



HAL
open science

Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézométrique du Gondo (bassin du Sourou) : Burkina Faso / Mali

Youssouf Koussoube

► **To cite this version:**

Youssouf Koussoube. Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézométrique du Gondo (bassin du Sourou) : Burkina Faso / Mali. Hydrologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT : 2010PA066688 . tel-00815287

HAL Id: tel-00815287

<https://theses.hal.science/tel-00815287>

Submitted on 19 Apr 2013

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

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

**THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE**

Spécialité : Hydrogéologie
(Ecole doctorale : Géosciences et Ressources Naturelles)

Présentée par

Mr Youssouf KOUSSOUBE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

**HYDROGEOLOGIE DES SERIES SEDIMENTAIRES DE
LA DEPRESSION PIEZOMETRIQUE DU GONDO
(BASSIN DU SOUROU) - BURKINA FASO / MALI**

soutenue le 9 juillet 2010

devant le jury composé de :

Pierre RIBSTEIN	Université P. & M. Curie	Directeur de thèse
Alain Nindaoua SAVADOGO	Université de Ouagadougou	Co-Directeur
Jean-Luc MICHELOT	Université Paris-Sud	Rapporteur
Yves TRAVI	Université d'Avignon et des pays de Vaucluse	Rapporteur
Ghislain de MARSILY	Université P. & M. Curie	Examineur
Christian LEDUC	IRD – Montpellier	Examineur
Nicolas BELLAHSEN	Université P. & M. Curie	Examineur
Valérie PLAGNES	Université P. & M. Curie	Invitée
Sophie VIOLETTE	Université P. & M. Curie	Invitée
Roger GUERIN	Université P. & M. Curie	Invité

Table des matières

Liste des figures	6
Liste des tableaux	10
LISTE DES SIGLES, ABBREVIATIONS, ACRONYMES ET SYMBOLES	11
Remerciements	12
Résumé :	14
Abstract:.....	14
Introduction et problématique	15
Première partie : Cadre naturel de l'étude.....	20
Introduction	21
1.1 Situation administrative et contexte géographique de la zone d'étude	22
1.1.1 Situation administrative et contexte géographique	22
1.1.2 Justification et choix de la zone d'étude	26
1.2 Géologie et tectonique de la plaine du Gondo.....	28
1.2.1 Contexte géologique régional	28
1.2.2 L'ensemble de socle cristallin Paléoprotérozoïque.....	29
1.2.3 Les formations du Néoprotérozoïque dans la bordure sud-est du bassin de Taoudéni	33
1.2.3.1 Lithostratigraphie dans la partie septentrionale et occidentale du bassin de Taoudéni.....	33
1.2.3.2 Les formations de l'Ouest du Burkina en bordure Sud-Est du bassin de Taoudéni.....	35
1.2.3.3 Lithostratigraphie de la partie septentrionale de la plaine du Gondo.....	41
1.2.4 Le Continental Terminal de la plaine du Gondo.....	43
1.2.4.1 Lithologie du Continental Terminal en Afrique.....	45
1.2.4.2 Les formations géologiques de la plaine du Gondo	46
1.2.5 Manifestations tectoniques dans la plaine du Gondo et dans le Gourma	55
1.2.5.1 Evénements tectoniques marquant en Afrique de l'Ouest	56
1.2.5.2 Manifestations tectoniques et néotectoniques	58
1.2.5.3 Géodynamique du bassin de Taoudéni.....	60
1.2.6 Directions structurales dans le bassin de Taoudéni	62

1.3 Le contexte climatique et hydrologique actuel	67
1.3.1 Définition et généralités sur le climat au Sahel	67
1.3.1.1 Définition du Sahel.....	67
1.3.1.2 La sécheresse dans le Sahel.....	70
1.3.2 Caractéristiques climatiques du bassin du Sourou.....	73
1.3.3 Les sols et la végétation dans le bassin du Sourou	82
1.3.4 L'hydrologie du bassin du Sourou	88
1.3.4.1 Du paléo-Mouhoun au Sourou	89
1.3.4.2 Formes naturelles du réseau hydrographique.....	92
1.3.4.3 Hydrologie du Sourou	98
1.3.5 Essai de bilan hydrologique	107
Conclusion de la première partie	111
Deuxième partie : Caractérisations des aquifères et des nappes	112
Introduction	113
2.1 Les nappes en « creux » dans la bande sahélienne	114
2.2 Méthodologie d'étude.....	120
2.2.1 Les méthodes pour l'étude des aquifères en présence	120
2.2.1.1 L'imagerie satellitaire	120
2.2.1.2 Géophysique.....	121
2.2.1.3 Les observations de terrain.....	125
2.2.2 Les méthodes pour l'étude des nappes.....	126
2.2.2.1 La piézométrie.....	126
2.2.2.2 Topographie et nivellement à l'aide du MNT SRTM et nivellement au DGPS	132
2.2.2.3 La chimie des majeurs et la silice.....	132
2.2.2.4 La géochimie isotopique	135
2.2.2.5 : Les pompages d'essai.....	137
2.2.2.6 La modélisation hydrogéologique	137
2.3 Structure et géométrie des aquifères	138
2.3.1 Carte structurale du bassin du Sourou	138
2.3.1.1 Schéma structural du bassin du Sourou.....	138
2.3.1.2 Carte linéamentaire du bassin du Sourou	140
2.3.2 Les corrélations des coupes de forages	143
2.3.4 Apports de la géophysique dans l'identification des discontinuités géologiques..	152
2.3.4.1 La configuration adéquate du MaxMin.....	153
2.3.4.2 Efficacité de l'électromagnétisme et de l'électrique dans la détermination du contact géologique socle / bassin sédimentaire.....	155

2.3.4.3	Identification de failles dans le socle et dans le bassin sédimentaire.....	158
2.3.4.5	Les sondages électriques : classification et identification de zones lithologiquement distinctes	166
	Conclusion	175
2.4	Caractérisation des nappes aquifères par les paramètres physico- chimiques	177
2.4.1	Caractéristiques des événements pluvieux.....	177
2.4.2	La silice dissoute dans les eaux souterraines	178
2.4.3	Caractéristiques chimiques moyennes des eaux souterraines	185
2.4.3.1	La conductivité électrique	185
2.4.3.2	Concentrations de quelques éléments chimiques majeurs	187
2.4.3.3	Les eaux souterraines de la plaine du Gondo dans le diagramme de Piper ...	189
	Conclusion	192
2.5	Caractérisation des nappes par les isotopes de l'environnement	193
2.5.1	Caractéristiques isotopiques de la pluie.....	193
2.5.2	Les signatures isotopiques des nappes d'eau souterraine	194
2.5.2.1	Les isotopes stables	194
2.5.2.2	La teneur en tritium des eaux souterraines.....	196
2.5.2.3	Variation isotopique suivant des profils verticaux : stratification des nappes	199
	Conclusion	203
2.6	La piézométrie	204
2.6.1	Variation temporelle de la piézométrie.....	204
2.6.1.1	Variation piézométrique et contexte géologique.....	204
2.6.1.2	Effet des aménagements hydrauliques du Sourou sur le niveau des nappes..	209
2.6.2	Variation spatiale de la piézométrie des années 2000	211
	Conclusion	213
	Conclusion de la deuxième partie	214
	Troisième Partie : Hydrodynamisme des nappes – Modélisation hydrogéologique	216
3.1	Introduction	217
3.2	Synthèse hydrogéologique	218
3.2.1	Variation spatiale de la piézométrie.....	218
3.2.2	Variation importante du gradient hydraulique	218
3.2.3	Contrôle géologique et structural de la piézométrie :	219
3.3	Synthèse de la chimie des eaux.....	222
3.3.1.	Géométrie et structure des aquifères.....	222
3.3.2	Physico-chimie et chimie des majeurs	223
3.3.3	Géochimie isotopique	224

3.3.4. Processus de la karstification (karstogenèse).....	225
3.4 Variation temporelle de la piézométrie : hausse piézométrique	229
3.4.1 Variations piézométriques temporelles.....	229
3.4.2 Cartes piézométriques comparées des années 1960 et 2000.....	230
3.5 Modélisation du fonctionnement hydrodynamique des nappes.....	236
3.5.1 Principe de la modélisation et logiciel de travail	236
3.5.2 Mise en œuvre du modèle, objectifs et méthodes	236
3.5.2.1 Découpage en mailles.....	237
3.5.2.2 Conditions aux limites.....	240
3.5.2.3 Les pompages d’essai.....	240
3.5.3 Calage en régime permanent.....	245
Discussions et conclusions.....	249
Conclusions générales	250
1 - Le milieu naturel.....	251
2 – Caractérisation géométrique des aquifères ; caractérisations piézométrique et chimique des nappes en présence	251
3 – Causes de la dépression piézométrique du Gondo – Modélisation hydrogéologique	254
4 – Importance des ressources en eau souterraine du bassin du Gondo pour l’hydraulique rurale et semi-urbaine	255
Liste bibliographique	257

Liste des figures

Fig. I. 1 : Carte géologique régionale de la plaine du Gondo (d'après Guiraud 1988).....	16
Fig. I. 2 : Evolution de la pluie en Afrique de l'Ouest : isohyètes 1940 – 1967 (en noir) et 1968 – 2000 (en rouge). L'indice pluviométrique 1895 à 2000 est en encart.....	17
Fig. I. 3 : Localisation de la plaine du Gondo et du bassin versant hydrographique du Sourou à Lery	22
Fig. I. 4 : Situation géographique du site d'étude	24
Fig. I. 5 : Carte topographique issue des données SRTM-90 montrant l'extension de la plaine du Gondo	25
Fig. I. 6 : Situation de la zone d'étude par rapport au bassin supérieur de la Volta.....	26
Fig. I. 7 : Carte géologique simplifiée du craton Ouest-Africain (Boher <i>et al.</i> 1992).	29
Fig. I. 8 : Carte géologique du bassin versant du Sourou (D'après Castaing <i>et al.</i> 2003, MEME 1992, modifiés).....	32
Fig. I. 9 : Evénements tectono-orogéniques Phanérozoïques et différents dépôts dans les bassins sédimentaires intra-continentaux en Afrique de l'Ouest (Villeneuve 2005).....	35
Fig. I. 10 : Colonne stratigraphique du Sud-Est du bassin de Taoudéni (Ouédraogo 2006).....	37
Fig. I. 11 : Carte géologique de la zone sédimentaire du SW du Burkina Faso (source : carte géologique et minière du Burkina Faso, Castaing <i>et al.</i> 2003). NB : la légende est la même que sur la Fig. I. 8.....	39
Fig. I. 12 : Situation des principaux bassins continentaux et côtiers du Continental Terminal en Afrique (Guiraud 1988).....	44
Photo 1 : Microphotographies de lames minces dans les roches du bassin du Gondo (Infracambrien et Continental Terminal)	49
Fig. I. 13a : Log de forage-test dans le secteur de Sanga - Nomou : de la bordure à droite vers l'intérieur du bassin à gauche, Nomou (1), Thou (2) et Doubaré (3).....	51
Fig. I. 13b : Horizons superficiels de la cuirasse latéritique et bauxitique allochtone (forage de Doubaré).....	52
Fig. I. 13c : Logs de forage-test de Toéni et de Koulérou, respectivement en rive gauche et en rive droite du Sourou, dans l'axe central de la plaine du Gondo (la localisation des forages sur l'encart ci-dessus 1) Nomou, 2) Thou, 3) Doubaré, 4) Koulérou, 5) Toéni	53
Fig. I. 14 : Principales structures tectoniques panafricaines du Craton ouest-africain (CWA) et de la plaque sud-américaine (d'après Villeneuve & Cornée 1994, modifié).....	57
Fig. I. 15 : Diagramme de densité des fractures sèches du massif granitique de Bidi/Yatenga (canevas de Schmidt, cercle inférieur), Koussoubé 1996	59
Fig. I. 16 : Schéma structural synthétique du bassin de Taoudéni et de sa bordure cristalline (d'après Ouédraogo 2006, Castaing <i>et al.</i> 2003, Sauvage & Sauvage 1992, Bronner <i>et al.</i> 1985).....	61
Fig. I. 17a : Coupes géologiques établies à partir des coupes de forages et des observations de terrain. D'après Ouédraogo 2006.	64
Fig. I. 17 b : Coupes géologiques établies à partir des coupes de forages et des observations de terrain. D'après Ouédraogo 2006.	65
Fig. I. 18: Saut de mousson dans le cas du site AMMA-CATCH au Niger (Lebel & Ali 2009).	69
Fig. I. 19 : Glissement des isohyètes vers le Sud : en ligne noire, isohyètes 1970-1989 ; en ligne discontinue rouge, isohyètes 1990-2006. La plaine du Gondo est en pointillés sur la carte	71
Fig. I. 20 : Diminution des précipitations annuelles entre la période humide (1950-1969) et la période sèche (1970 – 1989). Encarts : Sites AMMA-CATCH. Lebel <i>et al.</i> 2009 ; ellipse en pointillés : Plaine du Gondo	73

Fig. I. 21 : Situation des stations pluviométriques dans le bassin versant du Sourou (Dédougou, Tougan, Ouahigouya, Djibo).....	75
Fig. I. 22 : Variation des pluies mensuelles interannuelles 1950 – 2006 en allant du Sud au Nord, aux stations de Dédougou, Tougan, Ouahigouya et Djibo.	76
Fig. I. 23 : Variation de l'indice pluviométrique dans quatre stations pluviométriques en allant du Nord au Sud du bassin du Sourou.....	79
Fig. I. 24 : Variation des températures minima et maximales moyennes mensuelles 1965 – 2006 à au Sud du bassin (Dédougou) et au Nord du bassin (Ouahigouya) entre 1960 et 2005.....	80
Fig. I. 25 : Facteurs climatiques moyennes dans la zone du barrage de Kompienga, bassin du Nakambé (Burkina Faso) : Bakayoko <i>et al.</i> 2007	82
Fig. I. 26 : Différents types de sols dans la vallée du Sourou (Bethemont <i>et al.</i> 2003).....	84
Fig. I. 27 : Evolution des superficies aménagées en dizaine d'hectares, dans la vallée du Sourou	86
Fig. I. 28. Espèces végétales constituant la brousse tigrée.....	88
Fig. I. 29 : Image satellitaire ETM+ de Landsat 7 montrant la plaine du Gondo (ligne noire) et bassin du Sourou (ligne rouge).....	91
Fig. I. 30 : Evolution climatique de l'Afrique depuis 18 000 ans (d'après Leroux 1992).	92
Fig. I. 31 : Réseau hydrographique dans la zone de Thiou : cônes d'épandage dans le bassin sédimentaire en bordure avec le socle.....	95
Fig. I. 32 : Réseau hydrographique du Sourou.....	96
Fig. I. 33 : Différentes phases de construction du barrage sur le Sourou (Bethemont <i>et al.</i> 2003).....	100
Fig. I. 34 : Augmentation du niveau moyen de l'eau au barrage de Lery depuis la construction des aménagements complémentaires en 1984 (Ndiaye 2003)	103
Fig. I. 35 : Variations de la hauteur d'eau à Yaran (en trait bleu) en fonction de la pluviométrie à Tougan (en barres) entre 2001 et 2007 (source des données : DGRE ; Météorologie nationale du Burkina Faso).....	105
Fig. I. 36: Volumes des apports (précipitations et canal de dérivation des eaux du Mouhoun) et des écoulements en dehors du bassin du Sourou à Lery, pour la période 2003 - 2005	109
Fig. II. 1 : Profils géophysiques et sondages électriques réalisés dans le secteur de Sanga – Nomou, à l'Est de la plaine du Gondo	123
Fig. II. 2 : Localisation des puits et forages du Mali et du Burkina Faso	128
Fig. II. 3 : Réseau piézométrique national du Burkina Faso dans la plaine du Gondo et sa bordure de socle (pour la légende de la géologie se reporter à la figure I. 8).....	130
Fig. II. 4 : Localisation des prélèvements pour des analyses isotopiques des pluies et de la silice dissoute (bassin du Gondo, bassin Néoprotérozoïque et socle Paléoprotérozoïque)	133
Fig. II. 5 : Localisation des prélèvements pour le dosage de la silice dissoute dans la plaine du Gondo	134
Fig. II. 6 : Localisation des prélèvements pour les dosages isotopiques dans la plaine du Gondo.....	136
Fig. II. 7 : Carte linéamentaire du bassin du Sourou.....	141
Fig. II. 8 : Situation des forages hydrauliques et des coupes de forages (secteur de Sanga - Nomou) à l'Est de la plaine du Gondo.....	144
Fig. II. 9 : Essai de corrélation entre les logs de forages dans le secteur de Sanga – Nomou (Coupe B – A)	145
Fig. II. 10 : Essai de corrélation entre les logs de forages dans le secteur de Sanga – Nomou (Coupe C– D)	146

Fig. II. 11 : Essai de corrélation entre les logs de forages dans le secteur de Sanga - Nomou (Coupe E- F)	147
Fig. II. 12 : Carte du toit de l'Infracambrien (profondeur par rapport à la surface du sol) dans le secteur de Sanga - Nomou, à l'Est de la plaine du Gondo	150
Fig. II. 13 : Situation des forages profonds réalisés (points verts) sur la carte géologique de la zone d'étude (pour la légende de la géologie, se reporter à la fig. I. 8)	152
Fig. II. 14 : Profils comparatifs des longueurs de séparation des bobines pour l'identification du contact Socle/Infracambrien (profil géophysique P1 situé sur Fig. II. 1)	154
Fig. II. 15 : Variation des paramètres géophysiques entre le socle et le bassin ainsi que les anomalies géophysiques signalées dans les deux ensembles géologiques. Profil 1.....	1
Fig. II. 16 : Variation des paramètres géophysiques entre le socle et le bassin ainsi que les anomalies géophysiques signalées dans les deux domaines géologiques (début du profil géophysique P1).	157
Fig. II. 17 : Profils géophysiques magnétique, électromagnétique et électrique P1 dans le socle et le bassin sédimentaire. Coupe géologique interprétative correspondante.....	160
Fig. II. 18 : Variation de la susceptibilité magnétique entre la zone de socle et sa couverture (P7 et P8).....	161
Fig. II. 19 : Variation de la susceptibilité magnétique entre la zone de socle et sa couverture (P14 et P15).....	162
Fig. II. 20 : Mise en évidence de failles (tirets rouges) par les profils géophysiques dans le secteur de Sanga - Nomou.....	163
Fig. II. 21 : Variation de la susceptibilité magnétique à Koulérou en rive droite du Sourou (profil P16)	165
Fig. II. 22 : Classification des courbes de sondages électriques dans le socle (A1) et des les calcaires (A20)	168
Fig. II. 23 : Classification des courbes de sondages électriques dans la bande des calcaires (Infracambrien).....	169
Fig. II. 24 : Classification des courbes de sondages électriques dans le Continental Terminal	170
Fig. II. 25 : Situation des classes de courbes de sondages électriques dans le secteur de Sanga / Nomou : groupe 1 : en rouge ; groupe 2 en bleu ; groupe 3 en jaune	172
Fig. II. 26 : Cartes d'isorésistivités apparentes du secteur de Sanga - Nomou établies à l'aide des sondages électriques pour différentes valeurs de AB/2.	174
Fig. II. 27 : Nouvelle carte géologique dans le secteur de Sanga - Nomou	176
Fig. II. 28 : Efficacité de la concentration en silice dissoute (en mg.l ⁻¹) dans la discrimination entre les nappes aquifères différentes.....	180
Fig. II. 28 : Concentration en silice en mg.l ⁻¹ dans le socle, les calcaires gréseux et les argiles sableuses (secteur de Sanga - Nomou). La légende est la même que sur la.....	183
Fig. II. 29 : Paramètres physico-chimiques au développement du forage-test de Doubaré... ..	184
Fig. II. 30 : Distribution spatiale de la conductivité électrique des nappes dans la plaine du Gondo	186
Fig. II. 31 : Corrélation entre la conductivité électrique (CE) et les concentrations en nitrates (NO3) et en Sulfates (SO4) des eaux souterraines du Continental Terminal.....	187
Fig. II. 32 : ACP sur montrant la corrélation entre la conductivité électrique et les nitrates et sulfates d'échantillons du Continental Terminal (bassin du Sourou)	189
Fig. II. 33 : Les eaux du bassin sédimentaire (y compris du CT) dans le diagramme de Piper	190
Fig. II. 34 : ACP des majeurs et de la silice pour les différentes nappes (socle et couvertures sédimentaires).....	191
Fig. II. 35 : ACP des majeurs et de la silice de la nappe du Continental Terminal	192

Fig. II. 36 : Droite météorique locale (DML)	193
Fig. II. 37 : Graphes illustrant la recharge des nappes souterraines du socle et de sa couverture sédimentaire ainsi que l'impact de l'évapotranspiration.....	195
Fig. II. 38 : Variation spatiale de la teneur en tritium des nappes (secteur de Sanga - Nomou)	197
Fig. II. 39 : Variation spatiale de la teneur en ¹⁸ O des nappes (secteur de Sanga - Nomou) .	199
Fig. II. 40 : Fluctuations piézométriques à Kwarmenguel (Pz5), bassin du Sourou.....	205
Fig. II. 41 : Fluctuations piézométriques dans le bassin versant du Sourou (socle : Nomou ; bassin sédimentaire : Sanga, Thou, Yensé, Doubaré, Nenebrou)	208
Fig. II. 42 : Influences de la pluviométrie et du lac du Sourou sur la nappe au piézomètre de Di (Di_5) entre 1985 et 1995 : La surface topographique est à la cote 252 m à Di_5.....	211
Fig. II. 43 : Variation spatiale de la piézométrie en 2000 dans la plaine du Gondo	212
Fig. III. 1 Carte géologique simplifiée la plaine du Gondo (en vert : Séries gréseuses Infracambriennes et Néoprotérozoïques ; en jaune : Argiles sableuses du Continental Terminal ; en rose : Sables Quaternaires)	219
Fig. III. 2 : Fracturation et piézométrie dans la plaine du Gondo.	220
Fig. III. 3 : Corrélations entre la topographie, la piézométrie, l'épaisseur de la zone non-saturée et la conductivité électrique	224
Fig. III. 4 : Abandons techniques de forages hydrauliques dans la plaine du Gondo (Burkina Faso) – source : base de données hydrogéologiques (Sysmin)	226
Fig. III. 5 : Piézométrie de la plaine du Gondo des années 1960 (d'après les données piézométriques - nivellement général - de Archambault 1960)	231
Fig. III. 6 : Profils topographiques et piézométrie dans la plaine du Gondo entre 1960 (en jaune) et les années 2000 (en bleu clair). La topographie actuelle est en orange.	234
Fig. III. 7 : Coupe géologique simplifiée par corrélations des logs de forage et de la géophysique ainsi que des observations piézométriques.	238
Fig. III. 8 : Maillage de la coupe de référence (en rouge : failles verticales ; en trait noir : Forages et puits).	239
Fig. III. 9 : Pompage à paliers de débits (forage de Toéni).....	242
Fig. III. 10 : Courbe caractéristique du forage de Toéni	243
Fig. III. 11 : Variation du rabattement au cours du pompage de longue durée à débit constant de 16,74 m ³ /h (Toéni).....	244
Fig. II. 12. Pompage à paliers successifs de débit suivi d'une remontée (forage de Doubaré)	245
Fig. III. 13. Situation des petits bassins versants hydrographiques et leurs apports en ruissellement dans la plaine du Gondo.....	248

Liste des tableaux

Tab. I. 1 : Lithologie des formations sédimentaires dans le Nord du Burkina (bassin du Gourma), Castaing <i>et al.</i> 2003 modifié	42
Tab. I. 2 : Tenseurs de contraintes calculés selon la méthode Etchecopar 1981 des failles en relais du massif granitique de Bidi/Yatenga, Koussoubé 1996.....	60
Tab. I. 3 : Déficit d'écoulement et coefficients de ruissellement (ke) à Lery Nord ; (Ndiaye 2003, modifié)	101
Tab. I. 4 : Diverses échelles limnimétriques sur le Sourou, en amont et en aval du barrage de Lery.....	104
Tab. I. 5 : Hauteurs mensuelles d'eau enregistrées à Yaran en 2001 et 2002. La pluviométrie mensuelle est celle de la station de Tougan.....	104
Tab. I. 6 : Bilan hydrologique de 2003 à 2005 pour une superficie du bassin versant de 30 000 km ²	108
Tab. II. 1 : Consistance des travaux géophysiques	124
Tab. II. 2 : Sondages électriques (SE) et leur positionnement	125
Tab. II. 3 : Piézomètres du réseau national du Burkina Faso et l'état de leur suivi.....	131
Tab. II. 5 : Classification des sondages électriques selon le contexte géologique.....	167
Tab. II. 6 : Pluie mensuelle à Ouagadougou et variation de la concentration en K ⁺ et Na ⁺ (pour l'année 2005)	178
Tab. II. 7 : Concentrations des majeurs et de la silice des eaux du socle et des couvertures sédimentaires	179
Tab. II. 8 : Silice dissoute à différentes profondeurs dans la nappe du forage-test de Doubaré	183
Tab. II. 9 : Concentrations chimiques moyennes des eaux du Continental Terminal (Dakouré, 2003)	188
Tab. II. 10 : Variation isotopique de la nappe de socle entre la partie supérieure et la partie inférieure de la nappe ainsi qu'entre les périodes de hautes eaux et de basses eaux ...	200
Tab. II. 11 : Variation isotopique de la nappe Néoprotérozoïque entre la partie supérieure et la partie profonde de la nappe	201
Tab. II. 12 : Amplitude piézométrique entre 2008 et 2009 dans les nappes aquifères du secteur de Sanga – Nomou (voir situation sur la carte jointe en encart).....	207
Tab. III. 1 : Hausse piézométrique observée dans différentes localités (bassin du Sourou)	230
Tab. III. 2 : Débits à la foration des forages réalisés dans le cadre de cette étude. La situation des forages peut se faire sur la figure II. 17	241
Tab. III. 3 : Caractéristiques des forages de Toéni et de Doubaré respectivement situés dans l'axe central et en bordure de la plaine du Gondo.....	241
Tab. III. 4 : Volumes mensuels d'eau de ruissellement venant du socle et inondant la zone de Sanga et participant à la recharge des calcaires gréseux.	246
Tab. III. 5 : Conductivités hydrauliques des failles.....	249

LISTE DES SIGLES, ABBREVIATIONS, ACRONYMES ET SYMBOLES

AGRHYMET : Centre spécialisé du CILSS pour l'agriculture, l'hydrologie et la météorologie
AIEA : Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA)
BEWACO : Banque des données de l'international Water Consult
CIEH : Comité inter-états d'études hydrauliques
CILSS : Comité inter-états de lutte contre la sécheresse au Sahel
CT : Continental Terminal
DGPS : Differential GPS (GPS Différentiel ou Système mondial de positionnement différentiel)
DGRE : Direction générale des ressources en eau
DIRH : Direction de l'inventaire des Ressources hydrauliques
ETM+ : Enhanced Thematic Mapper Plus (capteur/récepteur du satellite LANDSAT 7)
FIT : Front Inter-tropical ou ITCZ chez les anglo-saxons
GPS : Global Positioning System (Système de positionnement mondial)
HAPEX-Sahel : Hydrologic and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel
IRD : Institut de recherche pour le développement (anciennement appelé ORSTOM)
IUCN : Union internationale pour la conservation de la nature
IWACO : International Water Consult (Pays-Bas)
LANDSAT : Satellite américain lancé en 1972 (ERTS1 ou LANDSAT1). D'autres missions se sont succédées et la dernière mission est Landsat 7 dotée du capteur/récepteur ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus).
MEME : Ministère chargé de l'Energie, des Mines et de l'Eau (Mali)
ONEA : Office national de l'eau et de l'Assainissement (Burkina Faso)
PADSEA II : programme d'appui pour le développement du secteur eau et l'assainissement phase 2
PMWIN : Processing Modflow sous Windows, logiciel informatique
RGB : canons vidéo Rouge, Vert et Bleu
SRTM : Shuttle Radar Topography Mission
SYSMIN : programme de cartographie géologique et minière, BRGM, Union européenne
UTM : système de projection Universal Transverse Mercator
SAC1 : Schiste, argilite, carbonate 1^{ère} série
SAC2 : Schistes, argilite, carbonate 2^{ème} série
Ggq : Grès à galets de quartz
Gfr : Grès fin rose
GKS : Grès de Kawara-Sindou
GB : Grès de Bandiagara
Gfg : Grès fin glauconieux
Max1 : Dispositif de prospection électromagnétique à l'aide du MaxMin (électromagnétomètre dipôle) dont les bobines émettrice et réceptrice sont horizontales
A, B : électrodes d'injection du courant
M, N : électrodes de mesure de la différence de potentiel
Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺ : cations Sodium, Potassium, Magnésium et Calcium
HCO₃⁻, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻ anions Hydrogéo-carbonate, de Chlorure, Nitrate et Sulfate
Mm³ : Millions de m³
Ma : million d'années
Ga : Milliard d'années
σ1, σ2, σ3 : contraintes de déformation majeure, intermédiaire et minimale

Remerciements

Les travaux qui font l'objet de cette thèse sont l'aboutissement de plusieurs années de mesures et d'observation avec le soutien de plusieurs partenaires que je tiens à remercier :

- l'Agence Internationale de l'Energie Atomique à travers les programmes BKF 8 002 et BKF 8 003,*
- le Ministère chargé de l'eau du Burkina Faso à travers le programme PADSEA II, et la Direction Régionale de l'Hydraulique, de l'Agriculture et des Ressources Halieutiques des Hauts-Bassins (Bobo-Dioulasso),*
- l'Ambassade Royale du Danemark à travers le programme DANIDA,*
- la Coopération Française (Campus France-Burkina) qui m'a octroyé une bourse pour la finalisation de ce travail.*

Il me plaît aujourd'hui de remercier sincèrement toutes les autorités et personnalités ayant, directement ou indirectement aidé par des conseils ou des soutiens matériels et moraux à ce travail.

Je remercie vivement l'Ecole Doctorale Géosciences et Ressources Naturelles pour avoir accepté de m'accueillir pour cette thèse malgré ma fonction d'enseignant-chercheur à l'Université de Ouagadougou.

Je tiens particulièrement à remercier,

- le Professeur Pierre Ribstein, pour l'accueil au sein du laboratoire et de l'UMR 7619 Sisyphe de l'Université Pierre et Marie Curie. Malgré vos lourdes responsabilités, vous avez cru en moi en formulant ce programme de recherche de thèse de doctorat ;*
- le Professeur Alain Nindaoua Savadogo, qui malgré ses tâches de plus en plus importantes m'a confié et m'a guidé dans les expéditions sur le terrain ; les bonnes conditions de travail au laboratoire ainsi que sur le terrain ont permis de valoriser ce travail ;*
- Le Professeur Roger Guérin et Nicolas Bellahsen m'ont accompagné dans ce travail. Trouvez ici tous mes sincères remerciements ;*
- Sophie Violette m'a initié à la modélisation et m'a donné le goût à cette approche qui a permis de valider les hypothèses de fonctionnement hydrodynamique. Qu'elle trouve ici, toute ma profonde reconnaissance ;*
- Le Professeur Yves Travi du laboratoire d'hydrogéologie de l'Université d'Avignon et Jean-Luc Michelot du Laboratoire IDES CNRS-Université Paris Sud à Orsay, pour avoir accepté d'être les rapporteurs, et Christian Leduc de l'IRD pour l'examen de ce travail. Merci pour vos critiques et vos conseils éclairés.*

- Je tiens à remercier en particulier Ghislain De Marsily, qui a été au parfum au début et à la fin de ce travail et a suivi de très près le déroulement et le dénouement. Malgré vos multiples tâches je vous dis merci.

Un grand merci à Valérie Plagnes, pour ses nombreux conseils et ces heures passées au dépouillement et à l'interprétation des données chimiques et isotopiques de l'Afrique de l'Ouest ;

Merci à G. Mahé du laboratoire Hydrosiences de l'Université de Montpellier pour le soutien et la mise à disposition des travaux sur la vallée du Sourou ;

Dénis Dakouré qui n'a cessé de me prodiguer des conseils depuis le début de cette aventure en thèse portant sur le bassin sédimentaire.

C'est grâce au soutien technique de plusieurs personnes que ce travail voit le jour :

- la mise à ma disposition des données hydrologiques du Sourou et hydrogéologiques par les cadres de la DGRE (Jean-Pierre Mihin, Kimsé Ouédraogo).

- l'appui de Aurélien Baro et de Bienvenue Somé qui m'ont aidé à débloquer mes ennuis avec ArcView.

A ma mère et à mes frères qui avez été tout pour moi et qui le demeurez. Souvent je n'ai pas été compris pour mes très longues études que vous avez trouvées interminables ; je vous dis merci pour le soutien et la patience.

A Maman mon épouse et à mes enfants Isma et Sami qui ont difficilement supporté mes longues absences de la maison. Merci pour la compréhension.

Je tiens à remercier tous mes co-thésards de l'UMR Sisyphe (Alexandre, Sandro, Ibrahim, Khaoula, François, Agnès, Christelle, Fabrizio) qui ont été tous formidables.

A tous mes collègues du laboratoire d'hydrogéologie de l'Université de Ouagadougou, je dis merci pour la collaboration dans l'exécution du programme de recherche "Etude sur la faisabilité d'exploitation des nappes profondes en hydraulique villageoise de la plaine du Gondo".

Un grand merci à toutes les personnes anonymes, aussi bien dans les administrations que dans les nombreuses localités traversées au cours des campagnes de prélèvements ou de mesures de terrain, qui ont, d'une manière ou d'une autre, contribué à l'aboutissement de ce travail.

Résumé :

La présente étude porte sur l'hydrogéologie des formations sédimentaires de couverture d'âge Néoprotérozoïque (Infracambrien) à Tertiaire de la plaine du Gondo. La superficie de la plaine du Gondo atteint 30 000 km², partagée entre le Mali et le Burkina Faso. Elle renferme une nappe libre dans les dépôts détritiques du Continental Terminal (CT) et une nappe plus profonde qui est en charge. La nappe libre est en dépression piézométrique et le toit de la nappe s'approfondit au fur et à mesure que l'on va vers le centre du bassin du Gondo. La présente étude traite du contexte naturel de la plaine du Gondo en général, et du bassin du Sourou à Lery en particulier, avant de s'appesantir sur la lithologie et la géométrie du système aquifère de la plaine du Gondo. Ensuite, les résultats des diverses investigations utilisant une approche interdisciplinaire (télédétection, géophysique, chimie des majeurs, géochimie isotopique, pompage d'essai, modélisation hydrogéologique) ont permis de mieux comprendre la recharge des nappes et leur fonctionnement hydrodynamique. Des solutions d'exploitation de la nappe profonde sont proposées en vue de satisfaire les besoins d'alimentation en eau potable en milieu urbain et semi-urbain.

Sous l'effet conjuguée de l'infiltration dans les mares endoréiques et bas-fonds et en dessous du lac du barrage du Sourou, une hausse piézométrique de près de 0,9 m à 5 m / an est enregistrée. Un modèle de recharge des nappes en régime permanent a été utilisé. Ce modèle prend en compte l'exfiltration par évaporation et l'infiltration supplémentaire dans les cônes d'épandage en bordure du bassin du Gondo.

Mots clefs : Infracambrien, Continental Terminal, Panafricain, rifting, évaporation, drainance verticale, dépression piézométrique, isotopes de l'environnement, modélisation, système aquifère karstique, hydraulique villageoise.

Hydrogeology of the sedimentary formations of the Gondo piezometric depression (Sourou watershed) : Mali – Burkina Faso

Abstract:

The Gondo Plain belongs to the Cenozoic intra-continental basins of sahelian Africa. It lies between Mali and Burkina Faso with an area of about 30 000 km². It has aquifer systems: an unconfined aquifer and a deeper confined one. The unconfined groundwater level shows a piezometric depression and the roof of the confined groundwater is more and more deep toward the centre of the Gondo basin. The present study deals in general with the natural context of the Gondo Plain and particularly with the Sourou Basin at Léry before dwelling on the lithology and the geometry of the aquifer system of the Gondo Plain. Then the results of the various investigations using an interdisciplinary approach (remote sensing, geophysics, major ions chemistry, isotopic geochemistry, pumping test modelling) allowed to better understanding of the groundwater recharge and their hydrodynamic working.

The preferential recharge occurs under the Sourou reservoir and under the spreading cones of the border of Gondo basin. This recharge is up from 0,9 to 5 meters by year. A recharge model of the groundwater has been in permanent regime. This model takes into account exfiltration by evaporation and additional infiltration in the spreading cones of the border of the Gondo basin.

Key words: Lower Cambrian, Panafrican, Continental Terminal, evaporation, vertical drainance, rifting, piezometric depression, natural isotopes of the environment, modelling, Gondo, karst aquifer system, rural water supply.

Introduction et problématique

Dans la bande sahélienne s'étendant du Sénégal à la Somalie, on rencontre de nombreuses zones où la nappe souterraine est en "creux", c'est-à-dire que celle-ci est plus profonde dans sa partie centrale que sur ses bordures (Fig. I. 1). C'est le cas des nappes du Ferlo (Sénégal), du Trarza (Mauritanie), de Nara (Mali), du Gondo (Mali / Burkina), de l'Azaouad (Mali), de Banizoumbou et de Dantiandou (Niger), de Baguirmi (Tchad). Ces nappes sont contenues dans des formations phanérozoïques, notamment le Continental Terminal (Oligo-Miocène) composé d'un ensemble de grès très fins et d'argiles détritiques provenant de l'érosion et du dépôt des formations géologiques préexistantes au paléo lac post-éocène du Sourou (Bethemont *et al.* 2003, Guillobez 1993). Plusieurs auteurs se sont penchés sur les mécanismes de fonctionnement hydrogéologique et des causes de ces dépressions piézométriques (Leduc 2003, Dakouré 2003, Taupin 2002, Favreau 2000, Gaye & Edmunds 1996, Aranyossy & Ndiaye 1993, Aranyossy *et al.* 1992, Dieng 1987). Parmi les mécanismes présidant à la genèse de ces « creux » piézométriques, il ressort dans la majorité des cas le processus d'évaporation ; l'hypothèse de mouvements tectoniques est évoquée pour la nappe du Maastrichtien au Sénégal (Gaye & Edmunds 1996).

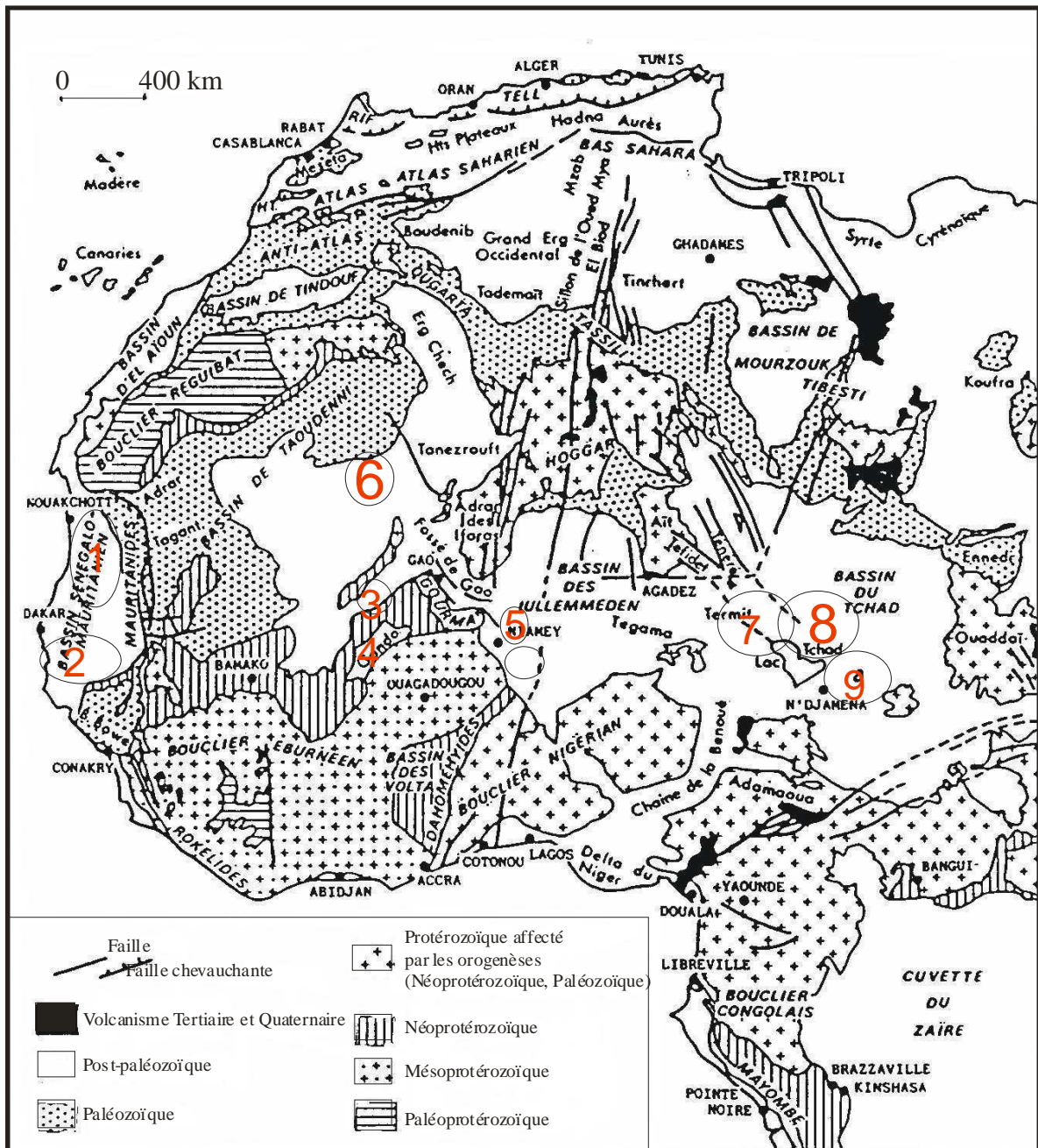


Fig. I. 1 : - Carte géologique régionale de la plaine du Gondo (d'après Guiraud 1988)
- Situation des nappes déprimés dans la bande sahélienne d'Afrique de l'Ouest (1 : nappe du Trarza ; 2 : nappe du Ferlo ; 3 : nappe du fossé de Nara ; 4 : nappe du Gondo ; 5 : nappes de Dantiandou et de Banizoumbou ; 6 : nappe de l'Azaouad ; 7 : nappe du Kadzell ; 8 : nappe du Lac Tchad ; 9 : nappe des Yaérés)

Pour la nappe en « creux » du Gondo couvrant plus de 30 000 km² entre le Burkina et le Mali, la connaissance des causes et des mécanismes qui contrôleraient la dépression piézométrique permettrait de mieux établir les conditions de sa recharge. La recharge de la nappe souterraine est faible et l'aquifère semble être multicouche avec plusieurs nappes interconnectées. Les eaux souterraines sont très anciennes et certaines datent de 26 000 ans selon les travaux de

Dakouré (2003). La plaine du Gondo appartient au Sahel central (10°W-10°E ; 11°N - 17°N) dont les précipitations moyennes interannuelles (1951 - 1969) sont comprises entre 250 mm et 1 000 mm (l'Hôte & Mahé 1996), Fig. I. 2. A partir des années 1970, une sécheresse prolongée s'est installée au Sahel qui s'est traduite par un déplacement des isohyètes de plus de deux cents kilomètres (Mahé *et al.* 2001). Dans cette dernière décennie, on note un début de retour des précipitations à la normale au Sahel central, tandis que le Sahel Oriental connaît toujours des précipitations déficitaires par rapport à la période précédente (Lebel *et al.* 2009).

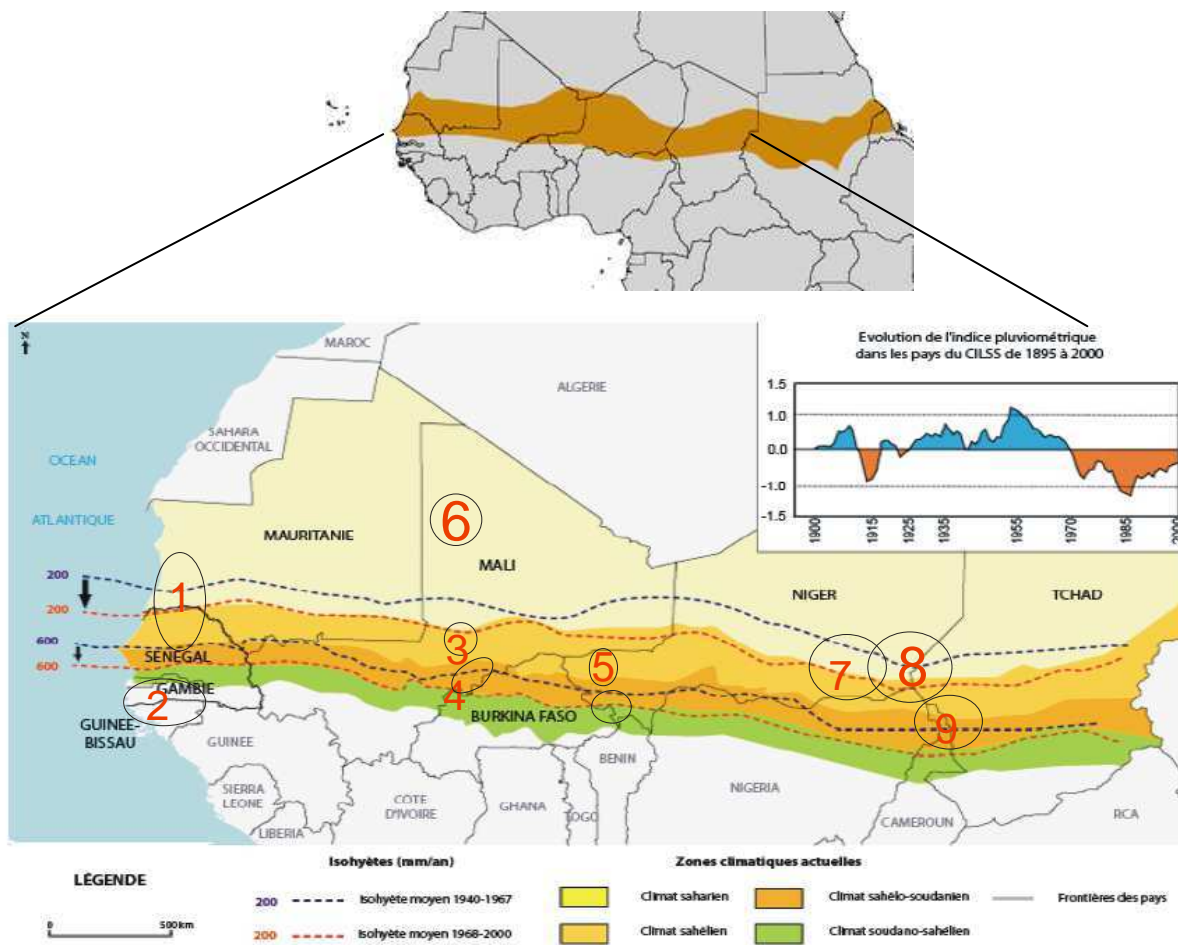


Fig. I. 2 : Evolution de la pluie en Afrique de l'Ouest : isohyètes 1940 – 1967 (en noir) et 1968 – 2000 (en rouge). L'indice pluviométrique 1895 à 2000 est en encart
- Présentation de la situation des nappes déprimées dans la bande sahéenne (voir légende en Fig. I. 1)

Les conséquences sur l'environnement de cette longue sécheresse sont très importantes ; cet aléa climatique s'ajoute à la croissance démographique (Diello 2007) pour entraîner une pression sur les ressources naturelles et l'augmentation des superficies des champs de cultures. De plus, de mauvaises pratiques agricoles (agriculture extensive, mauvaise application des techniques de conservation des sols) ont pour corollaire la dégradation des terres et leur forte capacité à ruisseler plutôt qu'à infiltrer. Dans ce milieu à climat sahélo-soudanien où la précipitation est irrégulière et mal répartie dans l'espace et dans le temps, l'eau souterraine est la seule ressource disponible pour l'alimentation en eau potable des populations et l'abreuvement du cheptel en saison sèche. Mais la nappe souterraine y étant profonde, l'accès à l'eau potable est compromis. En effet, dans la plaine de Gondo, le niveau statique est relativement profond (60 m environ au Burkina Faso, atteignant la centaine de mètres au Mali). Des difficultés d'exhaure avec des ouvrages hydrauliques modernes sont rencontrées par les populations qui exercent une forte pression sur les points d'eau en nombre insuffisant. Les pompes hydrauliques à pistons multiples (UPM), qui sont un type de pompe à motricité humaine adapté pour les nappes profondes, ne tardent pas à s'abîmer. Pourtant, la plaine du Gondo regorge de potentiels importants en sols lacustres et détritiques et en sol hydromorphes (Bethemont *et al.* 2003) que l'on pourrait exploiter si les potentialités en eau souterraine étaient mieux caractérisées et mieux maîtrisées.

Dans cet espace naturel essentiellement rural, la forte variabilité des précipitations annuelles et l'encroûtement des sols rendent visible la dégradation de l'environnement. Cela n'est pas sans conséquence sur les ressources en eau souterraine.

Au Niger, le fort taux de ruissellement et la concentration de ces eaux de ruissellement dans les mares endoréiques entraînent la remontée constante de la nappe (Leduc 2003, Favreau *et al.* 2002 ; Favreau 2000).

Au Nord-Est de la plaine du Gondo à la limite entre le socle cristallin et le bassin sédimentaire, une remontée piézométrique similaire à celle du Niger s'observe ; le niveau de la nappe a monté de près de 40 m entre la situation de 1960 et celle d'aujourd'hui (Dakouré 2003). Ces mêmes observations faites dans le même type d'aquifère qu'au Niger ont-elles les mêmes causes ? La situation géographique de la plaine de Gondo à cheval entre le Burkina et le Mali constitue une zone géographique particulièrement sensible à l'exploitation des eaux souterraines.

Par rapport à ces observations et aux problèmes posés, il se dégage plusieurs questions scientifiques majeures :

1 – Quel est le lien entre la tectonique et l’effondrement de l’aquifère Infracambrien, prélude du dépôt des formations argilo-sableuses du Continental Terminal ?

2 – Quelle est la part entre la tectonique et l’évapotranspiration dans la genèse de la dépression piézométrique du Gondo ?

3 – Les processus connus jusque-là pour être à l’origine des dépressions piézométriques dans la bande Sahélienne au Sénégal, au Niger et au Tchad (Leduc 2003, Djoret 2000, Favreau 2000, Dieng *et al.* 1990, Dieng 1987) sont-ils identiques à ceux de la dépression du Gondo (Burkina, Mali) ?

4 – Quelle est l’origine de la recharge des nappes du Continental Terminal et des autres aquifères de la plaine du Gondo (système aquifère du Gondo) ? Peut-on la quantifier ?

Les réponses à ces questions constituent les objectifs de la thèse. L’atteinte de ces objectifs permettrait de répondre à la question de l’accès à l’eau potable en milieu rural et semi-urbain (Ouahigouya, Tougan).

Le présent travail comprend trois parties :

- la première partie porte sur le cadre naturel de l’étude : le contexte géologique et structural, le climat et l’hydrologie seront commentés ; un essai de calcul du bilan hydrologique sera présenté ;
- la deuxième partie porte sur l’hydrogéologie de la plaine du Gondo. Les techniques de télédétection, de géophysique, d’analyse des coupes géologiques établies à l’aide de logs de forages hydrauliques permettent une bonne caractérisation de la structure et de la géométrie des aquifères (argiles et sables du Continental Terminal, grès et calcaires gréseux de l’Infracambrien). Les mesures de piézométrie ainsi que l’analyse chimique des eaux ont permis de bien caractériser les nappes souterraines en présence ;
- enfin, la troisième partie fait la synthèse des résultats obtenus et tentera de répondre à la question de la recharge de la nappe déprimée, de son fonctionnement hydrodynamique ainsi que des causes de la remontée sectorielle de la nappe. Un paragraphe sera consacré aux perspectives d’exploitation des nappes souterraines du Gondo pour l’hydraulique villageoise et semi-urbaine.

Première partie : Cadre naturel de l'étude

Introduction

Le cadre naturel des nappes en « creux » de la bande sahélienne est caractérisé d'une part la lithologie des formations géologiques qui renferment ces nappes d'eau souterraine et d'autre part par le contexte climatique. La situation hydrographique fait de cette zone le bassin supérieur de la Volta. L'hydrologie de la plaine du Gondo fait de la zone d'étude une spécificité qui mérite d'être examinée. Aussi, cette première partie de la thèse peut se scinder en trois chapitres :

- Le chapitre 1 concerne la situation géographique et administrative du site d'étude ;
- Le chapitre 2 porte sur la géologie et la tectonique aux échelles régionale et locale. Il précise les principales directions tectoniques récentes (néotectonique) ayant affecté cette partie du bassin de Taoudéni ;
- Le chapitre 3 concerne le climat actuel sahélo-soudanien marqué à la fin du XX^{ème} siècle par une sécheresse s'étalant entre 1970 et 2000. Il comprend l'examen des autres paramètres du bilan hydrologique, ainsi que de la végétation et des sols. Il traite aussi de l'hydrologie du Sourou et examine les conséquences de la sécheresse et des aménagements hydrauliques sur les écoulements sur le bassin du Sourou à Lery. Il se termine par l'ébauche d'un bilan hydrologique annuel à l'échelle du bassin du Sourou à Lery.

Cette zone doit son nom à son relief plat (251 – 255 m), peu accidenté s'étendant de Nouna (plaine du Sourou), à la plaine de Bankass et allant jusqu'au Séno au Mali (plaine de Bankass-Séno, plaine du Mondoro), Fig. I. 4. La plaine du Gondo doit son nom à la localité de Gondo située au Mali. La plaine du Gondo (encore appelée plaine de Gondo) est encadrée par deux zones dont le relief est plus accidenté et plus élevé au Nord, au Sud-Ouest et à l'Ouest avec le plateau Dogon (Plateau de Bandiagara) au Mali (plus de 600 m d'altitude), en bordure du bassin versant du Sourou. Au Sud-Est, ce sont les reliefs des témoins de cuirasses latéritiques ou bauxitiques Eocène (330 – 360 m) du socle cristallin (Burkina Faso), Fig. I. 5.

La partie centrale de la plaine du Gondo est occupée par les alluvions des réseaux fluviaux endoréiques (Sourou). Le bassin versant hydrographique du Sourou draine une partie de la plaine du Gondo (formations tertiaires et quaternaires) et le socle cristallin Paléoprotérozoïque. Ce bassin couvre une partie de socle cristallin au Nord-Est du Burkina Faso et une large partie sur le bassin sédimentaire de Taoudéni. Cette zone où la nappe est en dépression piézométrique est drainée par le Sourou, affluent du Mouhoun (ex-Volta Noire), dans la partie supérieure du bassin de la Volta (Fig. I. 6).

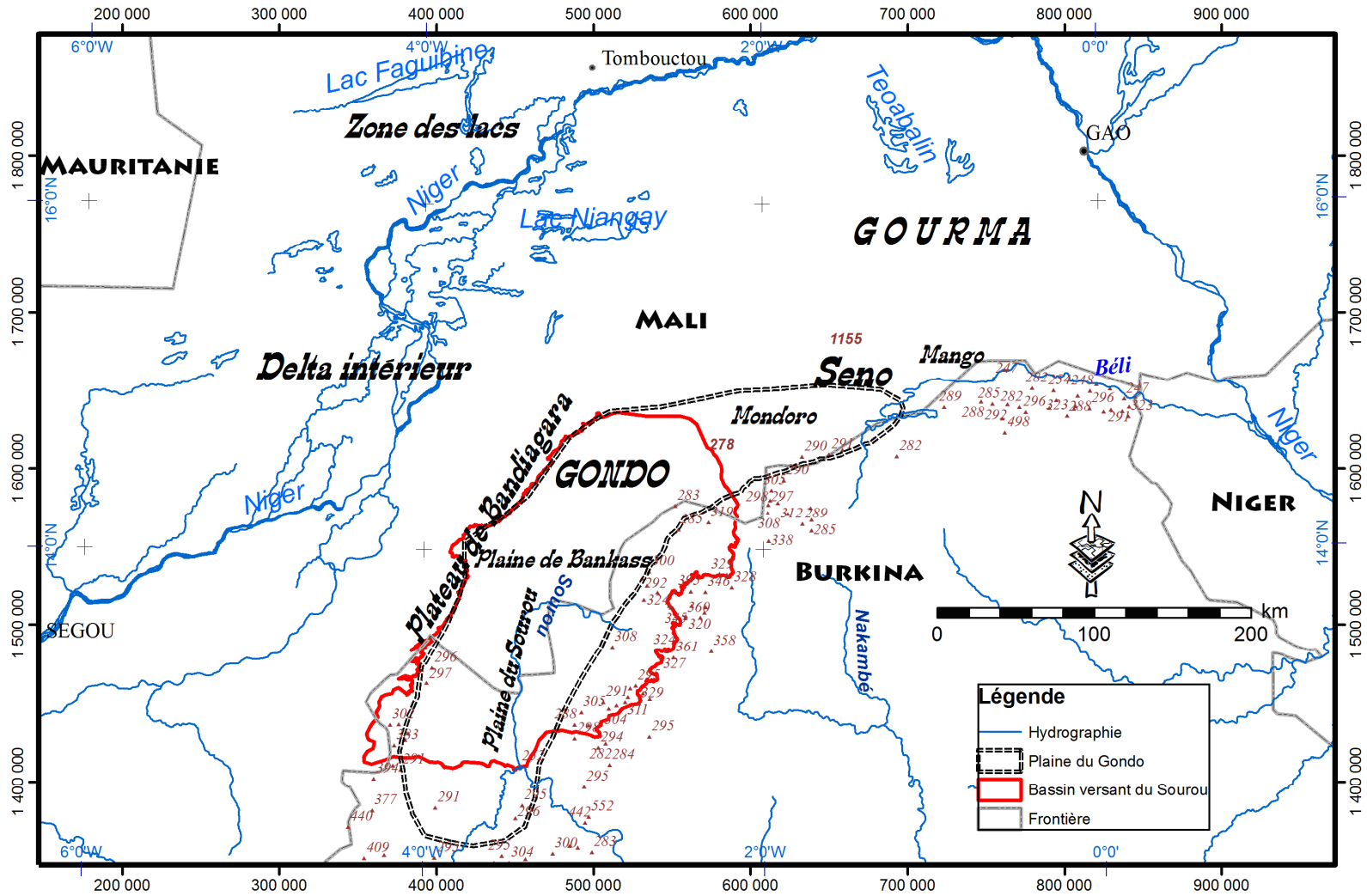


Fig. I. 4 : Situation géographique du site d'étude

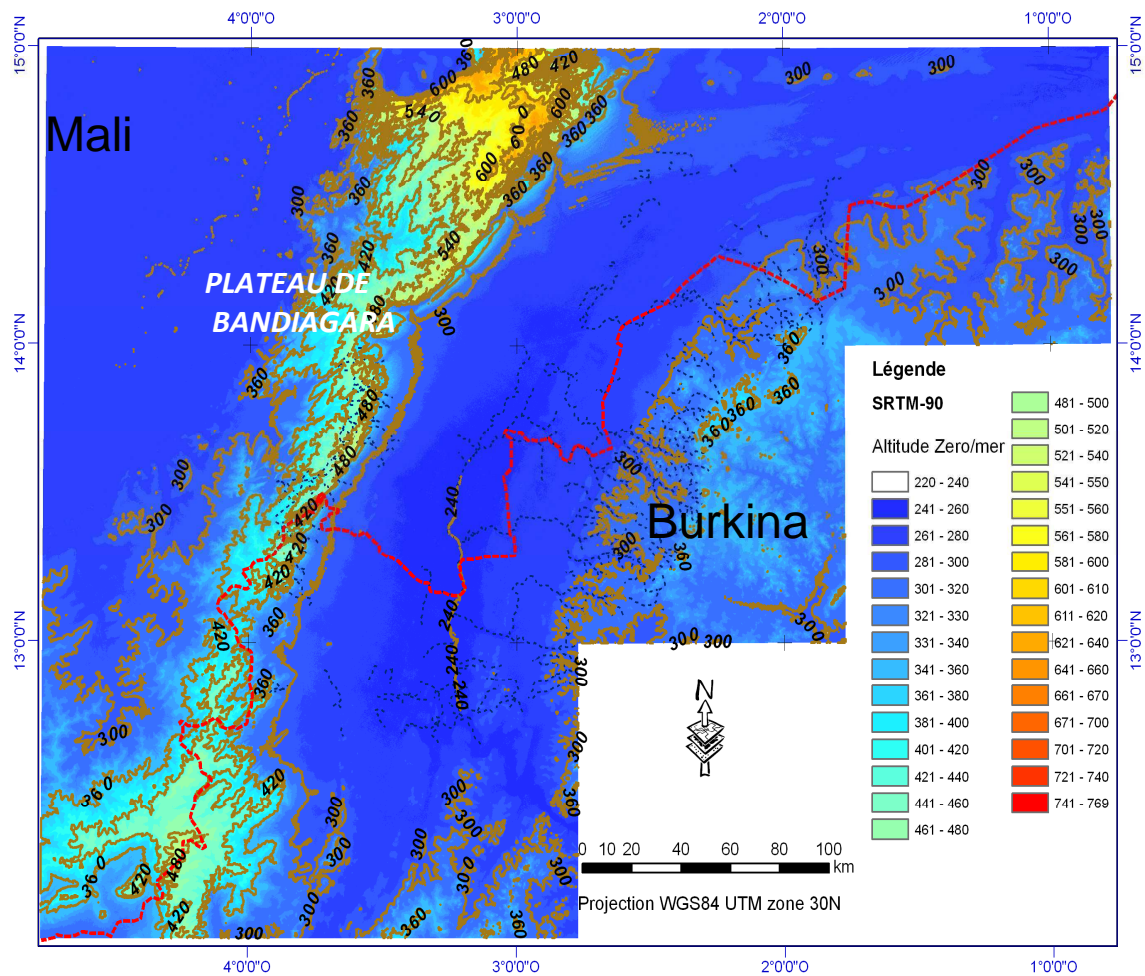


Fig. I. 5 : Carte topographique issue des données SRTM-90 montrant l'extension de la plaine du Gondo

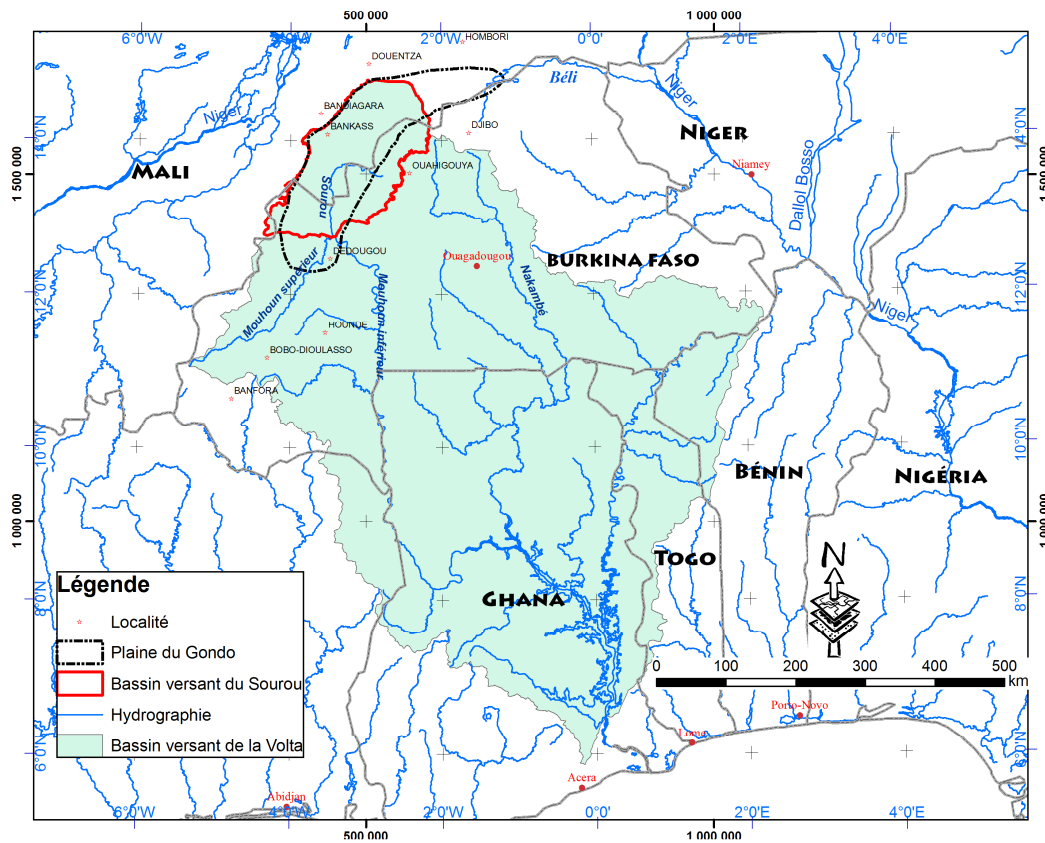


Fig. I. 6 : Situation de la zone d'étude par rapport au bassin supérieur de la Volta

1.1.2 Justification et choix de la zone d'étude

La plaine du Gondo forme alors une bande allongée et courbe, large de 100 km sur une longueur de 400 km, passant d'une orientation NNE-SSW vers Dédougou (Burkina Faso) à une orientation ENE -WSW au Sud de la localité de Hombori (Mali). La pointe la plus orientale de la plaine du Gondo se situe dans la localité des mares de Feto-Moraboulé (Burkina Faso), Fig. I. 3. Le bassin versant hydrographique du Sourou à Lery est situé entre les latitudes 12°00'N et 15°00'N et les longitudes 0°30'W à 4°00' W (Fig. I. 4).

Ainsi, la zone d'étude comprend deux entités géographiques dont la connaissance permettrait d'atteindre les objectifs de l'étude : il s'agit de la plaine du Gondo et du bassin versant hydrographique du Sourou dont la superficie est d'environ 31 000 km², soit à peu près la superficie de la plaine du Gondo. La plaine du Gondo représente une partie du bassin du Sourou à relief plat et où se rencontrent des dépôts sableux quaternaires et des dépôts fluvio-lacustres Tertiaires (Mio-Pliocène). En plus, la plaine du Gondo s'étend au-delà du bassin du

Sourou, le long de la frontière Mali-Burkina (plaines du Seno-Mango et du Mondoro, Fig. I.4). La zone d'étude se focalisera sur le bassin du Sourou en vue d'intégrer l'ensemble des processus hydrologiques et environnementaux qui permettent de mieux comprendre la dynamique des nappes aquifères de la plaine du Gondo.

Le contexte géologique du bassin versant comprend deux entités géologiques spatialement distinctes qui sont en discordance stratigraphique entre elles : un ensemble cristallin (Paléoprotérozoïque) et un ensemble sédimentaire (Néoprotérozoïque, Mio-pliocène et Quaternaire). La morphologie distingue bien ces deux entités qui délimitent en leur milieu, une zone topographiquement basse. Il existe d'une part, le plateau gréseux de Bandiagara (altitudes comprises entre 400 et 700 m) se poursuivant vers Douentza et vers le Mont Hombori (1 155 m) situé plus au Nord-Est. Il existe d'autre part, à l'Est du bassin versant les témoins de collines de cuirasse latéritique sur socle cristallin Paléoprotérozoïque au Nord-est du Burkina Faso et dont les altitudes sont comprises entre 410 et 350 m en moyenne (Fig. I. 2, Fig. I. 5).

Ce contexte géologique et géomorphologique ainsi que les mouvements cassants et souples que les roches ont subis au cours des temps géologiques déterminent le mode de gisement des nappes souterraines de la plaine du Gondo. De ce fait il paraît important de préciser davantage les formations géologiques et les déformations tectoniques dans le bassin versant hydrographique du Sourou.

1.2 Géologie et tectonique de la plaine du Gondo

Ce chapitre traite de la synthèse bibliographique sur les formations géologiques de la plaine du Gondo en général et du bassin versant hydrographique du Sourou en particulier. Nous aborderons d'abord les formations du socle cristallin avant d'examiner les différentes séries sédimentaires détritiques de couverture (Néoprotérozoïque de l'Ouest du bassin, Infracambrien du Gourma, Tertiaire de la plaine du Gondo). Les déformations tectoniques ayant affecté l'ensemble de ces formations géologiques seront ensuite abordées. Cette synthèse sur la lithologie établie à partir de la bibliographie sera complétée par nos observations de terrain. Pour la présentation de ce chapitre, deux échelles seront considérées tant au niveau de la lithologie qu'au niveau des déformations tectoniques : l'échelle régionale et l'échelle locale.

1.2.1 Contexte géologique régional

L'Ouest africain s'étend du Golfe de Guinée à la Mer Méditerranée et est constitué schématiquement par un vaste craton relativement stable depuis environ 1 600 Ma (Bessoles 1977, Trompette 1973). Il est ceinturé par des zones mobiles : chaîne panafricaine des Rockelides et chaîne calédono-hercynienne des Mauritanides à l'Ouest, chaîne panafricaine des Pharusides et des Dahomeyides à l'Est, chaîne hercynienne de la Meseta Marocaine ainsi que les chaînes de l'Anti-Atlas et d'Ougarta au Nord et au Nord-Est (Fig. I. 1, Fig. I. 7).

Des bassins sédimentaires intra-continentaux pour la plupart se rencontrent dans le craton. Leur mise en place débuta autour de 1 000 Ma au Néoprotérozoïque et au Paléozoïque et se termine au Carbonifère. On peut citer en exemple les bassins suivants : Taoudéni, Tindouf, Volta, Sénégal-mauritanien, Bové, Ghana, Reggane, Tamesma, Almet, Oued Mya, Illizi, Murkzuk. Par la suite d'autres bassins détritiques ou fluvio-lacustres apparurent au Tertiaire (Gondo, Nara, Iullemmeden, Chari-Baguirmi...) et formèrent des dépôts d'épaisseur variable en discordance sur les formations antérieures.

Dans le contexte de la zone d'étude, trois ensembles lithologiques peuvent être distingués, dans le bassin versant hydrographique du Sourou, avec de bas en haut :

- l'ensemble du socle cristallin et cristallophyllien appartenant au Paléoprotérozoïque couvrant la moitié Est et Nord-Est du bassin ;
- l'ensemble de couverture sédimentaire tabulaire appartenant au Néoprotérozoïque. Il s'étend juste au sud du bassin versant du Sourou (à Lery) et sur les bordures occidentales constituant les séries gréseuses des falaises de Bandiagara ;

- l'ensemble formé par les dépôts cénozoïques terrigènes du Continental Terminal discordant sur les deux ensembles ci-dessus cités. On peut adjoindre à cet ensemble, tous les témoins de cuirasse latéritique (reliques de cuirasse bauxitique, de haut-glacis, de moyen-glacis, de bas-glacis) sur substratum de socle et les sédiments colluvio-alluvionnaires de la vallée du Sourou.

Les séries sédimentaires tertiaires, néoprotérozoïques sont discordantes sur le socle Paléoprotérozoïque. Nous y reviendrons dans le paragraphe qui aborde la tectonique.

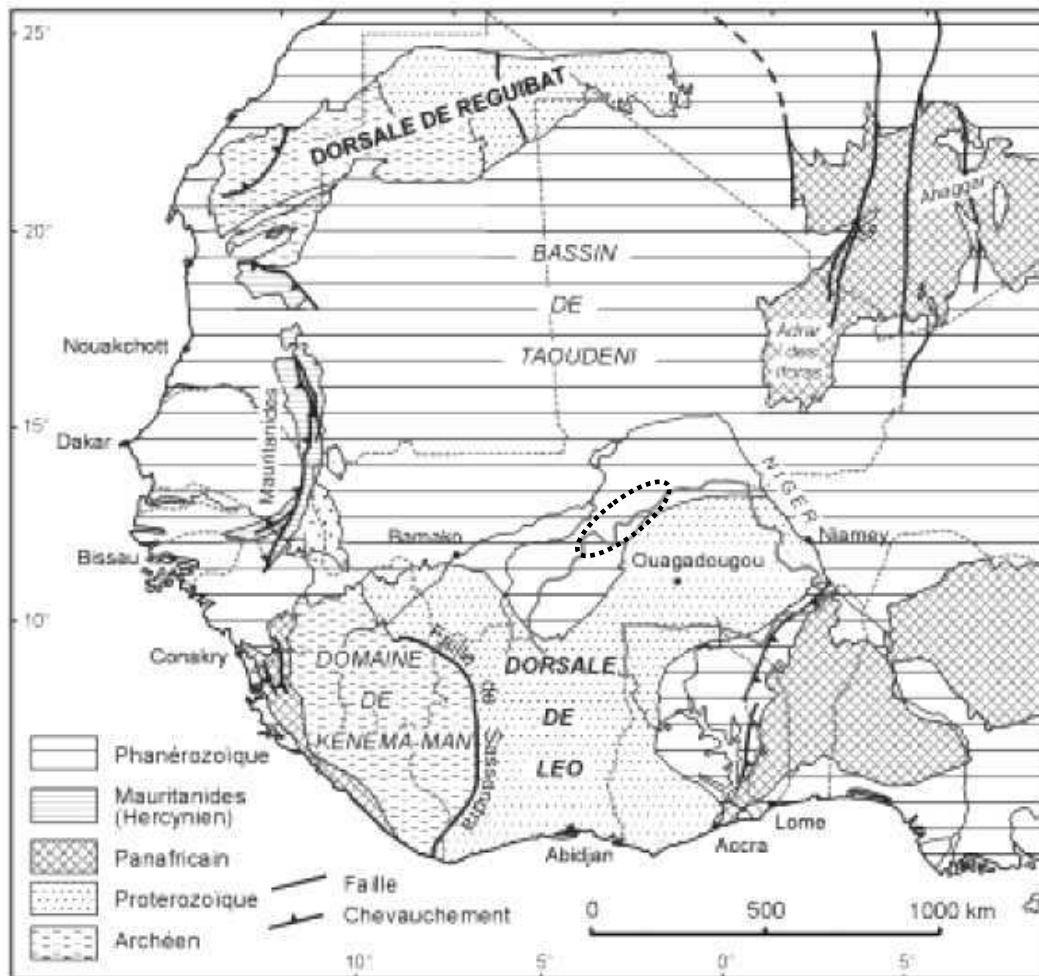


Fig. I. 7 : Carte géologique simplifiée du craton Ouest-Africain (Boher *et al.* 1992).

La plaine du Gondo est localisée dans l'ellipse en pointillés.

1.2.2 L'ensemble de socle cristallin Paléoprotérozoïque

Cet ensemble comprend d'une part les formations volcaniques associées à des intrusions plutoniques dans des ceintures birimiennes (greenstones belts) orientées globalement NNE et

d'autre part, les formations granitiques intrusives situées généralement entre deux ceintures birimiennes (Ouédraogo 2006, Castaing *et al.* 2003, Boher *et al.* 1992). La Fig. I. 8 montre bien ces deux formations géologiques.

1°) Les formations volcaniques et plutoniques :

Elles appartiennent à la branche de la ceinture "Kaya – Goren" en forme de "cross" située entre Ouahigouya et Koumbri et s'étend vers la bordure du bassin sédimentaire. Dans cette ceinture birimienne, on peut rencontrer des formations volcaniques (basalte à affinité tholéitique de Koumbri), volcano-sédimentaires (métasédiments, andésites, tufs, rhyolites) ainsi que des orthogneiss et des formations plutoniques. L'orientation de cette ceinture birimienne est NNE-SSW. On y rencontre également des petits corps intrusifs de gabbros et de diorites au Nord-Ouest de Ouahigouya (Bidi, Thiou) ainsi que des ultrabasites (dunite) à Doré au Nord de la localité de Bidi, non loin du contact avec le bassin sédimentaire.

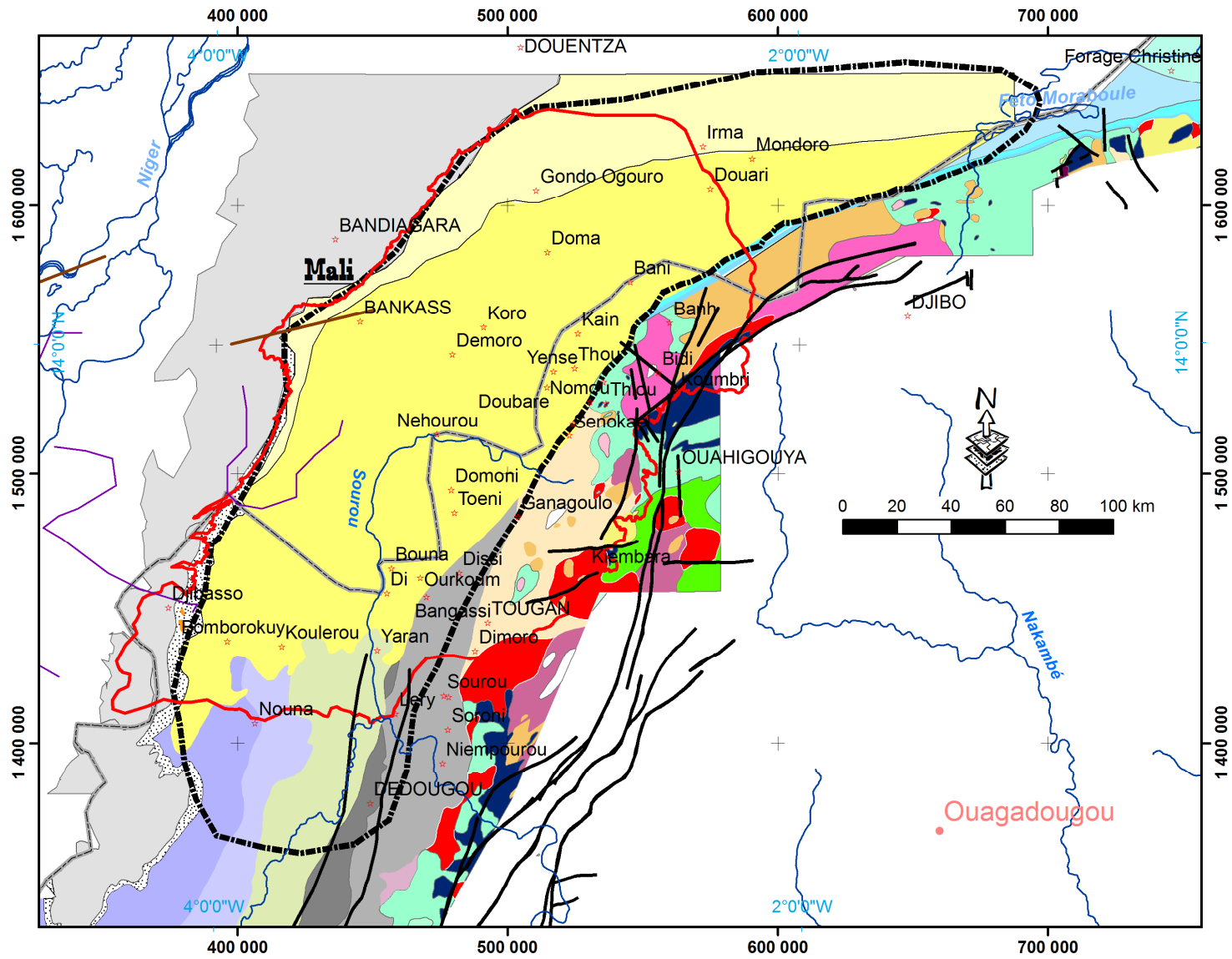
2°) Des granitoïdes éburnéens

Ces granitoïdes sont entre différentes ceintures de roches vertes comprenant essentiellement :

- . des granites à biotite, souvent à amphibole, à texture moyenne à grossière, largement rencontrés dans la région de Kiembara. On peut y associer également le granite porphyroïde de Bidi daté 2 196 Ma (Boher *et al.* 1992).

- . des granites alcalins intrusifs en massifs circonscrits dans la localité de Zogoré.

- . des tonalites correspondant aux migmatites et granito-gneiss des anciens auteurs (Hottin & Ouédraogo 1975). Ces roches comprennent des granodiorites, des tonalites, des diorites quartziques d'où l'appellation de Tonalite-Trondjémite-Granodiorite (TTG), (Castaing *et al.* 2003). Généralement rubanés (fabrique magmatique, foliation gneissique), ces tonalites sont recoupées par des filons d'aplite et de pegmatite. On les rencontre au Sud-Est du bassin versant du Sourou et sont datés 2 210 à 2 100 Ma (Fig. I. 8).



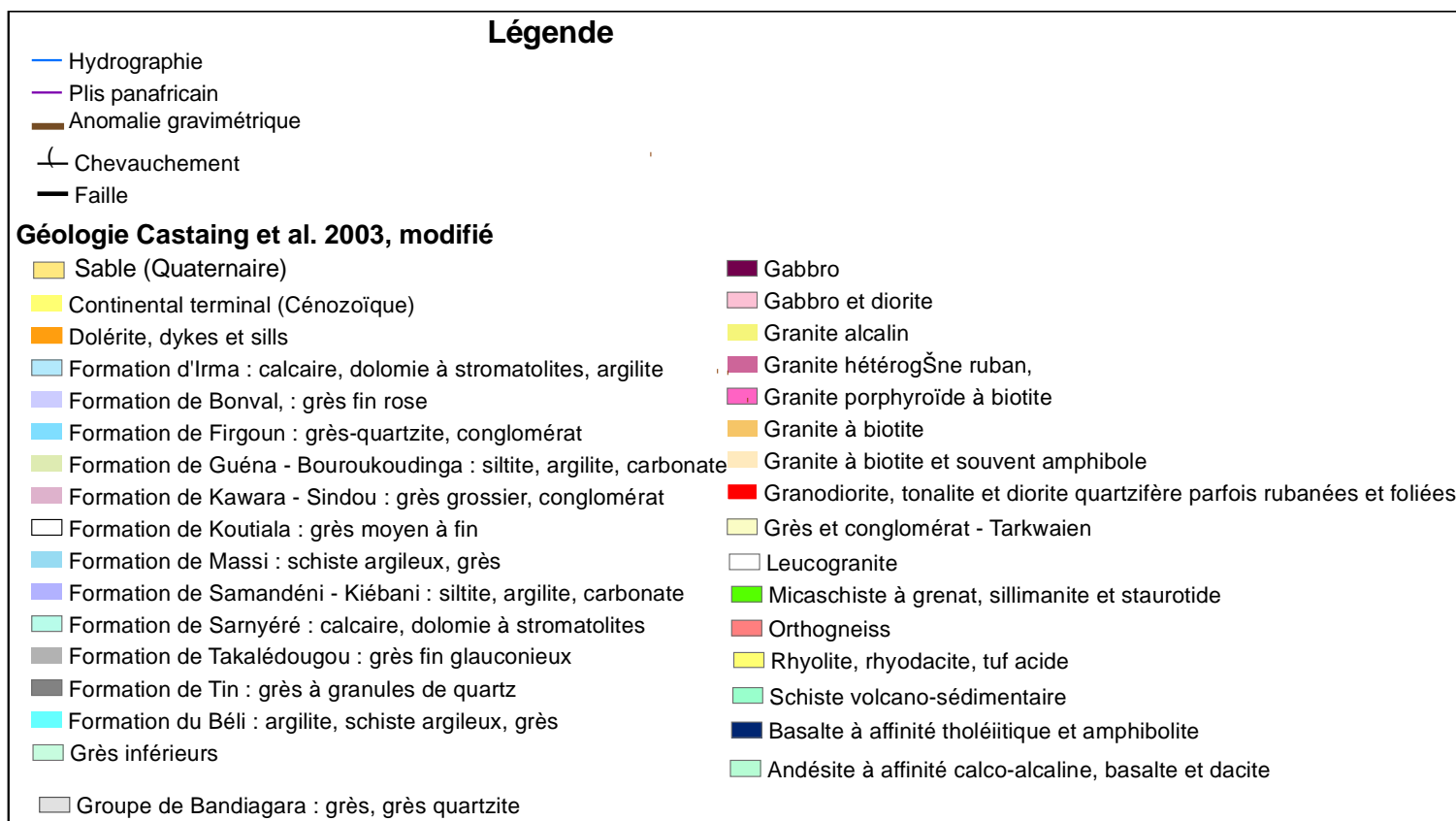


Fig. I. 8 : Carte géologique du bassin versant du Sourou (D'après Castaing *et al.* 2003, MEME 1992, modifiés)
Le Bassin du Sourou est en contour de couleur rouge ; le contour approximatif de la plaine du Gondo est en tiretés noir

Globalement, ces formations de l'ensemble du socle Paléoprotérozoïque sont caractérisées par un développement de cuirassement d'autant plus prépondérant que le substratum est basique. De nos jours, ce ne sont que des témoins de ces cuirasses ferrugineuses ou alumineuses qui constituent les reliefs dominant. On en rencontre le long de la faille de Koumbri (Fig. I. 8). Les altitudes plus hautes du bassin du Sourou se rencontrent ici au sommet des témoins de cuirasse latéritique (330 – 360 m). Les figures I. 4 et I. 5 illustrent bien les altitudes contrastées entre les zones de bordures et la partie centrale de la plaine du Gondo : à l'Est du bassin dans le socle cristallin, les altitudes sont de l'ordre de 360 m, et à l'Ouest du bassin du Sourou, les dépôts gréseux Néoprotérozoïque du plateau de Bandiagara avec des altitudes de 600 m : la plaine du Sourou, du Séno-Gondo et du Mondoro apparaît dans le centre du Gondo à des altitudes n'excédant 255 m.

1.2.3 Les formations du Néoprotérozoïque dans la bordure sud-est du bassin de Taoudéni

La zone d'étude appartient à la bordure orientale du vaste bassin sédimentaire de Taoudéni, centrée sur le craton ouest-africain (Fig. I. 1, Fig. I. 8).

La lithologie des formations sédimentaires du bassin sédimentaire de Taoudéni est assez variée selon les parties septentrionale, occidentale et orientale. Vers l'Est du bassin de Taoudéni, dans la zone du Gourma, en direction de la chaîne panafricaine, les formations sont plissées et recouvertes par des sédiments secondaires et tertiaires. Toute la partie centrale du bassin de Taoudéni est recouverte par des sédiments quaternaires. Dans les paragraphes ci-dessous, chacun des domaines avec leurs spécificités sera examiné.

1.2.3.1 Lithostratigraphie dans la partie septentrionale et occidentale du bassin de Taoudéni

Dans l'Adrar mauritanien (bordure Nord-Ouest du bassin) où les séries sont le plus complètement représentées à l'exception du carbonifère, la lithostratigraphie a été subdivisée en quatre supergroupes discordants (Fig. I. 9), de la base au sommet (Trompette, 1973) :

Le Supergroupe I : 1 000 - 1 100 Ma à 650 Ma,

Il repose en discordance sur le socle Paléoprotérozoïque. Globalement, il s'agit de formations argilo-silteuses contenant des niveaux carbonatés dolomitiques à stromatolites intercalées dans des séquences détritiques gréseuses. Ce sont des sédiments marins peu profonds, marqués par de brèves périodes d'émersion caractérisées par des discordances de ravinement.

Le Supergroupe I est très variable en épaisseur et en faciès. Son épaisseur varie de 0 à 3 500 m, l'épaisseur moyenne étant estimée à 1 500 m.

Le Supergroupe II : 650 Ma (Ordovicien inférieur)

Il repose en discordance soit sur le Supergroupe I soit directement sur le socle. On le situe dans la tranche d'âge comprise entre 650 Ma et l'Ordovicien inférieur. Il débute par un niveau glaciaire marqué par la triade : Tillite, Calcaire à barytine et Silexite. Cette triade a été reconnue dans plusieurs régions de l'Afrique de l'Ouest et sert de repère stratigraphique. Au dessus de la triade, la sédimentation est encore de type marin peu profond caractérisée par des formations grés-argileuses verdâtres ou rouges, puis l'on passe à une sédimentation continentale caractérisée par des grès fluviatiles à grandes stratifications obliques. Le sommet de la séquence est marqué par les grès à scolithes qui signent le retour à des conditions marines. Ces grès à scolithes contiennent une faune à brachiopodes inarticulés qui caractérise la limite Cambrien-Ordovicien.

Les épaisseurs moyennes sont estimées à 1 200 m pour le Supergroupe II.

Le Supergroupe III : Silurien à Ordovicien

Il débute également par des formations glaciaires qui ravinent le toit du Supergroupe II. Ces dépôts glaciaires sont coiffés par des formations gréseuses à brachiopodes et lamellibranches. Cette série de base est attribuée à l'Ordovicien supérieur. La série supérieure est constituée de shales silteux avec des intercalations de grès-quartzite à graptolites. La présence de graptolites permet d'attribuer le toit de ce Supergroupe au Silurien.

Les épaisseurs moyennes sont estimées à 200 m pour le Supergroupe III.

Le Supergroupe IV : Devonien inférieur au Carbonifère

Il repose également en discordance sur le Supergroupe précédent. Il débute par une sédimentation gréseuse continentale datée du Devonien inférieur, suivie par des carbonates et sédiments argileux. Le sommet de la séquence est constitué par des grès et argiles rouges représentant le Carbonifère supérieur.

Les épaisseurs moyennes sont estimées à 480 m pour le Supergroupe IV (Bronner *et al.* 1985, Roussel & Trompette 1980).

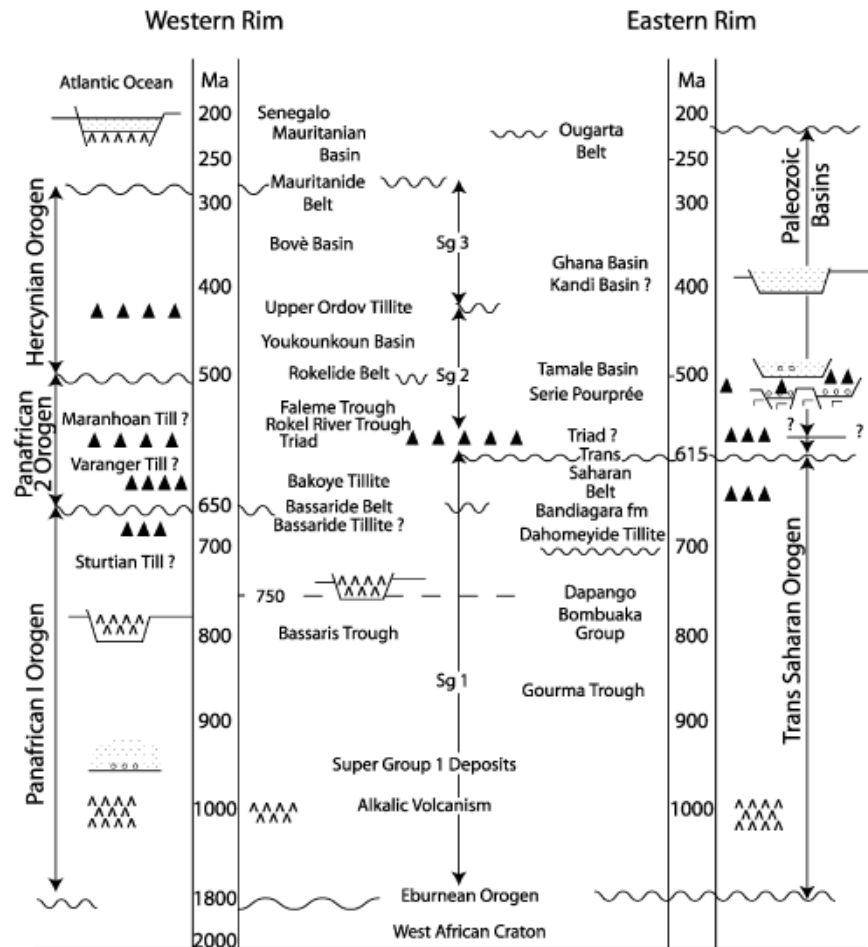


Fig. I. 9 : Evénements tectono-orogéniques Phanérozoïques et différents dépôts dans les bassins sédimentaires intra-continentaux en Afrique de l'Ouest (Villeneuve 2005)

1.2.3.2 Les formations de l'Ouest du Burkina en bordure Sud-Est du bassin de Taoudéni

La présente synthèse s'inspire des travaux de Ouédraogo (1983, 1992, 2002, 2006). Neuf formations réparties en quatre (4) groupes sont distinguées, de la base au sommet (Tab. I. 1, Fig. I. 10) dont quelques formations présentes dans la zone d'étude qui seront décrites dans ce paragraphe. Ces formations se répartissent en deux groupes : groupe de la Falaise, groupe de Bobo.

a) Le Groupe de la Falaise (Groupe de Banfora)

Ce groupe comprend deux formations :

- La formation des Grès de Kawara-Sindou (GKS)

Elle constitue l'essentiel de la falaise gréseuse en bordure du socle. Dans la région de Banfora, elle repose en discordance sur les Grès Inférieurs ; partout ailleurs, elle repose directement sur le socle. L'épaisseur de cette formation varie de 350 à 60 m environ mais sa

continuité n'est pas établie dans la bordure du bassin ; près de Dédougou, la formation réapparaît de nouveau (Ouédraogo 2002).

Cette unité comporte de nombreuses stratifications obliques ou tabulaires et de ripple-marks rectilignes généralement dissymétriques, présentant parfois des bifurcations en forme de « diapason » et quelques structures de type « herring bones » et « quick-sand ». Vers l'Est, on passe à des grès fins de plus en plus grossiers au sommet avec des passées conglomératiques lenticulaires à gros galets décimétriques. Cette unité comporte également des stratifications obliques tabulaires et quelques ripple-marks.

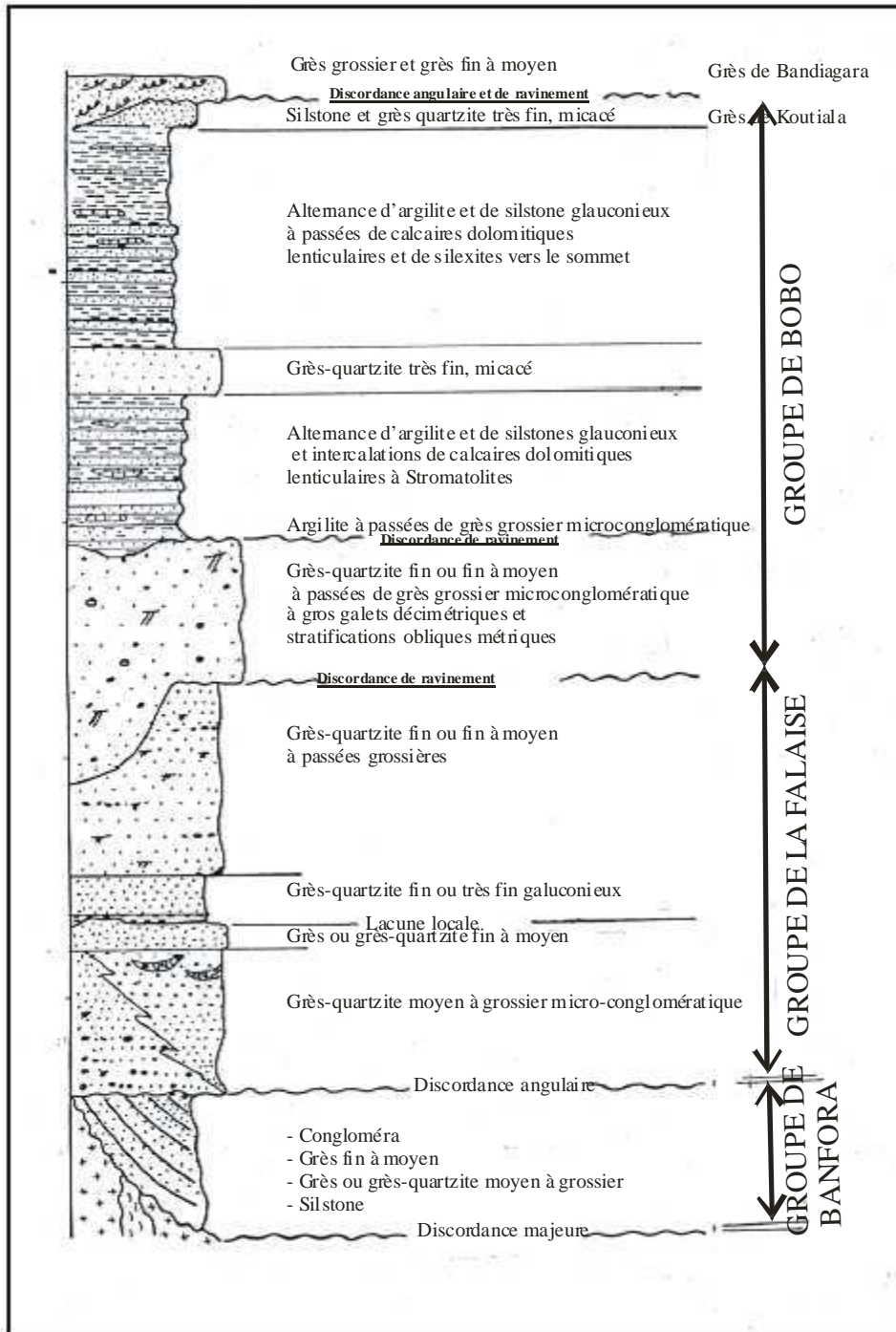


Fig. I. 10 : Colonne stratigraphique du Sud-Est du bassin de Taoudéni (Ouédrago 2006).

- **La formation des Grès fins glauconieux (Gfg)**

Cette formation constitue le sommet de la falaise de Banfora. Elle repose en concordance sur la formation GKS sous-jacente; vers le Nord-Est, elle recouvre directement le socle cristallin. D'une puissance maximale de 500 à 600 m, elle débute par des grès-quartzite fins ou très fins, silteux, souvent glauconieux, gris, à débit schisteux et figures de dessiccation alternant avec des grès-quartzite grossiers microconglomératiques souvent glauconieux, gris, à débit en plaquette. Au dessus, viennent un niveau d'argilite verdâtre à débit schisteux d'épaisseur pouvant atteindre 80 m, des grès quartzite fins à très fins et siltites généralement glauconieux et micacés, bien lités à très rares stratifications obliques tabulaires et figures de dessiccation polygonales avec également une épaisseur d'environ 80 m.

La partie supérieure, qui peut atteindre une épaisseur de 400 m, présente un aspect ruiniforme ; elle est souvent largement ravinée par la formation supérieure. Elle est constituée de grès-quartzite fin ou fin à moyen, à passées de grès grossiers gris, à nombreuses stratifications obliques tabulaires et plus rarement des structures en arête de poisson. Ces dépôts sont généralement bien stratifiés et présentent de nombreuses rides de vague ou de courant, de petites gouttières d'érosion et des flute casts. Vers le Nord-Est, dans la région de Dédougou, les passées grossières sont également glauconieuses. On assiste à une nouvelle transgression marine avec, au début de la sédimentation, des périodes d'émersion. Puis s'installent des conditions marines franches de plateforme relativement profonde sans influence continentale, avec des régimes de courant assez faibles.

b) Le groupe de Bobo

Ce groupe comprend cinq formations dont seulement quatre sont présentes au sud du bassin du Sourou :

- La Formation des Grès à granules de quartz (Ggq)

Cette formation qui débute le groupe de Bobo-Dioulasso ravine assez nettement les formations sous-jacentes. Elle affleure assez largement à l'Ouest de Bobo-Dioulasso ; vers le Nord-Est, dans la région de Dédougou, elle se réduit en de minces lentilles discontinues. Son épaisseur varie donc de 0 à 500 m environ. Sa base est assez peu connue ; l'essentiel de la formation est constitué de grès-quartzite feldspathique fin ou fin à moyen à passées de grès grossiers microconglomératiques. Localement on observe des intercalations de grès très fin bien classé, finement lité et micacé dans les lits et de rares argilites rougeâtres bien litées. Ils contiennent de petits galets millimétriques de quartz roulés et de rares galets décimétriques oblongs de grès-quartzite. On rencontre des ripple-marks et plus généralement des

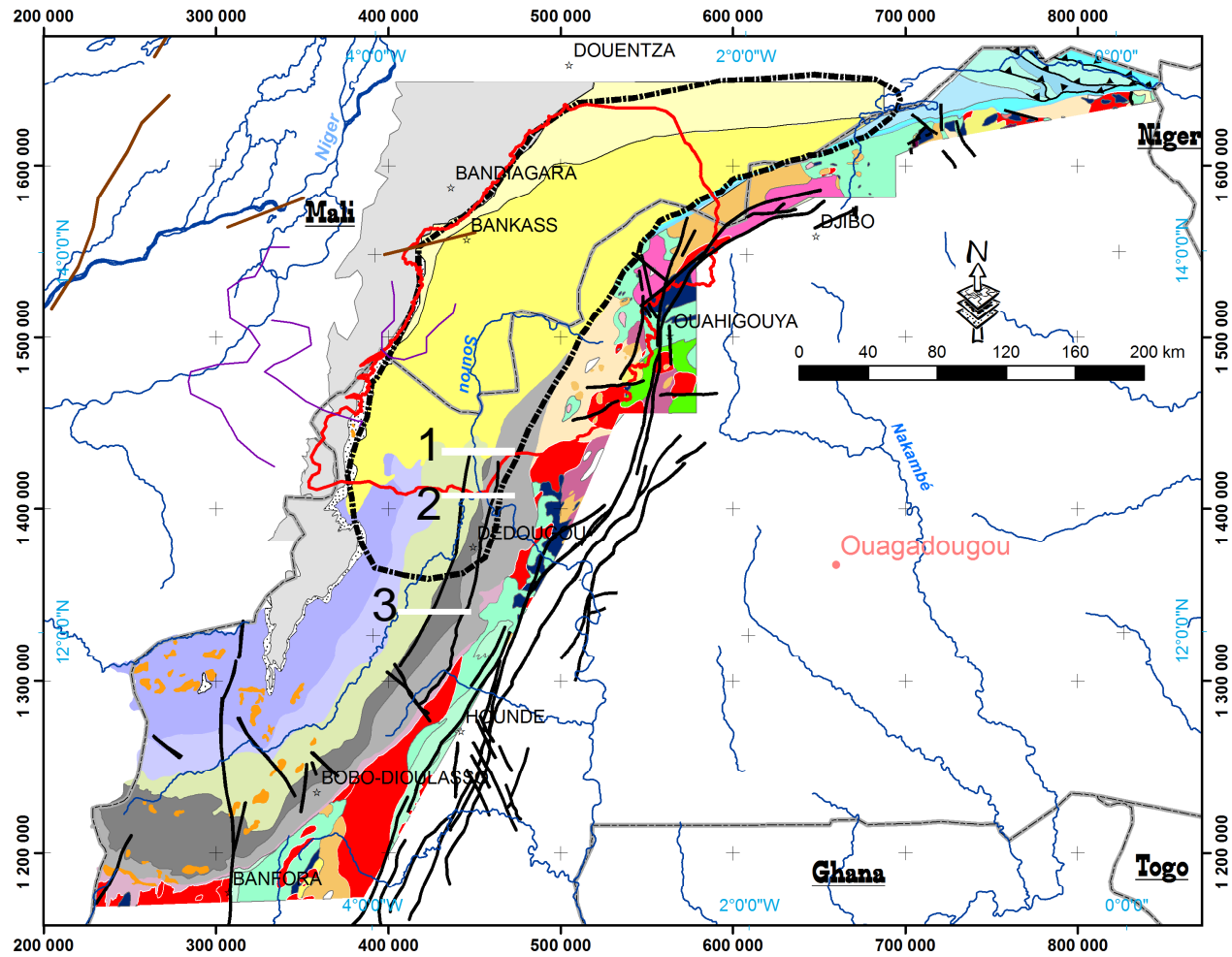


Fig. I. 11 : Carte géologique de la zone sédimentaire du SW du Burkina Faso (source : carte géologique et minière du Burkina Faso, Castaing *et al.* 2003). NB : la légende est la même que sur la Fig. I. 8

stratifications obliques tabulaires décimétriques à métriques à feuillets plans et des gouttières de tailles métriques. Les feuillets des stratifications sont souvent soulignés par les granules de quartz.

Cette formation correspond à des dépôts fluviatiles en tresses dans lesquels se ferait sentir une certaine influence éolienne.

- **Les Siltites, Argilites et Carbonates (SAC1)**

Cette formation affleure mal. Elle est concordante sur la formation Ggq sous-jacente sauf au Nord de Dédougou, où elle repose directement sur la formation Gfg. Elle débute par une dizaine de mètres de grès grossiers brun-roux, glauconieux, contenant de minces intercalations de grès très fin, silteux, rose, bien lité et micacé et d'argilite verdâtre. Vient ensuite une alternance de grès-quartzite fin feldspathique et glauconieux, gris cendre à rosé, de siltite rousse à débit en plaquettes et d'argilite verdâtre, micacée, à débit schisteux.

Cette alternance argilite – siltite semble constituer l'essentiel de la formation avec par endroits de gros bancs de dolomie et calcaire dolomitique à stromatolites. Vers le Nord-Est, dans la région de Dédougou, la base grossière semble disparaître au profit des siltites, argilites et niveaux carbonatés. Les horizons carbonatés ont jusque là été considérés comme des niveaux lenticulaires. Les forages d'hydraulique exécutés dans le cadre de divers projets d'hydraulique villageoise ont recoupé à plusieurs endroits des niveaux carbonatés mais leur continuité latérale n'a pu être vraiment bien établie. Par contre, ces forages permettent de mettre en évidence au moins quatre niveaux stratigraphiques d'horizons carbonatés. Ces roches carbonatées présentent deux faciès : les roches carbonatées granulaires (à oncolithes, endoclastes, rares oolithes), les roches carbonatées homogènes qui comportent des stromatolites, de rares éléments détritiques terrigènes, des passées brêchiques et des passées comportant des fentes de dessiccation en coin. L'épaisseur totale de la formation pourrait dépasser 300 m. Le passage de sédiments fluviatiles à des sédiments marins francs semble se faire progressivement et correspond à une nouvelle transgression marine. Les structures sédimentaires et organiques indiquent un milieu de sédimentation marin peu profond, subtidal à intertidal, avec des eaux chaudes de salinité variable, faiblement agitées et de faibles apports détritiques.

- **La formation des Grès fins roses (Gfr)**

Cette formation est nettement visible sur les photographies aériennes et on peut la suivre depuis l'Ouest de Bobo-Dioulasso, jusque vers le Nord-Est dans la région de Nouna. Sur le terrain, elle affleure bien. Elle est concordante sur la formation sous-jacente. Epaisse d'une centaine de mètres, elle est constituée essentiellement de grès-quartzite fin à très fin, micacé

et glauconieux, finement lité, à nombreux ripple-marks symétriques à crêtes ondulées ou linguloïdes. On observe localement des pastilles argileuses ainsi que des figures de charge (load cast). Cette formation représente une période de sédimentation marine peu profonde entièrement détritique terrigène.

L'ensemble de ces formations sus-cités est injecté de dolérites (Fig. I. 8) présentes sous forme de sills ou de dykes. Les filons sont peu puissants (20 m) et il est parfois possible de les suivre sur des dizaines de kilomètres. Leurs directions sont très variées. Dans le paysage, les intrusions doléritiques sont remarquables par leur altitude élevée.

En synthèse, on peut distinguer d'après Ouédraogo C. (2006), trois groupes de formations géologiques sédimentaires :

- le groupe inférieur : on le rencontre uniquement dans la partie située plus au Nord-est de la plaine du Gondo entre le Mali et le Burkina, à l'Est du bassin versant du Sourou. Ce groupe comprend des séries marneuses, pélitiques et dolomitiques (Tab. I. 1)

- le groupe moyen : la lithologie varie du Sud au Nord de la bordure est du bassin sédimentaire de Taoudéni. Dans le secteur sud jusqu'à la confluence de Lery entre le Mouhoun et le Sourou (zone occidentale), il s'agit des grès à granules de quartz (Ggq), des grès-quartzites et silstones (SQ), des grès fins glauconieux (GfG), des grès fins roses (Gfr), des siltites-argilites-carbonates (SAC 1) comme on peut le voir sur la figure I. 11. Par ailleurs, dans le Gourma situé au Nord-Est de la plaine du Gondo (Fig. I. 4), on distingue selon les secteurs, des argilites, des grès et des argilites en intercalations (Tab. I. 1).

- le groupe supérieur : il comprend seulement les formations des grès de Bandiagara (Gb) et des grès de Koutiala (Gk).

Les groupes moyen et supérieur se rencontrent dans la partie sédimentaire du bassin versant hydrographique du Sourou. En dehors de ces deux groupes de formations sédimentaires de l'Ouest du Burkina Faso, un autre groupe de formations faisant partie de la série du Gourma est rencontré dans la plaine du Gondo en dessous des séries Tertiaire et Quaternaire ou dans les zones de bordure : il s'agit du groupe septentrional.

1.2.3.3 Lithostratigraphie de la partie septentrionale de la plaine du Gondo

Dans la partie Nord du Burkina, les formations sédimentaires appartiennent au domaine subsident du Gourma. La lithostratigraphie du bassin du Gourma correspond à la partie située à l'Est du vaste bassin de Taoudéni qui a eu une évolution spécifique. Reichelt (1972) y distingue deux secteurs à évolution géostructurale distincte :

- à l'Ouest, un seuil ; les formations qui s'y développent sont classées du « groupe de Hombori » et sont constitués de grès-quartziques ;
- à l'Est, un bassin subsident ; les formations qui s'y développent appartiennent au groupe d'Ydouban. Les travaux ultérieurs (Moussine-Pouchkine & Bertrand-Sarfati 1978 ; Bertrand-Sarfati & Moussine-Pouchkine 1983) repris par Castaing *et al.* (2003) proposent une lithostratigraphie du Gourma que l'on peut résumer comme suit (Tab. I. 1) :

Tab. I. 1 : Lithologie des formations sédimentaires dans le Nord du Burkina (bassin du Gourma), Castaing *et al.* 2003 modifié

Age	Groupe	Formation	Lithologie
Cambrien	Groupe Supérieur	Formation de Bandiagara	Grès fluviatile grossier à lits conglomératiques
		Formation de Koutiala	Grès blanc, brun, jaune, rose et rouge à grains grossiers
	<i>Discordance angulaire (tectonique compressive Panafricaine)</i>		
Néoprotérozoïque	Groupe Moyen	Formation de Oualo	argilite à passées de grès fins plus ou moins ferrugineux, à rares lentilles de dolomies à stromatolites
		Formation de Hombori –Douentza	grès-quartzite ± grossiers à passées conglomératiques.
		Formation de Massi	argilo-calcaire intercalations gréseuses et cherteuses
		Formation de Sarnyéré	Dolomies
	<i>Discontinuité sédimentaire (rifting Panafricain, failles distensives)</i>		
	Groupe Inférieur	Formation de Dimamou	Schiste rouge et schiste argileux
			Pélite schisteuse, grès grossier et quartzite, passée conglomératique
			Formation clastique terrigène dont la base n'a pas été observée dans le Gourma
		Formation de Koro	Marne et argile
		Formation d'Irma	Dolomie litée à Stromatolites
		Formation du Béli	Dolomie litée à Stromatolites et intercalations argileuses et gréseuses
	Pélite et schiste argileux rouge et intercalations de grès-quartzite.		
	Formation du Firgoun	Grès-quartzite et passées conglomératiques	

Trois groupes de formations sont distinguées dans l'extrémité Nord de la plaine du Gondo et appartiennent à la bordure sud du Gourma, Castaing *et al.* 2003, Tab. I. 1. Ces groupes se rencontrent essentiellement au Mali.

Au Nord du Burkina Faso, à la frontière avec le Mali et le Niger se rencontre le groupe inférieur composé d'une formation (la formation du Béli) composée d'argilite, de schiste argileux et de grès.

D'épaisseur variable (50 à 1 500 m), la formation du Béli repose en concordance sur la formation de Firgoun. Elle est essentiellement constituée de niveaux tendres de pélites ou schistes argileux rouge violacé à rares intercalations de grès fins à débit en plaquettes. Des séquences récurrentes d'argilite et de siltite finement litée, verdâtre ou rouge violacé, contiennent des horizons de calcaire gréseux ou argileux ou des argilites silteuses calcaires. Cette unité tendre est très tectonisée et prise dans les écaillages et chevauchements de la bordure du bassin sédimentaire avec le socle pendant l'orogénèse panafricaine (Fig. I. 8, Fig. I. 11).

Conclusion

La série sédimentaire de la bordure Sud du bassin du Gourma est représentée au Nord du Burkina Faso par deux formations marines, peu profondes, détritiques grossières à la base et très fines vers le sommet. Ces formations sont cependant difficiles à raccorder à celles de la zone occidentale pour deux raisons essentielles :

- 1) la sédimentation dans le bassin du Gourma est assez particulière ;
- 2) la continuité des formations entre la zone occidentale et la zone septentrionale est masquée par les sédiments du Continental Terminal.

Cependant, l'étude comparative entre ces deux zones (Ouédraogo 2006) tend à faire de l'ensemble du groupe inférieur de la zone du Gourma un équivalent du groupe de Banfora dans la zone occidentale. La formation des Grès inférieurs (Gi) serait le témoin de l'existence, vers l'intérieur du bassin, d'autres formations antérieures. Cependant, la présente thèse qui a examiné la lithologie des formations géologiques de la plaine du Gondo, permet d'envisager un raccordement entre l'ensemble septentrional et l'ensemble occidental.

Au dessus de toutes ces formations du Néoprotérozoïque se situent en discordance stratigraphique et de ravinement, les formations du Continental Terminal (Mio-Pliocène).

1.2.4 Le Continental Terminal de la plaine du Gondo

Avant de voir en détail la lithologie du Continental Terminal de la plaine du Gondo, un examen sera établi, à titre comparatif, sur la lithologie des formations attribuées au

Continental Terminal qui sont jusque-là les mieux étudiés dans la sous-région ; les cas traités ici sont ceux du Sénégal, du Mali et du Niger. La figure I. 12 donne un aperçu de la répartition géographique des dépôts détritiques attribués au Continental Terminal en Afrique, en contexte continental comme en zone côtière (Sénégal, Mauritanie, Niger, Algérie, Kalahari,...).

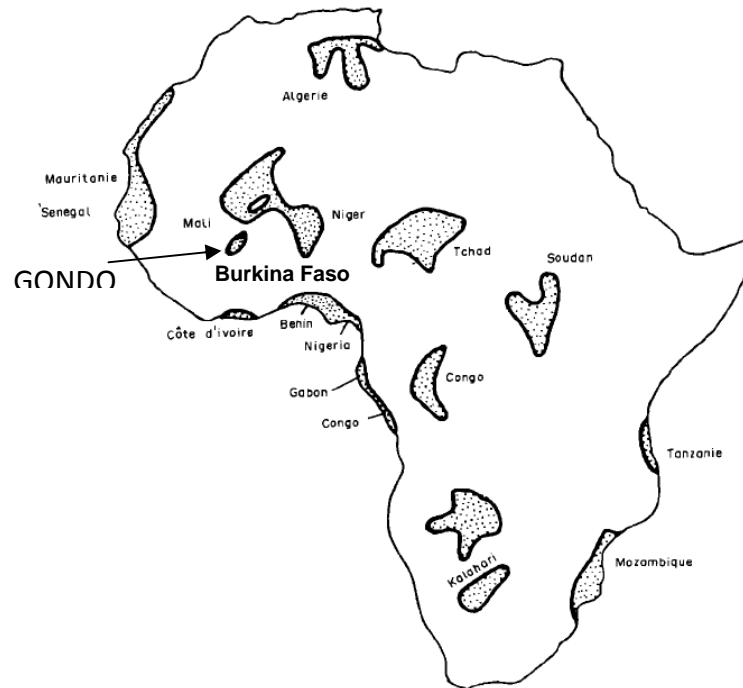


Fig. I. 12 : Situation des principaux bassins continentaux et côtiers du Continental Terminal en Afrique (Guiraud 1988)

1.2.4.1 Lithologie du Continental Terminal en Afrique

D'après les travaux de Guiraud (1988) qui en a fait une synthèse à l'échelle de l'Afrique, ce sont essentiellement des grès ou des sables alternant avec des argiles et parfois des conglomérats, beaucoup plus rarement des marnes et des calcaires. Ce sont des dépôts détritiques d'origine continentale ou côtière ; mais l'expression devrait être réservée seulement à ces dépôts Oligo-Mio-Pliocène des bassins internes d'Afrique (Guiraud 1988). Ces dépôts d'âge ont des lithologies relativement semblables.

Au Sénégal, dans le bassin de Baïla (Basse Casamance) appartenant au bassin Sénégal-Mauritanien, ce sont des grès bariolés intercalés de couches d'argile rencontrés dans les puits et forages, qui constituent le Continental Terminal (Malou *et al.* 1991).

Au Niger, dans le bassin des Iullemmeden, la lithologie du Continental Terminal est mieux décrite par des approches stratigraphiques et palynologiques (Boudouresque *et al.* 1982, Dikouma *et al.* 1993). Ici les conditions d'affleurement sur près de 150 000 km² sont excellentes ce qui permet une meilleure description. Grâce aux anciens travaux cités par Lang *et al.* 1990), ainsi que de Lang *et al.* (1980), Greigert & Pougnet (1965), la lithologie du Continental Terminal est plus détaillée. L'origine continentale des dépôts leur donne une grande variabilité spatiale. Trois séries ont pu être identifiées (Greigert 1957 ; Greigert 1966) avec de bas en haut :

- la série sidérolithique à oolithes ferrugineuses (CT1), comprenant des argiles ferruginisées, des vases noires, des sables fins parfois rubéfiées et souvent grésifiés. Elle est d'âge Eocène inférieur à moyen (Boudouresque *et al.* 1982). Mais certains auteurs préfèrent que le terme Continental Terminal s'applique seulement à des dépôts purement post-Eocène (PIGG-Unesco in Boudouresque *et al.* 1982). L'épaisseur du CT1 va de 50 à 100 m.

- la série argilo-sableuses à lignites (CT2) : elle comprend des argiles grises à noires avec parfois une flore riche. Elle est d'âge post-éocène-moyen et serait d'origine lacustro-palustre. Son épaisseur est d'environ 180 m.

- la série de grès argileux du Moyen-Niger (CT3) : elle est formée de grès silteux à argileux ocres, jaunâtres à rougeâtres, à granulométrie fine remarquable. Elle a été déposée au Paléocène-Eocène en contexte continental.

Dans le fossé de Nara (Mali), les dépôts du Continental Terminal sont consécutifs à la subsidence datant fin Eocène au Mio-Pliocène (Sauvage & Sauvage 1992). Ce sont des dépôts argilo-sableux avec des passées de calcaires à la base ; on y trouve également des horizons de

grès argileux souvent silicifiés et ferrugineux et enfin un horizon argilo-marneux chocolat, rouge, ocre, jaune en intercalation.

Au Burkina Faso, les formations du Continental Terminal ont été reconnues et décrites en plusieurs endroits par différents auteurs. Au Nord de Djibo, le sondage de reconnaissance exécuté par le projet SYSMIN de cartographie géologique recoupe plus de 30 m d'argiles sableuses friables, brun-jaunâtre ou ocres, plus ou moins rubéfiées et des argiles rouge-violacé, friables (Donzeau *et al.* 2003). Ici, on se situe dans l'extrémité orientale de la plaine du Gondo.

Dans l'extrême Est du Burkina Faso, le Continental Terminal affleure nettement, contrairement au reste du pays où seulement les sondages de reconnaissance permettent une description ; il s'agit ici d'un épandage grés-conglomératique qui prolonge les vastes zones d'affleurement du Continental Terminal du Niger. L'âge attribué à ces dépôts est le Miocène-Pliocène (Hottin & Ouédraogo 1975, Castaing *et al.* 2003).

Ces dépôts détritiques du Continental Terminal renferment des nappes libres et/ou des nappes en charge qui peuvent être artésiennes (cas en Algérie, au Niger). Leur puissance est très variable : plusieurs centaines de mètres parfois plus de 1 000 m (Algérie, Niger, Soudan) ou quelques dizaines de mètres pour le cas du Gondo (Guiraud 1988). Cela dénote de l'intérêt de l'étude de ces formations aquifères, surtout, pour ce qui concerne la plaine du Gondo.

1.2.4.2 Les formations géologiques de la plaine du Gondo

La plaine du Gondo est une dépression remplie de sédiments argilo-gréseux à niveaux silicifiés ou latéritisés ainsi que de dépôts sableux dunaires.

Le Continental Terminal marque la reprise d'une sédimentation qui ne s'était sans doute plus manifestée depuis le Cambrien. Les limites de ces formations ne sont pas pour l'instant bien connues. A partir des travaux antérieurs et des cartes produites (Hottin & Ouédraogo 1975, Castaing *et al.* 2003, Groën *et al.* 1988, Guiraud 1988) on peut avoir l'extension des dépôts du Continental Terminal de la plaine du Gondo. Au Burkina Faso, les dépôts du Continental Terminal occupent une superficie d'environ 6 000 km² au Nord-Ouest du pays, contre seulement 5 km² à la frontière avec le Niger. Au Mali, ces dépôts sont plus répandus et s'étendent sur 25 000 km² environ.

Ces formations fluvio-lacustres Tertiaires viennent reposer en discordance sur les séries sédimentaires du Protérozoïque supérieur (Néoprotérozoïque) où sur plus de quarante mètres alternent argiles et sables rubéfiés, datant de l'Éocène supérieur à l'Oligocène (Castaing *et al.* 2003). Defossez (1962) considère ces formations comme un complexe fluvio-lacustre de

piedmont dû au démantèlement d'anciens reliefs rocheux et d'anciennes formations latéritiques.

Nous allons examiner donc, à partir des forages profonds réalisés dans le cadre du programme PADSEA II, et la corrélation des coupes de forages hydrauliques anciennes, la succession suivante des formations géologiques de la plaine du Gondo peut être établie avec de bas en haut :

- le socle cristallin Paléoprotérozoïque ;
- les dépôts du Néoprotérozoïque ;
- les dépôts fluvio-lacustres et éoliens du Continental Terminal et du Quaternaire.

1) Le socle cristallin (Paléoprotérozoïque)

Il constitue la bordure est de la plaine du Gondo entre Tougan et Djibo en allant au Sud du forage Christine (Fig. I. 8). Ce sont des granitoïdes et des roches basiques plutoniques et volcaniques diverses (voir paragraphe). Mais les formations géologiques qui concernent strictement le bassin du Gondo (plaine du Gondo) sont les dépôts calcaires (Néoprotérozoïque / Infracambrien) et les dépôts détritiques (Continental Terminal et Quaternaire).

2) Les dépôts calcaires (Infracambrien)

Les récents forages profonds réalisés dans le cadre de cette étude, permettent une description précise des formations de l'Infracambrien. Il s'agit des forages de Koulérou (130 m de profondeur) et Toéni (130 m) en rive droite du Sourou ainsi que de Nomou (204 m), Thou (252 m) et Doubaré (252 m). Ces localités sont indiquées sur la figure I. 8.

Trois faciès de dépôts de calcaires ainsi que des intercalations gréseuses peuvent être distingués : le calcaire oolitique, calcaire microcristallin finement lité, le grès calcaire lité.

2.1 calcaire oolitique

La couleur varie du noir au bleu clair, souvent rubéfié dans les horizons fissurés du fait des circulations hydrauliques souterraines. La texture est oolitique à microcristalline pour le faciès gréseux souvent oolitique pour le faciès à organismes. Les descriptions antérieures de forage hydrauliques révèlent, dans la zone de bordure du bassin, dans le secteur de Thiou, les calcaires à micro-organismes. La base du forage-test de Thou révèle des inclusions brunâtres de micro-organismes dans du calcaire de couleur bleu-noir (Photo 1A).

En effet, l'étude pétrographique de lame mince montre des oolites de diamètre millimétrique ayant une forme arrondie à ovoïde. Entre ces éléments plus gros, on rencontre des éléments un peu plus allongés. Le ciment est constitué calcite microcristalline et de silice amorphe (calcédoine) présentant des teintes de polarisation bigarrées (Photo 1A et Photo 1B).

2.2 calcaire gréseux microcristallin finement lité

On distingue également un faciès calcaire franc sans oolite dans la bande de bordure du bassin en contact avec le socle cristallin dans le secteur de Sanga - Nomou. L'étude en lame mince (Photo 1C) montre bien les macles mécaniques et les irradiations multicolores. Le quartz est interstitiel avec des formes idiomorphes. L'ensemble est finement lité.

En plus de la présence de micro-organismes dans ces horizons calcaires, on y note des karstifications en certains endroits localisés du bassin sédimentaire du Gondo. Dans le secteur de Sanga - Nomou, juste en bordure avec le socle cristallin. Mais, les forage-test de Doubaré à 252 m, Nomou et Thou non loin de la bordure avec le socle cristallin, n'ont pas mis en évidence ces cavités karstiques. Par contre à Koulérou et à Toéni, ce sont des micro-cavités karstiques qui sont rencontrées dans le faciès de calcaire oolitique silicifié.

2.3 grès calcaire

Des niveaux peu épais (20 m maximum) de grès calcaire sont souvent rencontrés en intercalations dans les bancs de calcaires précédemment décrits.

Au dessus des calcaires de l'Infracambrien, se situe un horizon épais d'une vingtaine de mètres environ de sable fin, qui peut être considéré comme la base du Continental Terminal. Cependant, le plus souvent, le passage de l'Infracambrien au Continental Terminal peut se faire à partir des argiles ou des grès calcaires.

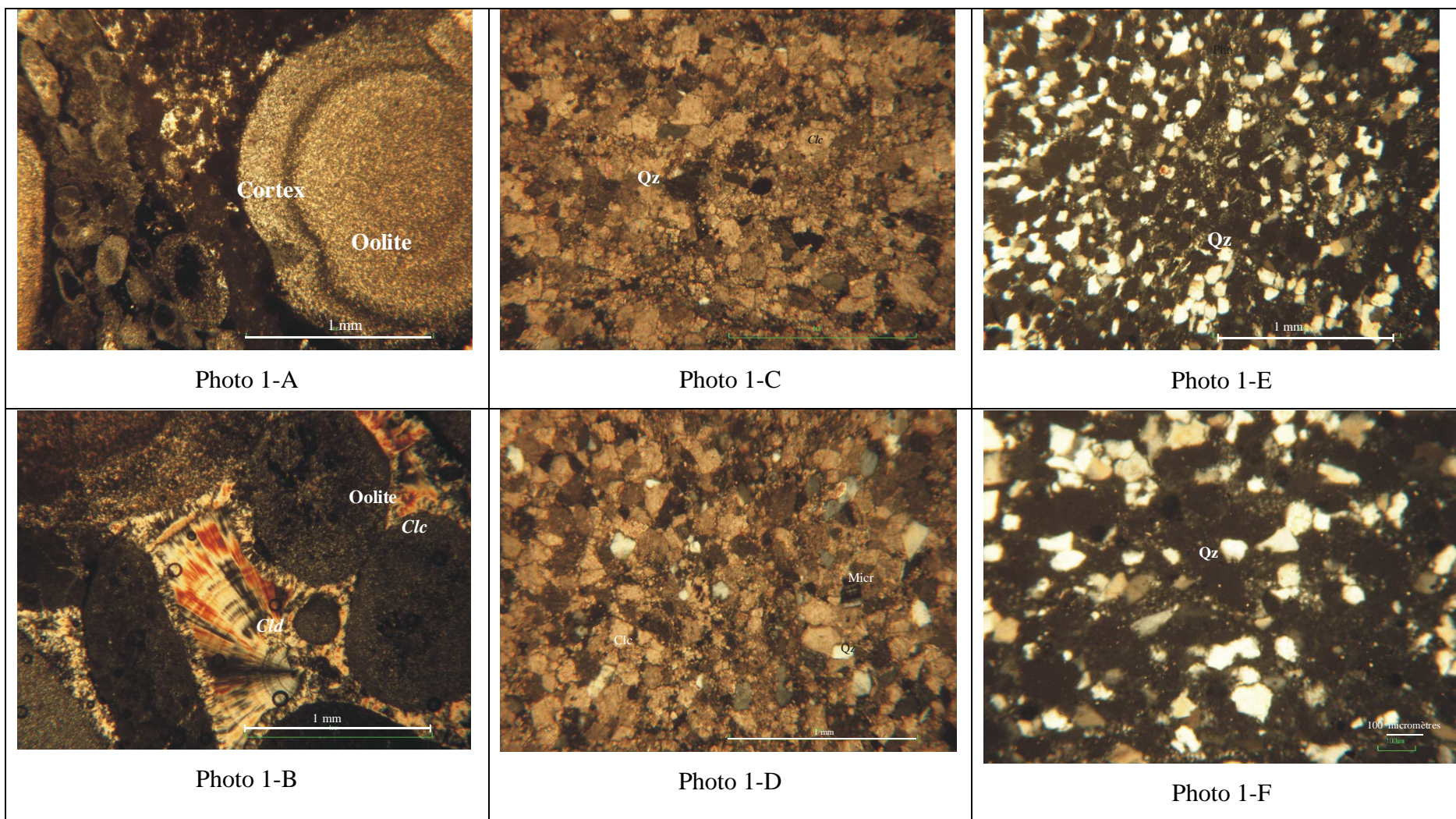


Photo 1 : Microphotographies de lames minces dans les roches du bassin du Gondo (Infracambrien et Continental Terminal)

Qz quartz, Clc calcite, Cld calcédoine, Micr microcline

3) Les dépôts du Continental Terminal

Le contexte fluvio-lacustre qui a présidé à la formation des dépôts du Continental Terminal rend compte de la variabilité lithologique. Cette lithologie varie selon le milieu de dépôt c'est-à-dire selon que l'on se situe en bordure ou en milieu du bassin. La puissance de cette série augmente progressivement de la bordure vers le centre du bassin sédimentaire du Gondo pour atteindre 100 m. L'épaisseur des dépôts du Continental Terminal est relativement constante entre de 80 m au Sud-Ouest à 75 m de mètres au Nord-Est de la plaine du Gondo. Dans la partie centrale de la plaine du Gondo, l'épaisseur du Continental Terminal est plus grande (Fig. I. 13a et I. 13b) et elle est de 78 m à Toéni et de 63 m à Koulérou. Dans la partie malienne de la plaine du Gondo, qui semble contenir la partie la plus effondrée du bassin du Gondo, le Continental Terminal atteint 100 m d'épaisseur.

On peut distinguer les faciès lithologiques ci-après : sable gréseux fin, pélite, argile bariolée, cuirasse allochtone.

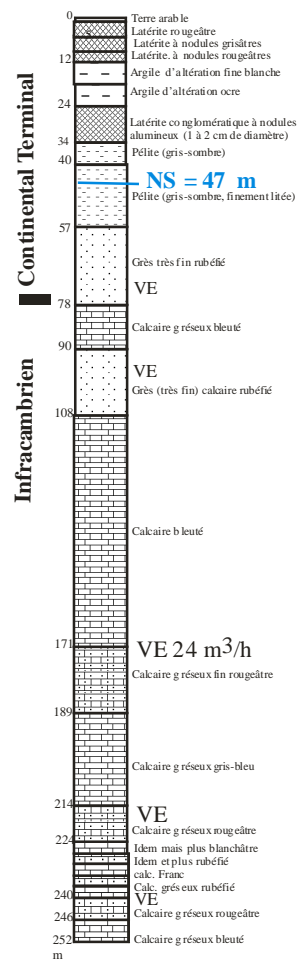
3.1 Le grès très fin argileux

Au Sud-Ouest de la plaine du Gondo vers Nouna, le faciès majeur est constitué de grès très fins ferrugineux rubéfiés, tandis qu'au Nord-Est du Gondo, c'est plutôt le faciès gréseux très fin, argileux (phengite) et finement lité, blanchâtre à rouge ocre que remontent les cuttings de forage. Des cavités quadrangulaires sombres peuvent être notés entre les lits fins d'argiles ; ces cavités seraient occupées par des sulfures (pyrite) que l'on a d'ailleurs identifiés dans l'horizon sous-jacent de calcaire gréseux de l'Infracambrien.

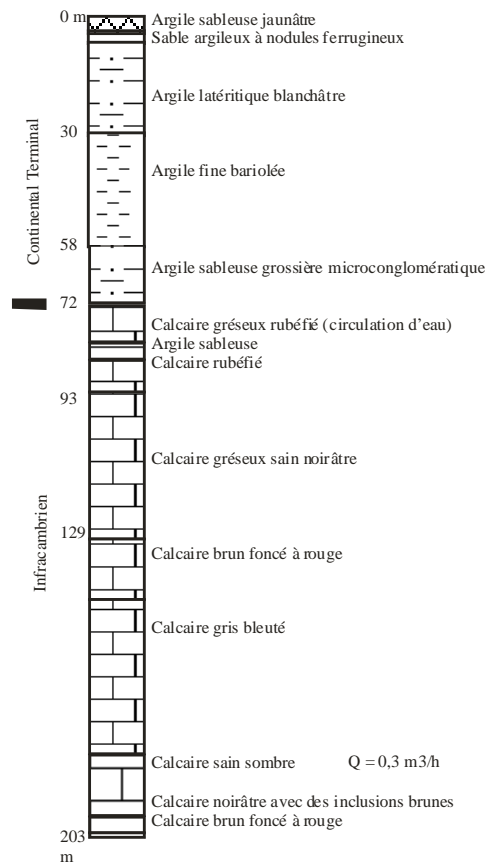
L'étude de lame mince de ce grès très fin montre des grains de quartz arrondi. Le ciment est de même nature et est très fin (inframillimétrique), avec des paillettes de minéraux argileux (phengite) Photo 1E et 1F.

Compte tenu de la couverture quasi-générale des dépôts détritiques du Continental Terminal par un manteau latéritique, seuls les sondages de reconnaissance autorisent la connaissance de la lithologie. Nos observations de déblais de puits et forages profonds réalisés dans le cadre de cette étude ainsi que les rapports des programmes d'hydraulique villageoise dans la partie Burkinabé de la plaine du Gondo (ONEA 2005, Savadogo 2006) et les bases de données hydrogéologiques indiquent la lithologie des formations du Continental Terminal. A partir de ces observations, on peut dire que les dépôts fluvio-lacustres ont commencé avant la formation des cuirasses bauxitiques avec les dépôts des grès fins et argiles du Continental Terminal ; les dépôts se sont donc poursuivis après la formation des cuirasses bauxitiques et des cuirasses de Haut-Moyen-Bas glaciaires à l'Eocène (Oligo-Mio-Pliocène).

Forage de DOUBARE (U3)



Forage de THOU (U13)



FORAGE DE NOMO (U5)

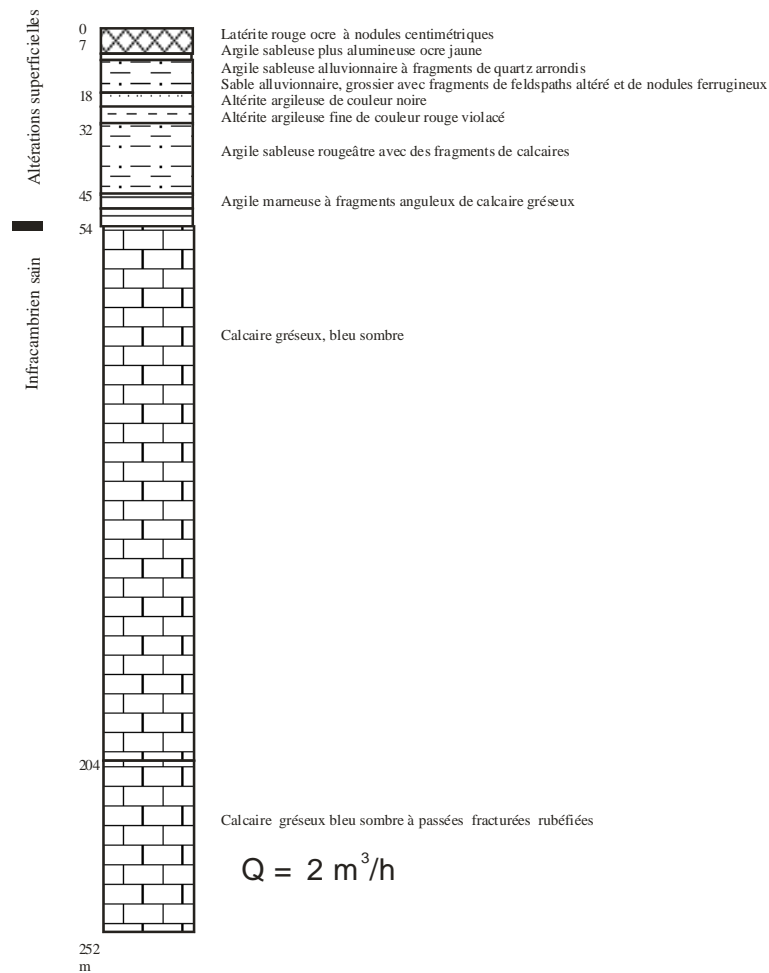


Fig. I. 13a : Log de forage-test dans le secteur de Sanga - Nomou : de la bordure à droite vers l'intérieur du bassin à gauche, Nomou (1), Thou (2) et Doubaré (3)

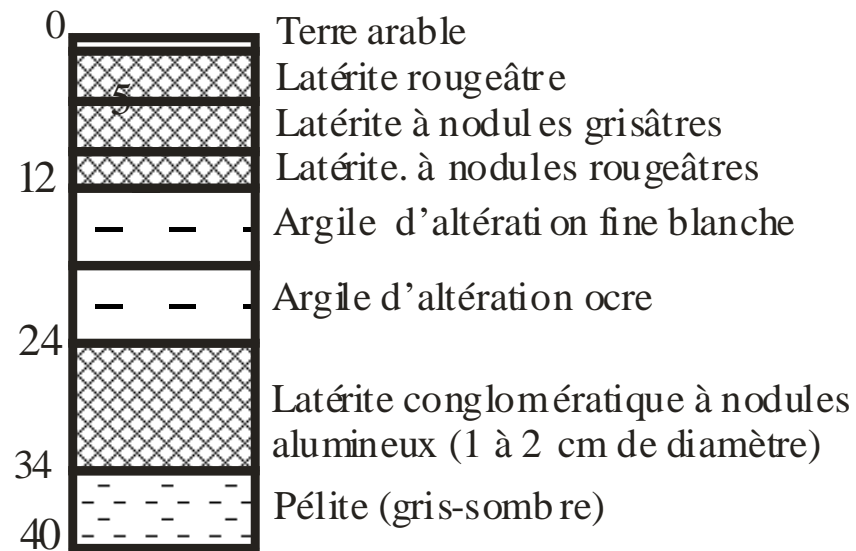
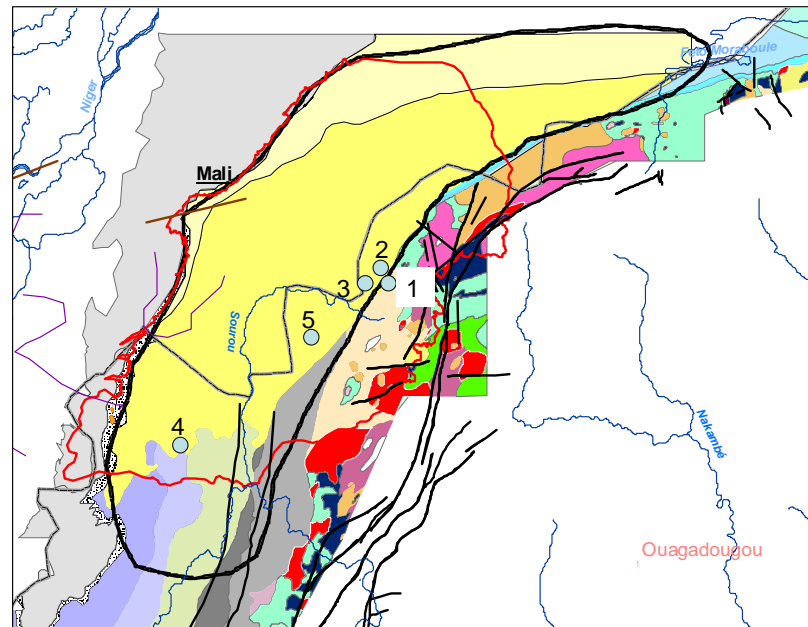
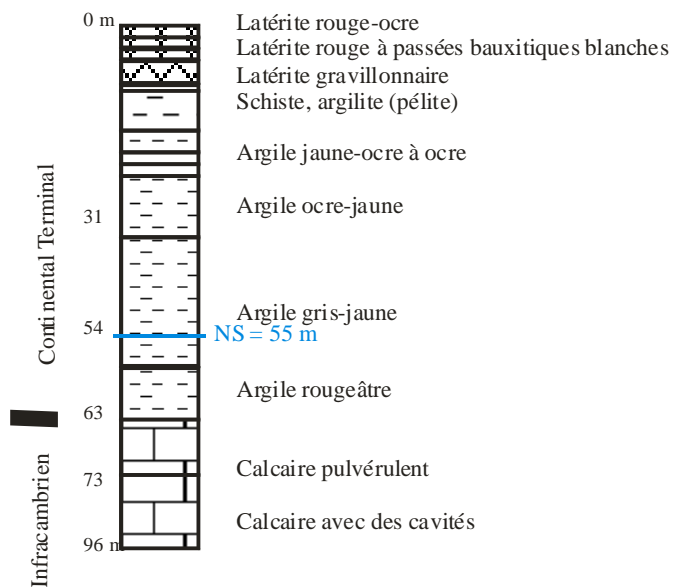


Fig. I. 13b : Horizons superficiels de la cuirasse latéritique et bauxitique allochtone (forage de Doubaré)



Forage de KOULEROU (U8)



Forage de Toéni (U10)

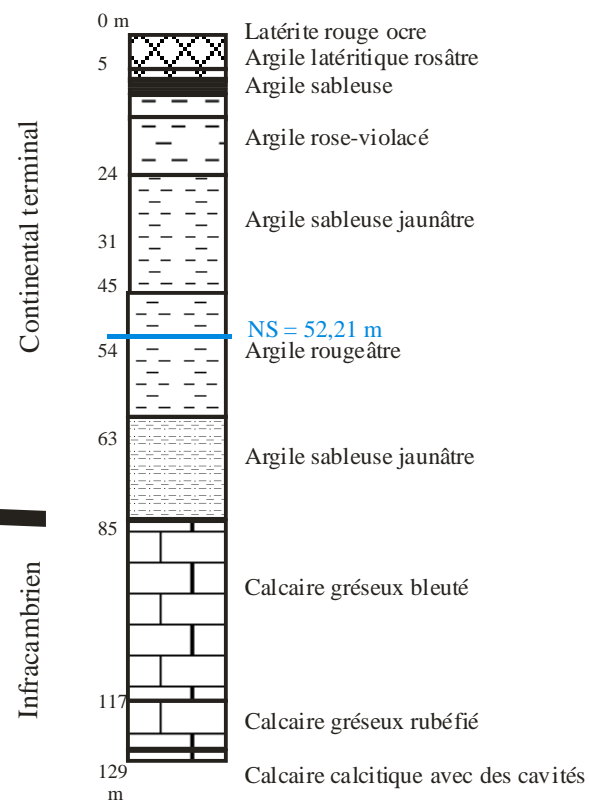


Fig. I. 13c : Logs de forage-test de Toéni et de Kouléro, respectivement en rive gauche et en rive droite du Sourou, dans l'axe central de la plaine du Gondo (la localisation des forages sur l'encart ci-dessus 1) Nomou, 2) Thou, 3) Doubaré, 4) Kouléro, 5) Toéni

3.2 Le grès calcaire et la silixite

C'est la présence de débris de phénocristaux (brèche) de quartz, de microcline d'orthose avec un ciment calcitique qui indique le caractère détritique de cet horizon. La roche est litée avec des passées de schiste noir et des passées gréseuses et silixitiques. Ce faciès est remonté par le puits de Adama-Mali, près de Thou ainsi que dans les forages hydrauliques dans le secteur Sanga - Nomou (ONEA 2005).

3.3 Les pélites et schistes

En dessous de l'horizon gréseux très fins et argileux, se trouve un horizon d'argiles gris à noir (pélites), plus ou moins schisteux. Son épaisseur est de 23 m au forage-test de Doubaré ; cet horizon est fréquemment recoupé par les forages hydrauliques dans le secteur de Thiou notamment dans la localité de Kaïn sur des épaisseurs allant jusqu'à 60 m (ONEA, 2005). Cet horizon n'est pas souvent présent, ce qui témoigne des variations latérales importantes du milieu lacustre et fluvatile ayant présidé aux dépôts du Continental Terminal.

3.4 Les argiles fines bariolées

En effet, le forage-test de Doubaré (Fig. I.10) montre des argiles fines sèches de couleur ocre à orangé au dessus d'un horizon détritique à nodules de matériel alumineux (bauxite) de 1 à 2 cm de diamètre, avec un cortex hématitique ; son épaisseur est d'environ 10 m à Doubaré mais, cette épaisseur atteint 60 m à Thou, ainsi qu'à Koulérou et Toéni (Fig. I. 13a, I. 13c).

3.5 L'altération ferrugineuse et alumineuse

Cette couche latéritique à alumineuse est quasi répandue dans la plaine du Gondo. Son épaisseur est variable et peut atteindre 30 m. On distingue une couche résiduelle autochtone et une couche allochtone. La couche résiduelle autochtone est gravillonnaire et se serait développé in-situ aux dépens des dépôts précédemment décrits. Cependant, on rencontre également une couche résiduelle héritée des sommets résiduels d'âge Eocène (Haut-Moyen et bas-glacis). En effet, le forage-test de Doubaré (Fig. I. 13a) a rencontré une trentaine de m d'altération ferrugineuse et alumineuse. La couche latéritique superficielle s'est développée in-situ mais que l'horizon bauxitique est purement allochtone. Ces deux horizons sont séparés par une couche argileuse fine. Cette succession des matériels argileux et d'altération bauxitique et ferrugineuse montre son caractère détritique lacustre à fluvatile. Le caractère destructif de la formation n'a pas permis d'avoir des éléments minéralogiques précis pour étayer l'origine du cuirassement (ciment, éléments détritiques...). L'ensemble de ce recouvrement détritique allochtone est épais de 34 m au forage de Doubaré (Fig. I. 13a et 13b).

Pour terminer la série des dépôts de la plaine du Gondo, on a leurs formations hydro-éoliennes.

4) Les dépôts quaternaires

Les dépôts quaternaires sont constitués de matériels hydro-éoliens quaternaires. Ces dépôts se rencontrent un peu partout dans la plaine du Gondo. En particulier, la bande de sable dunaire quaternaire occupe la moitié Nord de la plaine du Gondo (Fig. I. 8). Dans les bas-fonds et les cônes d'épandage, on rencontre du sable meuble.

Conclusion sur la lithologie du Continental Terminal

Nos observations concordent pour attribuer un âge Eocène supérieur à Mio-Pliocène aux formations du Continental Terminal de la plaine du Gondo. La présence de dépôts détritiques provenant du démantèlement de la cuirasse bauxitique à 30 m en dessous de la couche argileuse bariolée, montre la postériorité des formations détritiques par rapport au cuirassement d'âge Eocène (Peltre 1977, Grandin 1976, Boulvert 1971). Par ailleurs, les couches de pélites et de grès très fins seraient héritées des reliefs rocheux préexistants ; mais aucun argument tangible de présence de fossile ou structure géologique particulière ne permet de dater ces premiers dépôts détritiques.

Les descriptions des formations du Continental Terminal de la plaine du Gondo tendent à les rapprocher à la formation CT3 décrite au Niger ; elles se recalent également bien avec les descriptions faites dans le fossé de Nara au centre-Est du bassin de Taoudéni.

Les essais de corrélations de forages hydrauliques dans la plaine du Gondo que nous verrons dans la deuxième partie de ce mémoire, mettent en évidence une variation latérale de faciès, mais également des failles témoignant d'une tectonique importante ayant affecté les formations antérieures (Paléoprotérozoïque, Néoprotérozoïque, Cambrien).

1.2.5 Manifestations tectoniques dans la plaine du Gondo et dans le Gourma

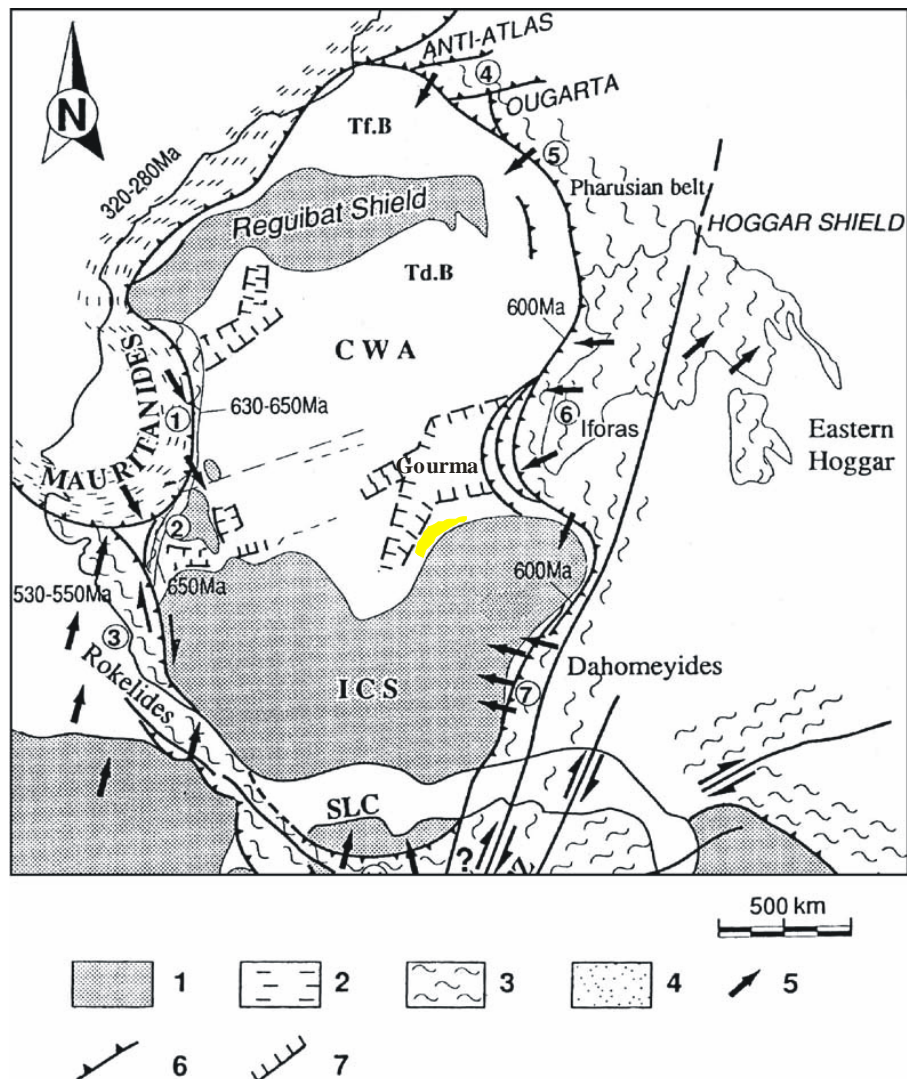
Dans le paragraphe précédent, il apparaît la présence de deux principaux ensembles géologiques totalement discordants (discordance d'érosion, discontinuité tectonique) dans le bassin du Sourou. Cela montre l'intérêt d'examiner les événements tectoniques majeurs ayant affecté ces différents ensembles. Le Continental Terminal étant lui-même discordant sur les formations Infracambriennes (Néoprotérozoïque) pourrait avoir subi des déformations tectoniques anciennes qui ont été réactivées. En effet, Guiraud (1988), a mis en évidence dans le bassin de Taoudéni des linéaments majeurs (linéament NE Guinéo-nubien, linéament subméridien 4°50 E) qui recoupent aussi bien le socle que la couverture sédimentaire, et mettent de ce fait en évidence des rejets récents de certains accidents anciens. Dans un

premier temps, un aperçu des événements tectono-orogéniques majeurs sera fait avant d'examiner dans notre contexte de bassin versant du Sourou, les directions tectoniques et les manifestations tectono-orogéniques, notamment, les plus récentes.

1.2.5.1 Événements tectoniques marquant en Afrique de l'Ouest

Le Craton ouest-africain a été affecté par un premier événement tectono-orogénique (1,7 Ga) puis par des rifting et chevauchements ainsi que des plissements dans les zones de bordures du craton (600 Ma environ). Des similitudes d'ordre gravimétrique, structural (tectonique) et géologique sont bien établies entre le continent sud américain et l'Afrique de l'Ouest ; ces deux entités appartenaient au Gondwana avant leur séparation par la Téthys qui donnera plus tard, suite au rifting (dorsale médio-océanique), à l'océan Atlantique (Villeneuve 2005, Castaing *et al.* 2003, Ouédraogo 2003, Trompette 1973, Toft *et al.* 1992, Lesquer & Moussine-Pouchtine 1980). Castaing *et al.* (2003) présentent de façon succincte les principales phases tectoniques au Burkina Faso comme suit :

- A partir de 2 095 Ma, la plupart des plutons granitiques se sont mis en place et ont cristallisé. Les contraintes dues à la convergence des plaques sud-américaine et ouest-africaine vont continuer à s'exercer, induisant un « rejeu » fragile de cisaillements sub méridiens dextre, favorable à la mise en place de filons de quartz.
- Ensuite, à partir de 1 910 Ma et jusqu'au Mésozoïque, le Craton ouest-africain va être le siège d'une succession d'intrusions de dykes et sills doléritiques, dont l'intensité culminera au Jurassique inférieur en relation avec l'ouverture de l'Atlantique sud au Jurassique inférieur (200 Ma).
- Vers 1 890 Ma, des massifs circonscrits de syénite et de granite alcalin vont se mettre en place, traduisant la transition vers un régime intraplaque localement extensif.
- A partir d'environ 1 000 Ma le socle birimien va être largement recouvert par les dépôts de la couverture sédimentaire Néoprotérozoïque (et Paléozoïque) des bassins de Taoudéni et des Volta.
- Vers 950 Ma : Formation de la ceinture Saharienne et dépôts des grès de Bandiagara
- 615 Ma : Discordance de ravinement.
- Vers 600 Ma : La partie orientale de cette couverture est tectoniquement impliquée dans les zones mobiles de la chaîne panafricaine (Panafricain I) : la chaîne du Gourma au Nord-Est de la plaine du Gondo et la chaîne de l'Atacora (Dahomeyides), Fig. I. 14.



Légende: 1 — Socle cristallin ; 2 — Principales ceintures de la chaîne Hercynienne, 3 — Ceintures Panafricaines, 4 — Bassins d'avant-pays, 5 — Directions de collisions ou chevauchements, 6 — Chevauchements, 7 — Bassins de bordure. Chiffres encadrés : 1 — Ceinture des Mauritanides ; 2 — Ceinture des Bassarides ; 3 — Ceinture des Rokelides ; 4 — Ceinture de l'Anti-Atlas ; 5, 6 et 7 — Ceinture Trans-Saharienne. TfB = Bassin de Tindouf, Tdb = Bassin de Taoudéni, CWA = Craton West African, ICS = Dorsale de Côte d'Ivoire. En jaune, la plaine du Gondo

Fig. I. 14 : Principales structures tectoniques panafricaines du Craton ouest-africain (CWA) et de la plaque sud-américaine (d'après Villeneuve & Cornée 1994, modifié).

- Vers 500 Ma : Manifestation de l'orogénèse Panafricain 2 affectant surtout les séries sédimentaires de l'Ouest du bassin de Taoudéni.
- De 400 Ma – 200 Ma : Le bassin du Ghana sera formé suite à une distension et la création d'un graben (bassins paléozoïques).
- A l'Eocène (50 Ma) : Mouvements de subsidence épiorogénique avec formation de grands plis et de grands lacs (lac du Gondo) ; il y a en plus, la réactivation des failles anciennes et du

volcanisme jusqu'à la période actuelle (tremblements de terre de Guinée et du Mali des années 1990 ; fumerolles dans le Fossé de Nara), Sauvage & Sauvage 1999, Villeneuve 2005. Le bassin de Taoudéni en général et la plaine du Gondo en particulier ont été affectés par une tectonique récente à actuelle. C'est ce qui fait que l'on va s'y intéresser car les implications hydrogéologiques permettront une meilleure connaissance des structures et de la géométrie des aquifères du Gondo.

1.2.5.2 Manifestations tectoniques et néotectoniques

Le socle a subi d'énormes manifestations tectono-orogéniques que l'on peut résumer comme suit, dans le bassin versant du Sourou.

Sur la carte géologique du Burkina Faso à l'échelle 1 : 1 000 000 (Castaing *et al.* 2003), un cisaillement majeur sénestre de direction NE à NNE allant du Sud-Ouest au Nord-Est du pays, ceinture la bordure du bassin sédimentaire de Taoudéni. Dans la localité de Koumbri, cette faille transcurrente se subdivise en deux branches de direction NE et EW qui restent parallèles à la bordure du bassin sédimentaire (bassin du Gondo). Cette faille transcurrente sénestre est soulignée sur le terrain par des lentilles sigmoïdes de roches vertes (Koussoubé *et al.* 2003). En outre, ces auteurs observent également des failles décrochantes sénestres ou dextres d'orientations N120°E de moindre fréquence que les fractures sèches dans le granite rose de Bidi. Ces fractures sèches montrent toutes des directions généralement EW et NS dominante et des pendages subverticaux (Fig. I. 15). L'étude structurale de terrain du granite de Bidi a révélé une faille transcurrente sénestre N50°E passant près de Koumbri. Cette structure de déformation d'importance régionale se signale sur l'image satellitaire (Fig. I. 13) sous forme d'un contraste de tonalité diffus. Sur les affleurements rocheux, cette structure est marquée par divers éléments pétrographiques : étirement de minéraux de quartz, paragenèse minérale à chlorite+séricite+calcite+quartz, boudinage de quartz faiblement minéralisé en or et panneaux sigmoïdes d'andésite dans le basalte.

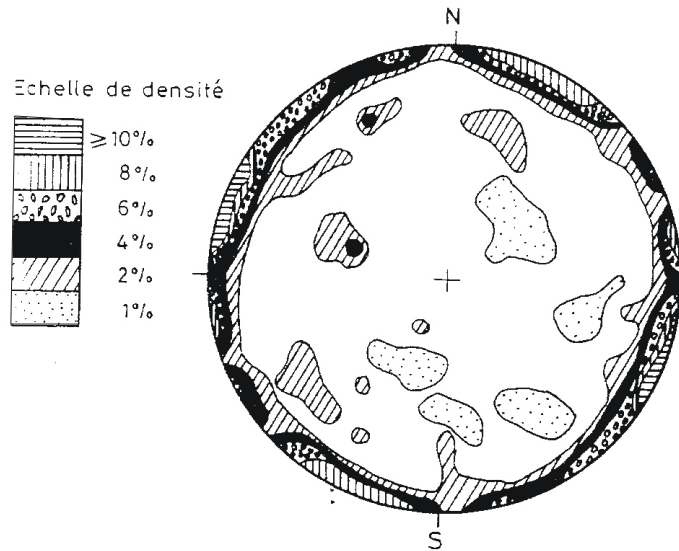


Fig. I. 15 : Diagramme de densité des fractures sèches du massif granitique de Bidi/Yatenga (canevas de Schmidt, cercle inférieur), Koussoubé 1996

C'est dans le granite rose porphyroïde de Bidi, dont les conditions d'affleurement sont bonnes et la rhéologie intéressante pour marquer la déformation que les résultats observations microstructurales sont possibles (Koussoubé *et al.*, 2003). Des zones de cisaillements identifiées sur le terrain et correspondant à des laminages affectent aussi bien les roches encaissantes volcano-sédimentaires et volcaniques que le massif granitique lui-même. Ces zones sont allongées en couloirs de longueur plurikilométrique et de largeur métrique à hectométrique suivant trois directions reconnues N65°E, N 165°E et N130°E. Deux directions principales de fractures sèches (EW et NS) sont observées sur les affleurements rocheux. Ces fractures tardives sont en majorité verticales. Mais on observe également des failles décrochantes sénestres ou dextres d'orientation N120°E de moindre fréquence que les fractures sèches. L'étude des tenseurs de contraintes indique des directions de compression EW (Tab. I. 2).

Tab. I. 2 : Tenseurs de contraintes calculés selon la méthode Etchecopar 1981 des failles en relais du massif granitique de Bidi/Yatenga, Koussoubé 1996

Stations	σ_1	σ_2	σ_3	% de mesures
Torobé	N104°E20°	N299°E70°	N195°E05°	100 % de 8 mesures
Dissa failles décrochantes	N270°E00°	N179°E86°	N00E 04°	80% de 9 mesures
Dissa, failles inverses	N116°E10°	N218°E50°	N196°E38°	100 % de 5 mesures
Kéké	N93°E00°	N320°E80°	N183°10°	100 % de 21 mesures

1.2.5.3 Géodynamique du bassin de Taoudéni

Selon Bumby & Guiraud (2005), la naissance des bassins intra-cratoniques du Craton ouest-africain (CWA) au Phanérozoïque est liée en grande partie à la dislocation du Gondwana et aux réactivations le long de la chaîne panafricaine. Deux régimes extensif et compressif sont notés au plan tectonique durant les phases du Panafricain (Panafricain 1 et Panafricain 2). La reconstitution géodynamique du bassin de Taoudéni peut être ainsi faite :

Dans le bassin de Taoudéni (secteur occidental), on peut distinguer 4 supergroupes de formations lithostratigraphiques discordants entre eux (Bronner *et al.* 1985).

Deux séquences à vitesse de subsidence différentes peuvent être distinguées dans les séquences définies dans le bassin de Taoudéni :

1) - < 650 Ma : elle affecte la séquence inférieure (Supergroupe 1), subissant l'influence de la sédimentation ou des formations du socle riche en fer (gneiss de la région de Zouerate) à anomalies de gravité positives. Les falaises de Bandiagara s'alignent sur un axe à anomalies de gravité positive du fait de la présence de matériel lourd en dessous des formations paléozoïques, suivant une direction NNE (dorsale de Côte d'Ivoire), Fig. I. 16. Cet axe à anomalies positives s'étend sur 1000 km pourrait correspondre à une zone de suture profonde (roches mantelliques) allant de la dorsale de Man aux Adar des Iforas. La vitesse de subsidence est de l'ordre de 3 à 4 m/Ma (Bronner *et al.* 1985) montrant une relative stabilité du craton en cette période.

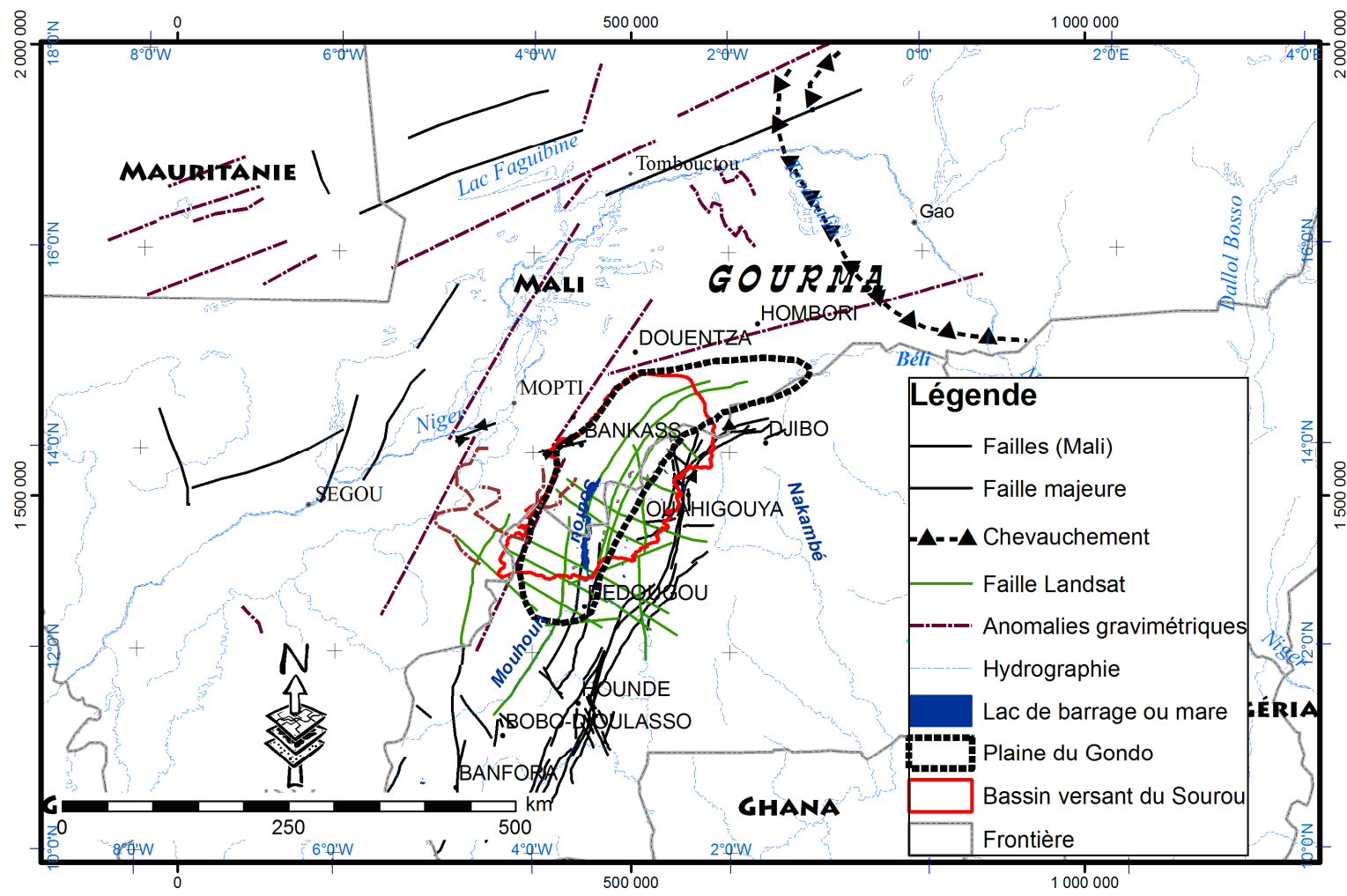


Fig. I. 16 : Schéma structural synthétique du bassin de Taoudéni et de sa bordure cristalline (d'après Ouédraogo 2006, Castaing *et al.* 2003, Sauvage & Sauvage 1992, Bronner *et al.* 1985)

2) 650 – 1100 Ma : elle affecte la séquence supérieure comprenant les supergroupes 2, 3 et 4. La subsidence est de l'ordre de 7 à 16 m.Ma⁻¹ pour les supergroupes 2 et 4 mais faible pour le supergroupe 3 et se fait suivant une orientation ENE-WSW à NE - SW.

La figure I. 9 montre l'essentiel des manifestations tecto-orogéniques depuis la fin du Protérozoïque en Afrique de l'Ouest. Pour le secteur oriental du bassin de Taoudéni où se situe la plaine du Gondo, les principaux événements tectoniques panafricains se résument en des chevauchements liés à la collision intra-plaque donnant dans les zones de bordure du craton des chaînes, des rifting et des chevauchements (Villeneuve 2005).

1.2.6 Directions structurales dans le bassin de Taoudéni

Dans la zone des lacs au Mali, au Nord du fleuve Niger, en rive gauche (Sauvage & Sauvage 1992), on distingue des formations du Néoprotérozoïque qui sont plissées et ayant des directions NS d'axes de plis anticlinaux. Ces terrains anciens sont recouverts par des sables éoliens dans la partie du cœur de l'anticlinal. On y trouve également des lacs (Faguibine, Daouna). L'analyse des directions d'accidents récents dans le fossé de Nara (Mali) met en évidence un couloir N70-75°E. Les accidents y sont denses et les découpages en polygones liés à une distension N10°-N20°E s'associent à une compression N100-110°E dextre.

La direction structurale marquante dans le bassin de Taoudéni est le linéament d'orientation N70-N80°E (Bronner *et al.* 1985) allant de la Guinée-Conakry jusqu'à l'Est en Nubie (d'où son nom de guinéo-nubien). Le mégalinéament guinéo-nubien est parcouru de failles normales et des coulissages à jeu dextre depuis l'Est, dans les formations du Maastrichtien, jusqu'à l'Ouest dans l'Adrar des Iforas. Ces mouvements le long du mégalinéament guinéo-nubien sont d'origine intra-plaques et ont causé le séisme de décembre 1983 en Guinée (Bronner *et al.* 1985). Il existe donc des manifestations évidentes de rejeu de failles anciennes. En effet, des réactivations des failles majeures antérieures ne sont pas à exclure (Sauvage & Sauvage 1992). Au Mali, dans le fossé de Nara, des directions N130-135°E sénestres et N45-50°E dextres peuvent être contemporaines des plissements affectant le socle précambrien, correspondant à une compression E-W (Panafricain). On y distingue des directions héritées NS longeant le flanc de plis de l'orogénèse panafricaine et des directions majeures postérieures au plissement (N60° à N90°E).

Il existe donc des mouvements dans le craton ouest-africain qui n'est pas si stable que l'on a pensé jusqu'à une période récente. En effet, depuis le Maastrichtien, le craton a subi des mouvements liés à l'activité du grand linéament guinéo-nubien décrochant dextre (Sauvage & Sauvage 1992).

Du côté burkinabé du bassin de Taoudeni (formations Néoprotérozoïque), les travaux anciens révèlent des marques de tectoniques cassante à souple.

Plusieurs programmes d'hydraulique villageoise réalisés au Burkina Faso ont permis de comprendre les déformations subies par les dépôts sédimentaires. Les conditions d'affleurement de ces formations Néoprotérozoïques ont permis, à partir de coupes géologiques sériées de mettre en évidence, des failles d'importance régionale. Ainsi, on peut identifier dans la bordure sud-est du bassin de Taoudéni :

- 1) une faille majeure NE suivant globalement le cours du Mouhoun (branche montante) mais qui se redresse progressivement jusqu'à la confluence avec le Sourou (Lery),
- 2) une faille NE devenant NS comme la première ;
- 3) une faille méridienne NS allant de Banfora pour remonter au Mali. Le long de cette faille et des intrusions doléritiques ont été identifiées de nombreuses émergences (sources) et de forages artésiens.

Ces failles normales décrochent les couches géologiques qui sont approfondies au fur et à mesure que l'on va vers l'Ouest, à l'intérieur du bassin de Taoudéni (Fig. I. 17).

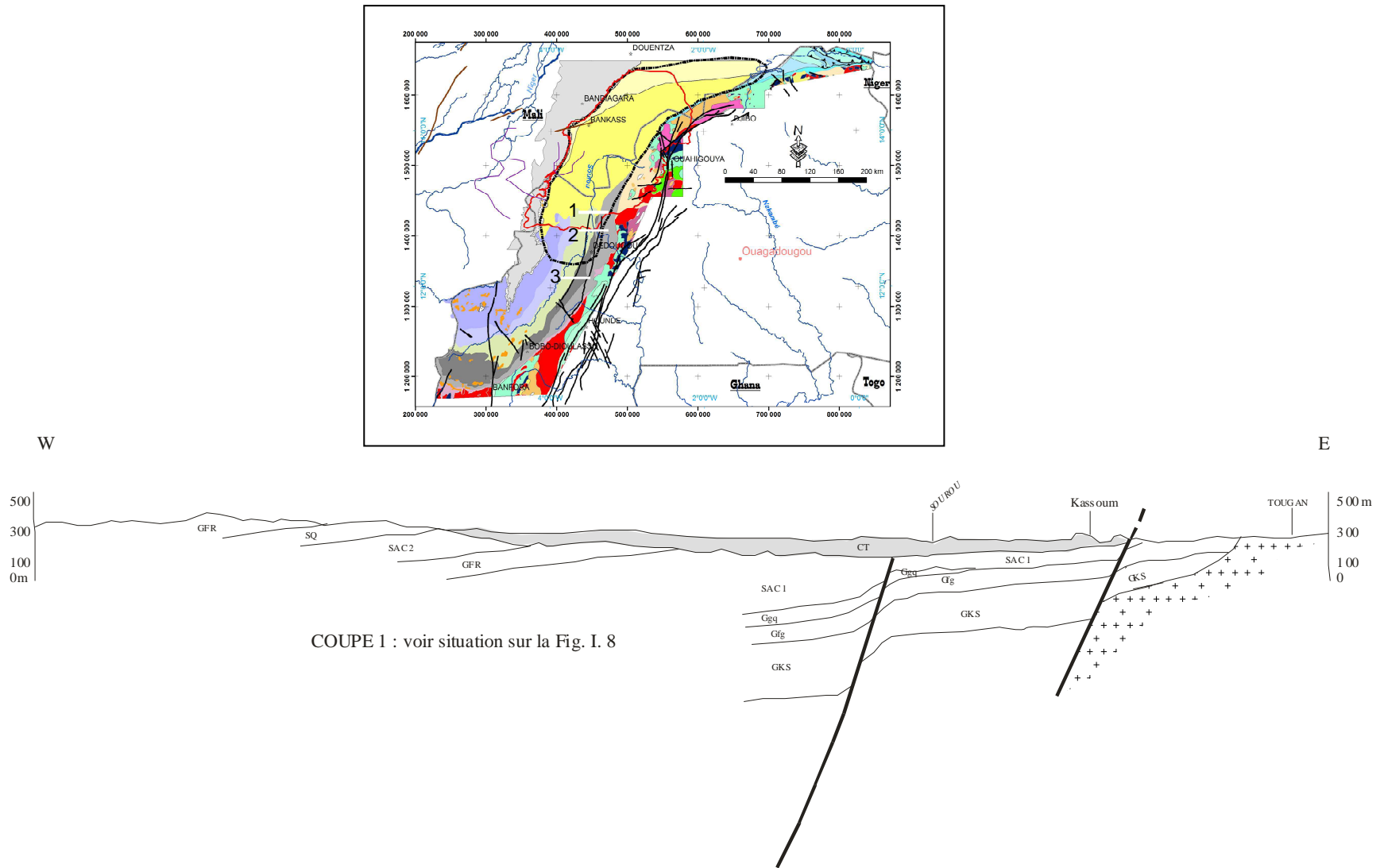
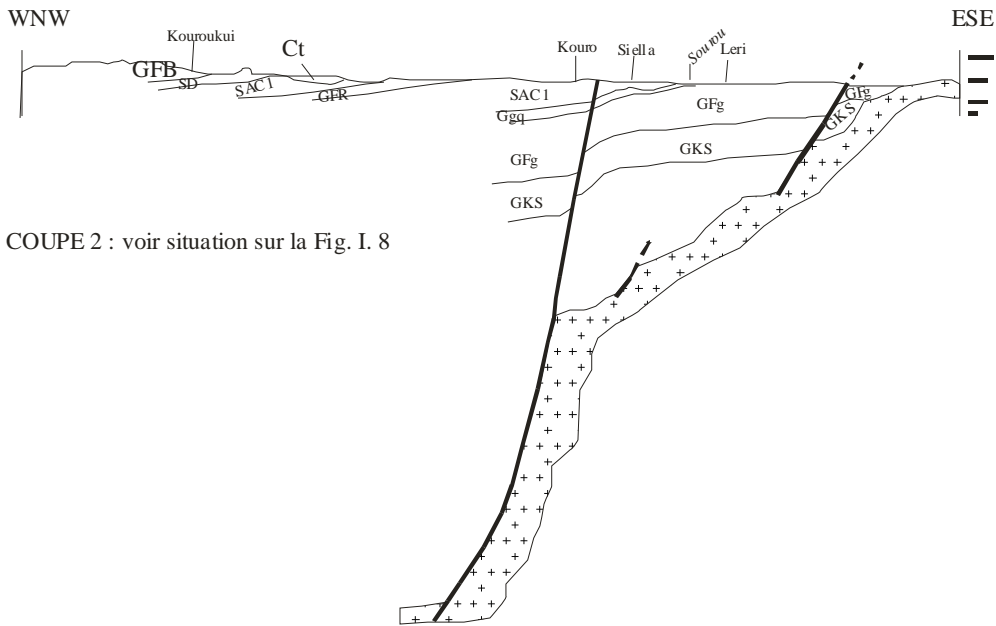
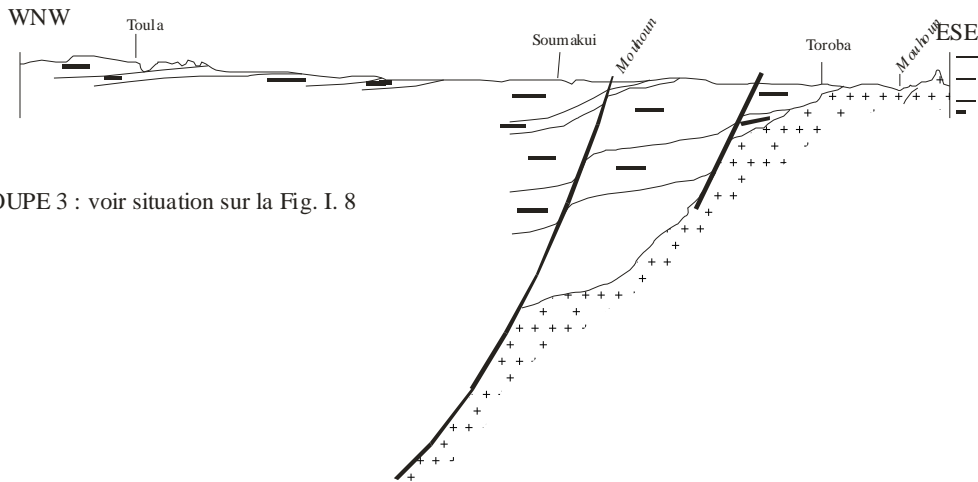


Fig. I. 17a : Coupes géologiques établies à partir des coupes de forages et des observations de terrain. D’après Ouédraogo 2006.



COUPE 2 : voir situation sur la Fig. I. 8



COUPE 3 : voir situation sur la Fig. I. 8

Fig. I. 17 b : Coupes géologiques établies à partir des coupes de forages et des observations de terrain. D'après Ouédraogo 2006.

Continental Terminal (CT) ; Néoprotérozoïque (GFR grès fins roses, Ggq grès à galets de quartz, SAC1 schistes, argilites et carbonates) ; Paléoprotérozoïque (socle cristallin en croisillons)

En résumé, les formations sédimentaires de la bordure du bassin de Taoudéni au Burkina Faso ont été affectées essentiellement par deux événements tectono-orogéniques majeurs :

- l'orogénèse panafricaine (600 Ma) entraîne un plissement des terrains dans le Gourma et réactive les principaux accidents du socle ; des mouvements sénestres NE à NNE à EW affectent le socle (Burkina Faso) et l'intérieur du bassin de Taoudéni (fossé de Nara). Des directions de failles normales NS à NE sont enregistrées dans les extrémités sud et NE du bassin du Sourou. Un tel dispositif des déformations et les tenseurs de contraintes en compression EW notés sont de bons indicateurs pour dire que la plaine du Gondo est un bassin intracratonique (aulacogène) de type pull apart (Communication personnelle de Nikiéma S. – J., géologue minier, Compagnie minière Anglo American, Pretoria) . Mais des données supplémentaires sont nécessaires pour étayer cette hypothèse.

- et l'ouverture de l'Atlantique au Jurassique inférieur, période au cours de laquelle les intrusions doléritiques, qui ont débuté au Paléoprotérozoïque Terminal (1810 Ma – Mésoprotérozoïque), culminent en intensité dans toute l'Afrique de l'Ouest.

D'autres événements tectoniques non moins majeurs ont lieu jusqu'au Tertiaire et au Quaternaire par des rejeux de ces mêmes directions antérieures (séisme des années 90 en Guinée, au Mali dans le fossé de Nara dont les épïcètres se situent en bordure de socle cristallin à l'Est de la plaine du Gondo, Sauvage & Sauvage 1992).

Pour préciser la lithologie à une échelle plus grande, une cartographie synthétique sera établie à l'aide de mesures géophysiques et des coupes de forages. Dans le bassin du Sourou, compte tenu de l'importance hydrogéologique de la fracturation, une carte des principales déformations sera entreprise dans le cadre de ce travail, dans le chapitre 2.

Le cadre naturel de l'étude comprend non seulement les aspects géologiques et tectoniques mais également le contexte climatique. A la différence du premier paragraphe qui vient d'être abordé (géologie et tectonique) qui ne varie pas à l'échelle humaine mais dont dépendent fortement les ressources en eau souterraine, les facteurs climatiques évoluent énormément dans le temps et dans l'espace et cette situation n'est pas sans conséquences sur les ressources « renouvelables » que sont les eaux de surface et les eaux souterraines.

1.3 Le contexte climatique et hydrologique actuel

Le bassin versant hydrographique du Sourou se situe dans une zone à climat Sahélien et de ce fait répond aux caractéristiques de variabilité climatique importante de la zone sahélienne qui ont été bien décrites par différents auteurs (Lebel *et al.* 2009, Mahé *et al.* 2009, Mahé *et al.* 2008, Le Barbé *et al.* 2002, Lamb 1982, Sircoulon 1976). Des particularités climatiques existent cependant dans le bassin du Sourou. Dans ce chapitre, nous aborderons dans un premier temps les caractéristiques climatiques du Sahel, puis la sécheresse de la dernière partie du XXème siècle ayant affecté toute la région du Sahel sera décrite à travers les résultats des programmes HAPEX et AMMA ; enfin, les différents paramètres du climat (pluie, température, évaporation et évapotranspiration, écoulement) ainsi que la végétation et l'hydrologie du bassin versant du Sourou seront abordés. Dans chaque cas, la variabilité aux échelles temporelles et spatiales sera examinée. Pour terminer, un essai de calcul du bilan hydrologique au pas de temps annuel sera présenté.

1.3.1 Définition et généralités sur le climat au Sahel

1.3.1.1 Définition du Sahel

Le mot Sahel vient de l'arabe *Sahil* qui signifie *bordure, littoral*. Il s'agit d'un mot très général et imprécis dont les limites et la localisation dépendent, de la région que l'on considère. Pour le dictionnaire Robert ce terme désigne la zone qui longe le Sahara et forme transition entre l'Afrique humide et l'Afrique désertique. Dans cet espace géographique d'Afrique tropicale, plusieurs critères peuvent être réunis pour caractériser le Sahel. D'Ouest en Est, la zone sahélienne forme une bande de l'Océan Atlantique à la mer Rouge. Cette bande est large de 500 km environ avec une longueur de 4 500 km. Le Sahel « politique » regroupe en partie les territoires au Sud du Sahara et incluant l'île du Cap-Vert qui sont compris entre les isohyètes 200 mm et 600 mm (Fig. I. 2) : il s'agit des pays suivants : Cap-Vert, Sénégal, Mauritanie, Mali, Burkina, Niger, Tchad, Nigéria, Cameroun, Soudan, Erythrée. Ces deux isohyètes 200 et 600 mm marquent les limites méridionales et septentrionales du Sahel.

Courel (1984) distingue des facteurs climatologiques, pluviométriques, géomorphologiques et de végétations propres au Sahel. Pour Casenave & Valentin 1992, les états de surface du sol sont, dans le Sahel, le principal facteur déterminant l'aptitude des sols à ruisseler. Rodier (1964) définit le Sahel comme la zone à pentes topographiques faibles et où le réseau de drainage est moins bien défini et les eaux de surface se jettent dans des bas-fonds plus ou

moins étendus. Le ruissellement ou l'écoulement est sporadique en fonction des pluies annuelles, mais on n'observe pas d'écoulement de base.

Les caractéristiques climatiques générales du Sahel sont marquées par trois phénomènes importants :

- les masses d'air responsables des perturbations pluviométriques ;
- les quantités événementielles et annuelles de la pluie ; la variabilité spatiale de la pluie
- les conséquences sur les autres paramètres du climat (vent, température, évaporation, évapotranspiration).

Nous allons examiner les masses d'air et les quantités de pluie à l'échelle événementielle et annuelle. Les autres paramètres du climat seront examinés dans le paragraphe suivant sur la sécheresse.

En Afrique de l'Ouest, ce sont les mouvements des masses d'air de secteur N (Harmattan) et celles de secteur Sud (Mousson) qui régulent les précipitations en Afrique. La zone de convergence ou d'interface entre ces deux masses d'air est le Front intertropical (FIT) ou ZCIT (Zone de Convergence Inter-Tropicale). Deux positions extrêmes peuvent être définies pour cette zone : une position nord (20°N) en juillet-août et une position sud (5°N) en janvier-février. Cette zone de convergence est à l'origine des précipitations qui se manifestent par des perturbations sur 200 km évoluant à une vitesse de 120 km.h⁻¹ et une diminution de la température de 5 °C. On parle de ligne de grains dans la zone comprise entre les latitudes 17°N et 12°N. L'interface de ces deux masses d'air est le siège des précipitations et son mouvement nord-Sud est à l'origine du caractère contrasté du climat (chaud et humide en été, et froid et sec en hiver) pour la plus grande partie de l'Afrique de l'Ouest. Du fait du mouvement saisonnier Nord-sud de la zone de convergence suivant une ligne est-ouest, les isohyètes annuelles sont de ce fait orientés suivant les parallèles. Les averses sont sous forme de lignes de grains dans la zone Afrique de l'Ouest. Les quantifiés de pluies à l'échelle de l'événement ou de la saison sont également marqués par des traits particuliers.

A l'échelle de l'événement on distingue une première période à averse violente et à grande vitesse et une seconde phase où les pluies sont continues. Le nombre d'événements pluvieux annuels diminue ce qui semble être le principal facteur caractérisant la sécheresse au Sahel (Lebel & Ali 2009, Le Barbé & Lebel 1997).

L'examen des moyennes journalières de pluies au Sahel montre que le mois d'Août est le plus pluvieux. Mais la durée globale des périodes de pluies semble n'avoir pas connu de changement entre la période humide du XX^e siècle (1900 – 1969) et la période sèche (1970 – 1999).

A l'échelle annuelle, on s'aperçoit que les pluies sont concentrées en quelques semaines (entre juillet et août), la saison débutant en général en avril - mai pour se terminer en octobre. En début et fin de saison des pluies, les précipitations ne dépassent pas en total le tiers de la pluie annuelle. C'est ce que nous observerons plus loin, dans le bassin du Sourou.

Selon les travaux de l'IRD (LeBarbé *et al* 2002), la migration Nord-Sud du Front Inter-tropical (FIT) ne se fait pas de façon graduelle de février à mai dans le Sahel central. En effet, deux dynamiques pluviométriques distinctes dans le temps et dans l'espace peuvent être distinguées et sont marquées par une transition nette. Depuis la côte Atlantique, le FIT commence sa remontée vers le Nord en février pour atteindre en mai le Sahel central (à la latitude de Niamey au Niger) dans le Sahel Central. Il se produit alors une stabilisation des précipitations portant le nom de saut de Mousson (Fig. I. 18). Après cette période de stabilisation, il se produit une brutale intensification des précipitations. Les variations de pluie associées à la première phase de la mousson, qui correspond à un régime océanique stable, sont faibles. En revanche, la seconde phase soumise au régime continental présente une forte variabilité interannuelle ; l'affaiblissement de la mousson au cours de cette phase explique notamment la grande sécheresse au Sahel, région où 90 % de la pluviométrie provient du régime continental.

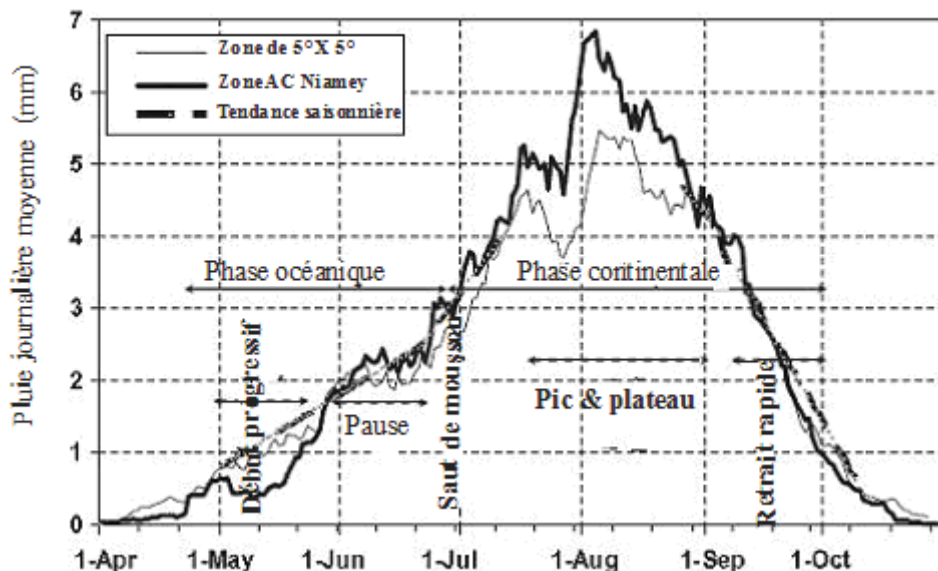


Fig. I. 18: Saut de mousson dans le cas du site AMMA-CATCH au Niger (Lebel & Ali 2009).

1.3.1.2 La sécheresse dans le Sahel

Le début des années 1970 a été marqué par une baisse pluviométrique généralisée dans les pays du Sahel. Les conséquences sont assez importantes sur les ressources en eau et sur l'environnement (variation du ruissellement, dégradation des sols). De nombreuses études sur les évolutions dans le temps et dans l'espace des paramètres climatiques ont été entamées depuis les années 1980 jusqu'à nos jours ; ces études ont permis de bien caractériser le climat du Sahel ainsi que les manifestations de la sécheresse (Lebel *et al.* 2009).

Les variations interannuelles de la pluie

L'analyse des chroniques pluviométriques dans les trois zones du Sahel (Est, centre et Ouest) met bien en évidence une longue période sèche entamée depuis les années 1970. Mais plusieurs poches de sécheresse peuvent y être signalées dans cette période sèche. Ainsi, selon les stations considérées, on distingue une période sèche en 1980 et une autre en 1990. C'est surtout par l'analyse de l'indice pluviométrique que la sécheresse et la fin probable de cette période de sécheresse sont mieux perçues. L'indice pluviométrique est de la forme

$$\frac{Pan - moyPan}{\sum Pan}$$
. A la fin des années 1990, un retour progressif à des indices pluviométriques

positifs peut s'observer (Lebel & Ali 2009, Lebel *et al.* 2009, Lebel *et al.* 2002, Ouédraogo 2004). La figure I. 19 présente la zone Sahélienne comprise entre les latitudes 11°N et 17°N, que l'on peut subdiviser en trois zones de 10° de largeur chacune où le retour à des périodes plus humides ne s'observe pas de la même manière. Plus à l'Ouest du Sahel, la période de sécheresse se poursuit toujours, alors que dans la partie orientale de la bande Sahélienne, on s'achemine vers des indices pluviométriques positifs (Lebel *et al.* 2009).

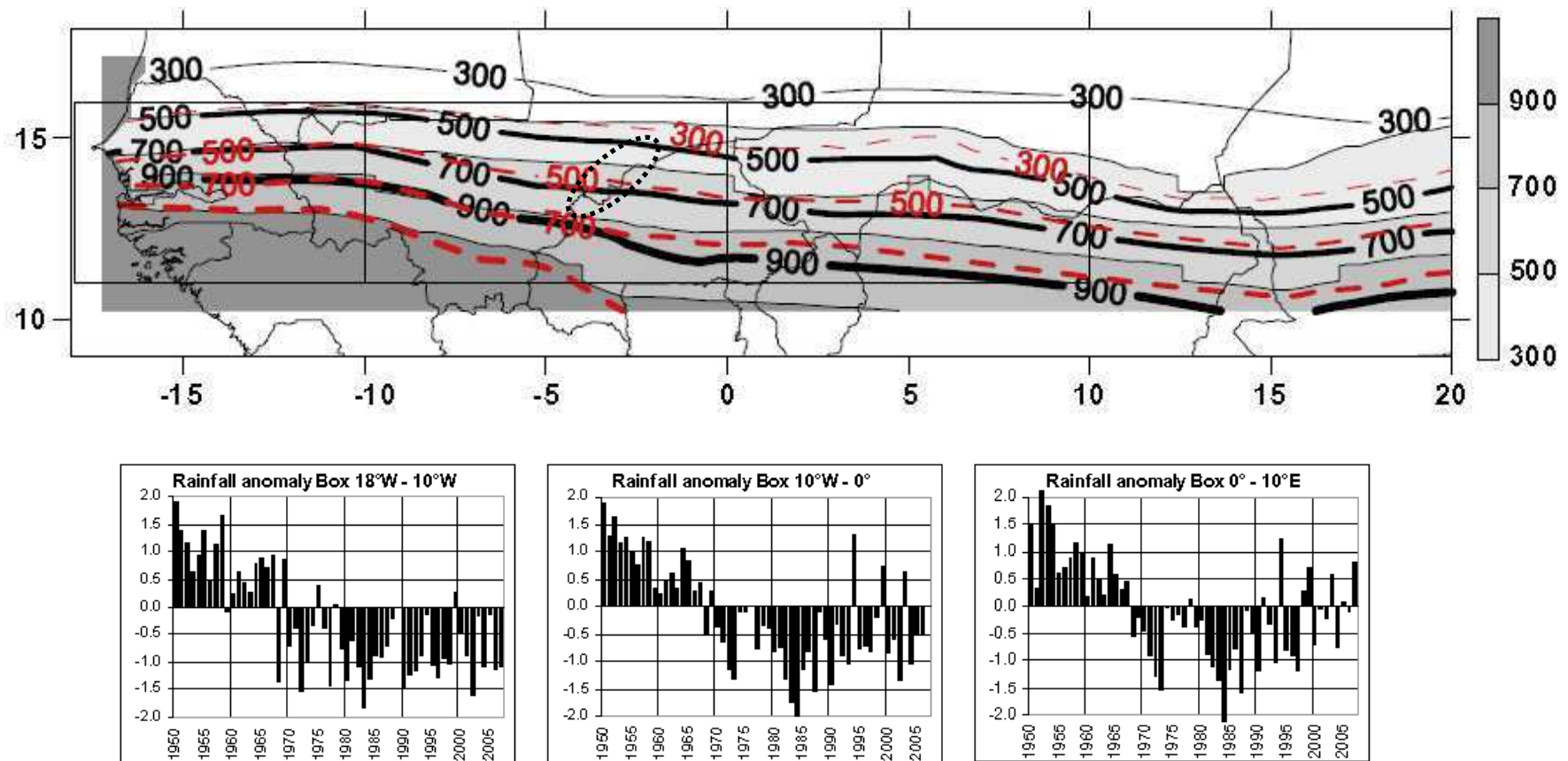


Fig. I. 19 : Glissement des isohyètes vers le Sud : en ligne noire, isohyètes 1970-1989 ; en ligne discontinue rouge, isohyètes 1990-2006. La plaine du Gondo est en pointillés sur la carte

En bas, les variations des indices pluviométriques dans différentes zones de largeur 10° de longitude entre les parallèles 11 et 17 °N (Lebel & Ali 2009).

La sécheresse dans le Sahel vient d'être illustrée par les évolutions temporelles de la pluviométrie. L'examen des cartes de répartition de la pluie montre également la même tendance.

La variabilité spatiale de la pluie

Les moyennes interannuelles des pluies entre la période sèche P1 (1970 – 1999) et la période humide P2 (1950 - 1969) montrent une régularité spatiale de la diminution des précipitations interannuelles du Nord du Sahel vers le Sud du Sahel (Fig. I. 2, Fig. I. 19). Cependant, cette illustration ne montre pas de différence entre le Sahel central et les autres régions du Sahel (régions situées à l'Ouest et à l'Est du Sahel), comme cela a été possible par l'examen des pluviométries interannuelles (Lebel & Ali 2009, Lebel *et al.* 2009). Ainsi, entre la période sèche et la période humide, différentes cartes établies pour des dates différentes montrent bien le glissement des isohyètes vers le bas.

En effet, Mahé *et al.* (2001), Paturol *et al.* (1997), Servat *et al.* (1997), Sircoulon & Olivry (1986), ont montré que la grande sécheresse des années 1970 en Afrique a entraîné un glissement des isohyètes de 100 à 200 km vers le Sud ou le Sud-Ouest par rapport à la normale des années 1931-1960. Les isohyètes 300, 400 à 500 mm sont ainsi apparues dans la zone sahélienne témoignant du changement climatique évoluant vers la diminution des précipitations (Fig. I. 2, I. 16). Pour la période 1951-1990, la variation pluviométrique de 100 mm se fait pour chaque 100 km à 150 km environ (Lebel 1997, Balme *et al.* 2006, Mahé *et al.* 2001). Entre la décennie pluvieuse 1950-1969 on note près de 300 km de migration vers le Sud (Lebel & Ali 2009). Au Burkina Faso, la décennie 1970-1980 est marquée par le déplacement de plus de 100 km vers le Sud ou le Sud-Ouest des isohyètes 600 et 1000 mm entre les années 1971 et 1990 (Dakouré 2003).

Cependant, cette illustration s'applique pour les trois zones du Sahel (oriental, central et occidental) qui sont pourtant bien discriminées par les indices pluviométriques (Lebel & Ali 2009, Lebel *et al.* 2009, Frappart *et al.* 2009).

Cette répartition latitudinale des précipitations assez homogène est bien perceptible surtout dans la bande Sahélienne mais l'est moins en dessous de cette zone dont le climat est soudano-guinéen à guinéen (Mahé *et al.* 2001). De plus cette répartition latitudinale est bien perçue pour des moyennes interannuelles à une échelle régionale que sur des moyennes mensuelles. Car à l'échelle locale, les hétérogénéités locales dominent par rapport au gradient latitudinal (Balme *et al.* 2006, Mahé *et al.* 2001).

Ainsi, la diminution de la pluviométrie moyenne interannuelle atteint des valeurs de 175 mm à 150 mm dans le bassin du Sourou entre la période humide (1951-1970) et la période plus sèche (1971 – 1990), Lebel *et al.* 2009 (Fig. I. 20). Par ailleurs, les mêmes auteurs ont montré que la durée de la saison des pluies a peu varié sur les deux périodes. La sécheresse s'exprime donc par l'allongement du temps moyen entre deux événements pluvieux, accroissant ainsi le risque d'apparition d'un épisode sec en plein cœur de la saison des pluies et augmentant de fait, la vulnérabilité des plantes cultivées. Au contraire, comme nous l'avons vu plus haut, c'est la diminution des quantités de pluie entre les mois d'août et de septembre qui distingue les périodes humide (1950-1969) et sèche (1970-2000).

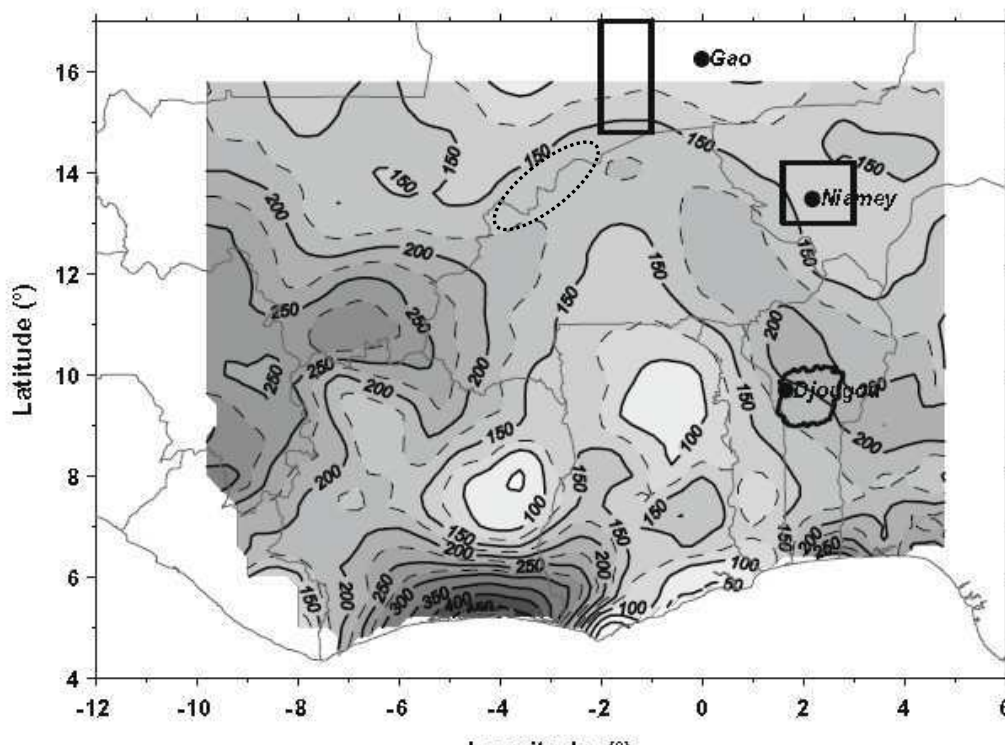


Fig. I. 20 : Diminution des précipitations annuelles entre la période humide (1950-1969) et la période sèche (1970 – 1989). Encarts : Sites AMMA-CATCH. Lebel *et al.* 2009 ; ellipse en pointillés : Plaine du Gondo

1.3.2 Caractéristiques climatiques du bassin du Sourou

Le bassin versant du Sourou est essentiellement situé en zone climatique Sahélienne. Il est limité au Sud par l'isohyète 700 mm et au Nord du bassin par l'isohyète 450 mm (Fig. I. 2, I.

19). Le bassin versant du Sourou a des caractéristiques climatiques marquées par l'alternance de deux saisons bien contrastées :

- une saison sèche et chaude longue d'octobre-novembre à avril-mai (6 à 7 mois. Il y souffle un vent de secteur Nord-Est, l'Harmattan
- une saison humide pluvieuse courte de mai-juin à septembre-octobre (5 à 6 mois) avec des vents de secteur Sud-Ouest, la Mousson océanique.

Ces saisons sont rythmées annuellement par les déplacements du Front Inter-Tropical (FIT) du Sud vers le Nord, apportant des masses d'air humide qui donnent lieu aux précipitations.

Dans le bassin du Sourou, les températures minimales et maximales moyennes journalières vont de 15°C (entre décembre et janvier) à 30°C (mars à avril). La zone à climat soudano-sahélien est située juste au Sud du bassin versant du Sourou avec une durée de la saison des pluies plus longue que dans le reste du bassin du Sourou, soit 6 à 7 mois.

Dans les paragraphes suivants, les paramètres du climat seront examinés; un bilan hydrologique sera présenté. Ce plan de travail se justifie par le fait que la compréhension de la recharge des nappes souterraines dans la plaine du Gondo, passe par la connaissance des différents termes du bilan hydrologique notamment les entrées (pluie, lame ruisselée à l'amont) et les sorties (évaporation, transpiration, infiltration, usages et prélèvements divers, ruissellement aval,...).

Les précipitations

La pluviométrie annuelle est une des variables pertinentes pour montrer la variabilité climatique au Sahel. Cette variabilité interannuelle peut s'examiner à partir des longues séries chronologiques et par la représentation cartographique des résultats. Les séries chronologiques utilisées vont de 1950 à 2006 sont celles des stations de Tougan dans le bassin versant, mais aussi celles de Dédougou au Sud du bassin, de Ouahigouya et de Djibo, toutes deux situées au Nord du bassin versant du Sourou (Fig. I. 21).

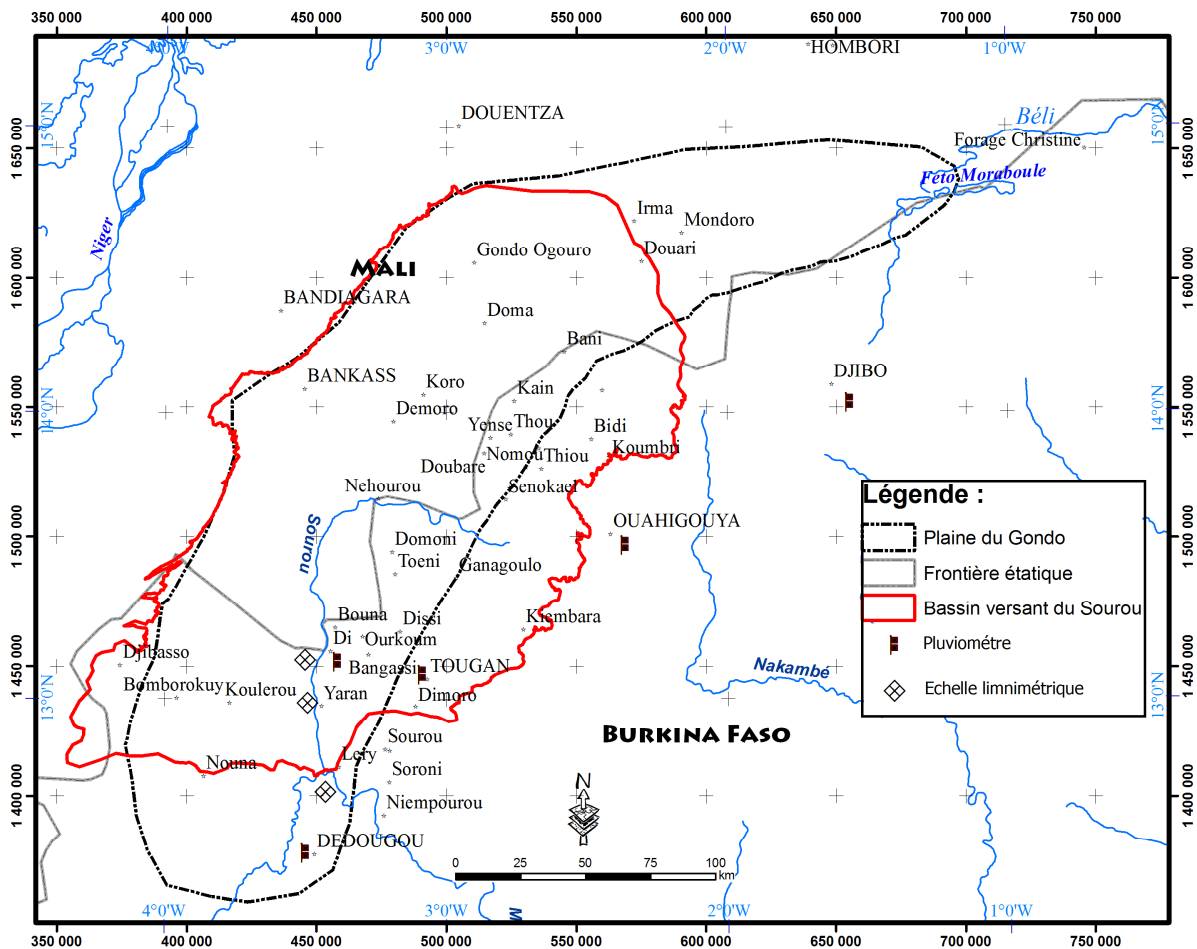


Fig. I. 21 : Situation des stations pluviométriques dans le bassin versant du Sourou (Dédougou, Tougan, Ouahigouya, Djibo)

L'examen des variations mensuelles indiquent bien dans la tranche de période considérée, des durée de pluies diminuant du Sud (8 mois de saison des pluies à Dédougou en zone soudano-sahélienne) au Nord (6 mois de saison des pluies aux stations de Tougan, Ouahigouya et Djibo en contexte sahélien), Fig. I. 22. De plus, le mois le plus pluvieux de l'année est le mois d'Août. D'une station à l'autre, la quantité mensuelle en Août diminue de Dédougou (224 mm) à Djibo (140 mm). Cette tendance de la diminution pluviométrique d'un bout à l'autre du bassin s'observe pour tous les mois de l'année, pour la période considérée.

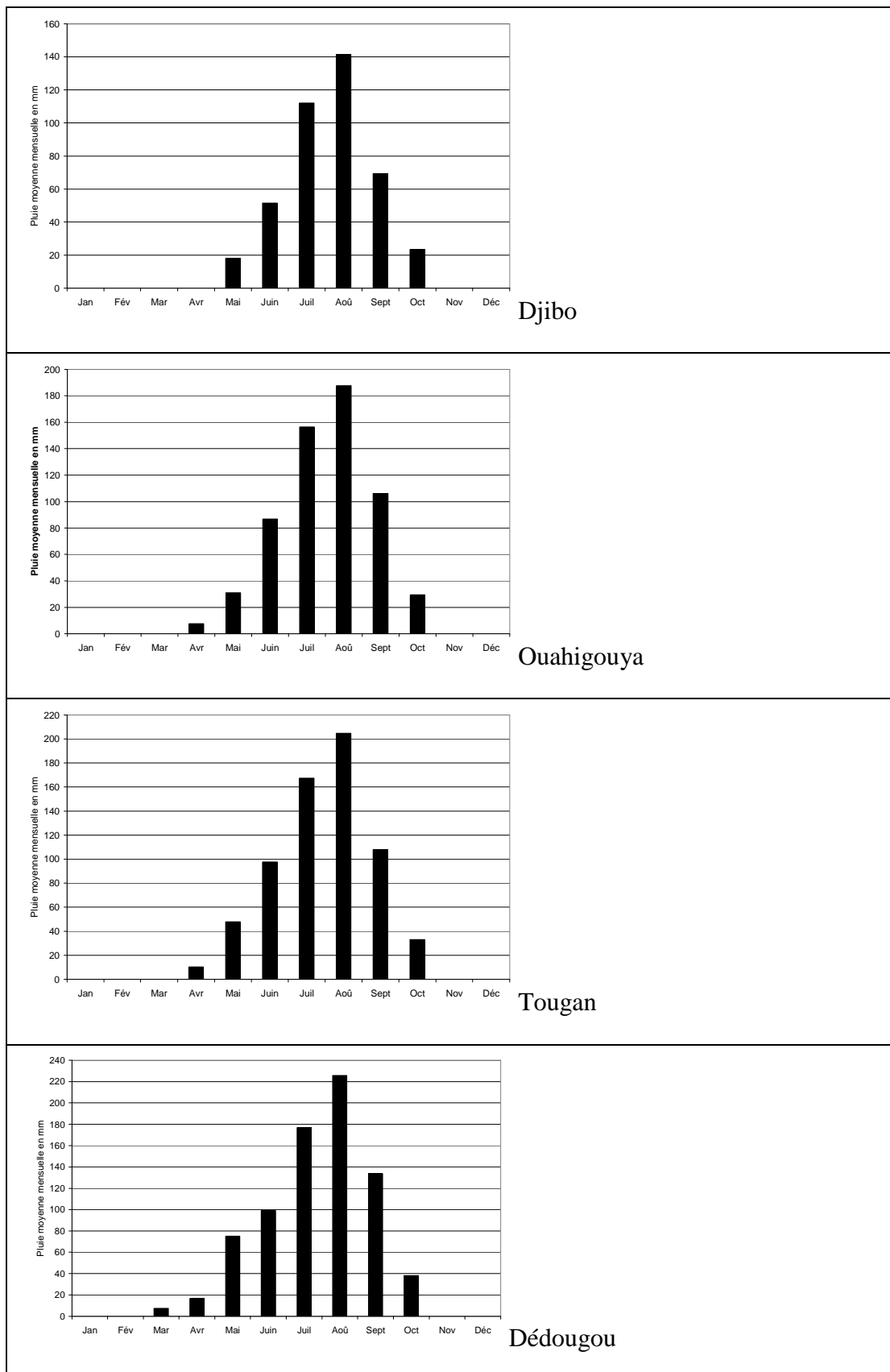


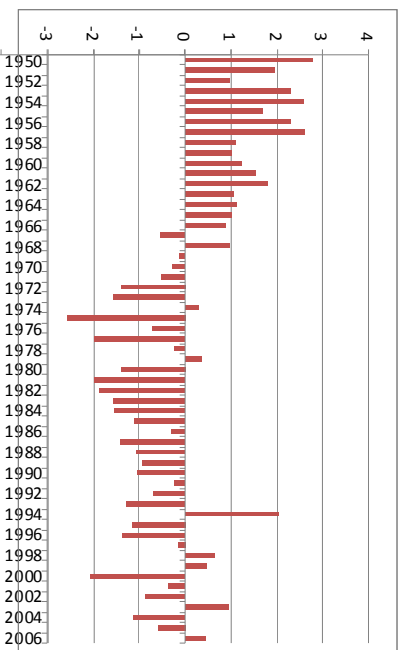
Fig. I. 22 : Variation des pluies mensuelles interannuelles 1950 – 2006 en allant du Sud au Nord, aux stations de Dédougou, Tougan, Ouahigouya et Djibo.

L'examen des variations interannuelles de pluies dans ces stations rend compte de l'impact de la sécheresse amorcée depuis 1970. Les postes pluviométriques enregistrent des moyennes interannuelles 1950-2006 de 858 mm à Dédougou, 765 mm à Tougan, 657 mm à Ouahigouya et 516 mm à Djibo. Ces chiffres montrent que la pluviométrie moyenne est plus importante à Dédougou au Sud du bassin versant qu'à Djibo dans la zone la moins arrosée avec une nette diminution latitudinale comme nous avons observé plus haut.

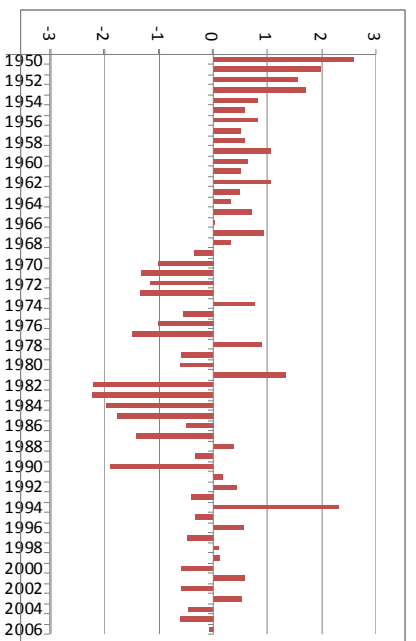
L'analyse de l'indice pluviométrique des quatre stations (Dédougou, Tougan, Ouahigouya et Djibo) montre une rupture importante dans la série pluviométrique à partir de dates variant entre 1966 et 1972 (Fig. I. 23). C'est l'observation faite également par Ndiaye (2003) dans le bassin du Mouhoun où pour tous les postes situés dans la zone climatique Sahélienne dont fait intégralement partie le bassin du Sourou. En effet, le même auteur montre que la sécheresse est bien illustrée par l'examen des pluies mensuelles qui enregistrent une diminution en général par rapport à la période humide comme du reste ce que Lebel & Ali (2009) ont montré dans la zone expérimentale du Sahel AMMA-CATCH Niger. Cette diminution est de l'ordre de 33 % dans le bassin du Sourou (Ndiaye 2003). Pour ce dernier auteur, les mois d'Août et de Septembre sont les plus pluvieux mais ce sont les mois qui enregistrent un déficit pluviométrique plus marqué dans la période de sécheresse.

En observant les chroniques pluviométriques à l'échelle des données mensuelles et événementielles, certaines tendances déjà vues auparavant au Sahel se dégagent. Les données mensuelles à la station de Di le long du Sourou (affluent du Mouhoun) entre 1995 et 2000 mettent en évidence une période sèche de 7 à 8 mois soit 5 mois totalement secs de novembre à mars et 3 mois où il pleut au plus 30 mm (avril, mai, octobre). Sur un total annuel de 649 mm, 35 % de la pluie tombe en août (227 mm). De fortes variations interannuelles sont observables d'une année à l'autre. Les années 1990 (409 mm) et 1995 (550 mm) sont assez déficitaires par rapport à la moyenne interannuelle 1985-1999 (Bethemont *et al.* 2003).

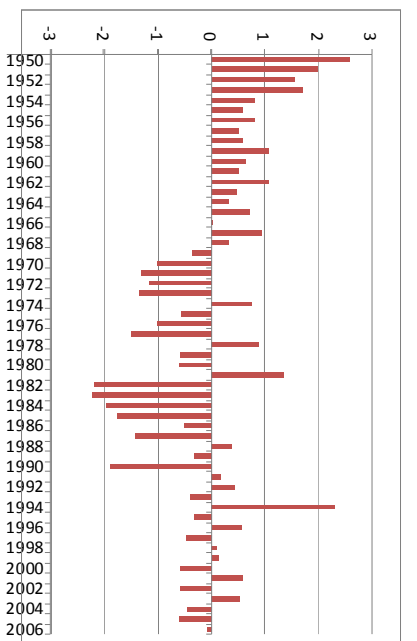
On s'aperçoit à travers l'examen du régime pluviométrique que la sécheresse a beaucoup affecté le bassin du Sourou. Les indices pluviométriques de la figure I. 23 sont conformes aux tendances générales qui se dégagent à travers des mesures pluviométriques plus suivies dans le temps avec un réseau d'observation plus denses au Sahel (AMMA-CATCH). La pluie n'est pas le seul élément caractéristique du climat dans la zone. Il y a l'évaporation sur bac, la température et la vitesse des vents.



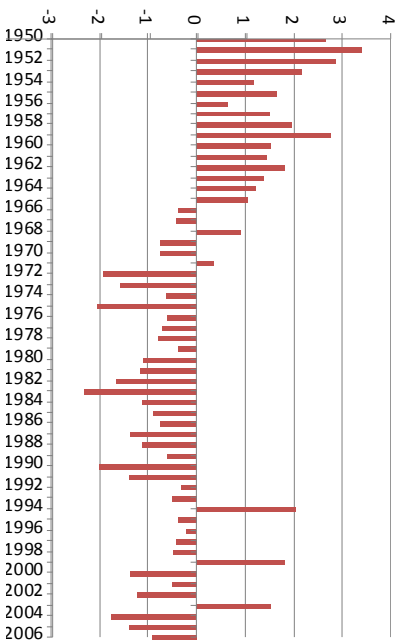
Djibo, Pmoy : 516 mm



Ouahigouya, Pmoy : 657 mm



Tougan, Pmoy : 765 mm



Dédougou, Pmoy : 858 mm

Fig. I. 23 : Variation de l'indice pluviométrique dans quatre stations pluviométriques en allant du Nord au Sud du bassin du Sourou

Il s'agit de la température, de la vitesse du vent et de l'évaporation sur bac.

La température de l'air est bien contrastée entre la saison sèche et la saison humide. Les températures mensuelles maximales moyennes sont enregistrées en avril (34 °C) avec des maxima journaliers de 40°C en moyenne et les minimales moyennes en janvier-février (24°C) avec des minimales journalières de 15°C à Di (Bethemont *et al.* 2003). Ces données se recalent bien avec nos observations à partir de la chronique des températures mensuelles de 1965 à 2006. Les amplitudes de variation entre les minima et les maxima atteignent 18°C. (Fig. I. 24). La variation spatiale de la température a été également examinée. Dakouré (2003) signale qu'en général dans la partie ouest et nord du Burkina Faso, la température moyenne annuelle varie entre 28 et 30 °C sans pour autant mettre en évidence un effet de continentalité. Cette situation est bien mise en évidence lorsque nous comparons nos données de températures (maximale et minimale) des stations de Dédougou et Ouahigouya entre 1965 et 2006. On peut dire, qu'à la différence de la pluviométrie qui montre un gradient latitudinal, la température quant à elle ne permet pas une différenciation du climat compte tenu de l'uniformité du régime thermique.

Les vents chauds et sec de secteur NE (l'Harmattan) soufflent en saison sèche (novembre à avril). Par contre, la mousson souffle en saison pluvieuse. Les vitesses de l'harmattan dépassent 10 m.s⁻¹ ; Les orages s'accompagnent souvent de vents violents (20 m.s⁻¹), Bethemont *et al.* 2003.

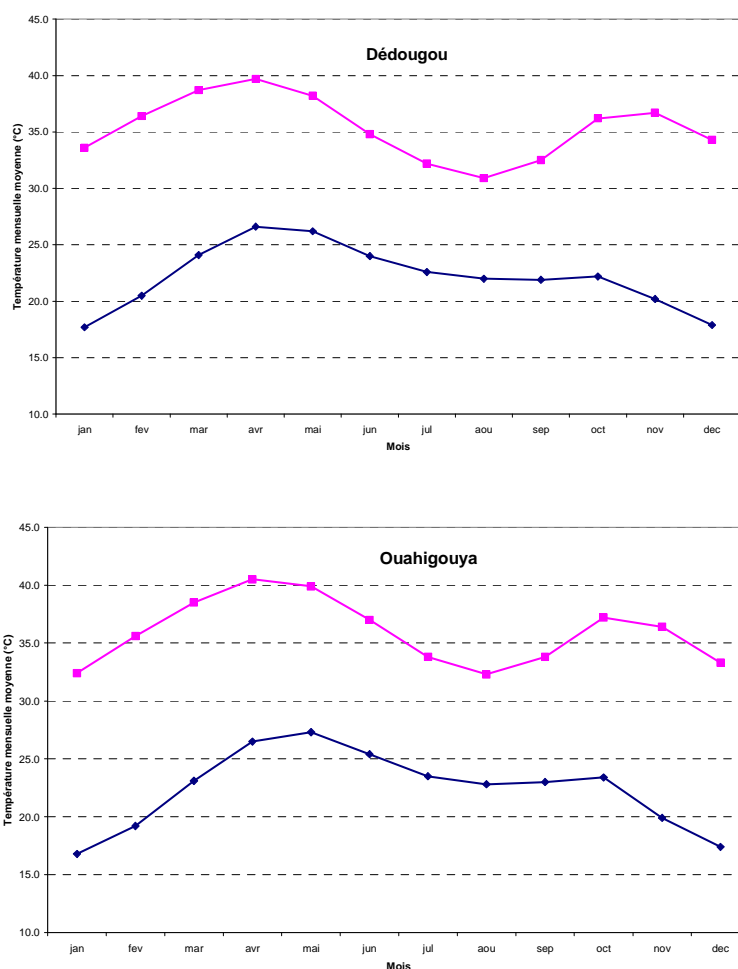


Fig. I. 24 : Variation des températures minima et maximales moyennes mensuelles 1965 – 2006 à au Sud du bassin (Dédougou) et au Nord du bassin (Ouahigouya) entre 1960 et 2005

L'évaporation au bac Colorado s'élève à Di (situé juste en rive gauche Sourou, Fig. I. 21) à 2195 mm (Bethemont *et al.* 2003). Compte tenu de la longue durée de la saison sèche (6 à 7 mois de l'année sans précipitations), cette valeur d'évaporation représente dans une certaine mesure l'évapotranspiration potentielle (ETP).

L'évaporation et la transpiration

Les processus qui gouvernent l'évapotranspiration en zone sahélienne ont été abordés par plusieurs auteurs (Saux-Picard *et al.* 2009, Bagayoko *et al.* 2007, Casenave & Valentin 1992, Galle *et al.* 1999). Ces processus allient des phénomènes à la fois physiques (tension capillaire, chaleur) et biologiques (végétation, carbone) auxquels il faut ajouter le ruissellement et le drainage profond. L'énergie solaire, est la principale source de chaleur occasionnant l'évaporation et la transpiration. Dans le bilan d'énergie, outre les flux radiatifs,

on sépare dans les flux turbulents, les flux de chaleur latente et de chaleur sensible. Le système saisonnier en zone sahélienne fait qu'en saison des pluies, le flux de chaleur latente est le principal processus (71 %). En saison sèche, le flux de chaleur sensible représente 77 % des flux turbulents (Bakayako *et al.* 2007). L'étude du bilan d'énergie en zone sahélienne dans le bassin de la Volta montre les caractères saisonniers de la température de l'air, de la vitesse du vent, du déficit de la pression de la vapeur d'eau et de la radiation solaire (Fig. I. 25). La température de l'air est une variable intégratrice de l'énergie nécessaire au processus d'évaporation et d'évapotranspiration. La température, la vitesse du vent et le déficit de pression de vapeur sont des paramètres distinguant deux saisons dans l'année (une saison sèche et une saison pluvieuse). La radiation solaire par contre n'a pas une variation saisonnière nette (Fig. I. 25). La profondeur racinaire de la végétation et sa répartition spatiale (états de surface du sol) jouent également un rôle important dans l'évapotranspiration. Mais la part contributive de chacun de ces facteurs n'a pu être établie dans le processus d'évapotranspiration.

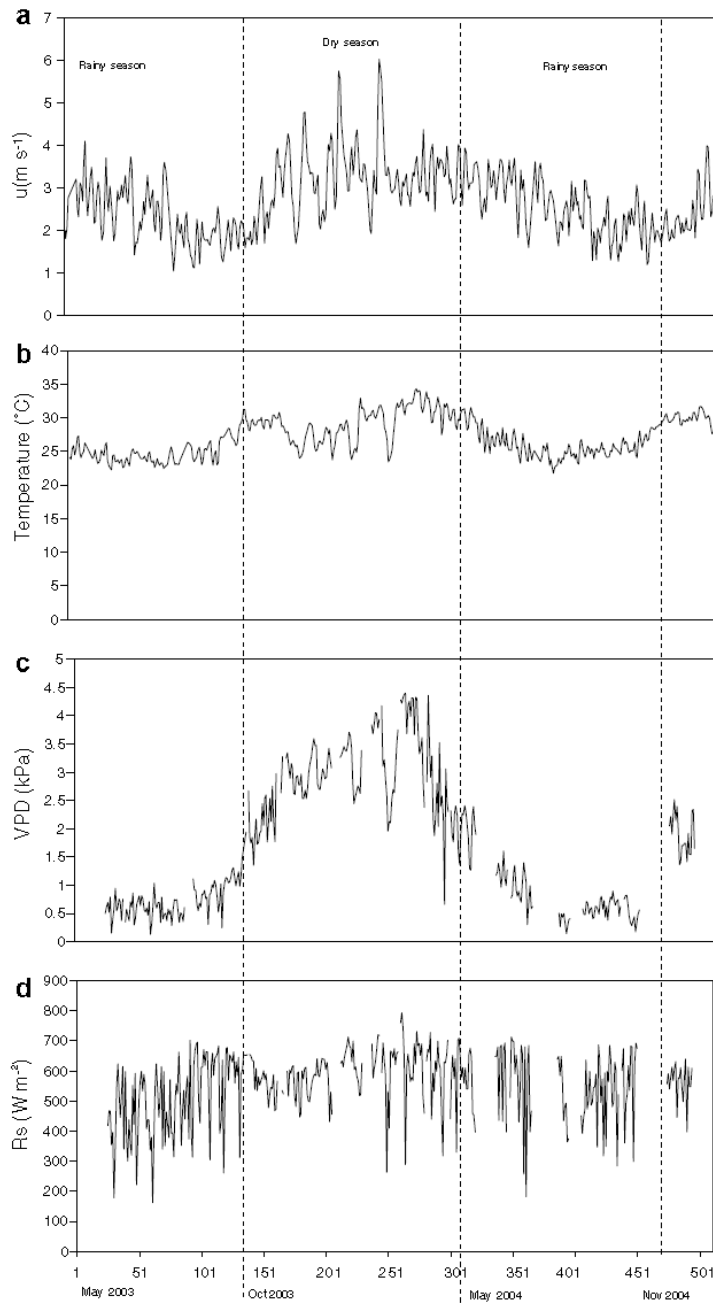


Fig. I. 25 : Facteurs climatiques moyennes dans la zone du barrage de Kompienga, bassin du Nakambé (Burkina Faso) : Bakayoko *et al.* 2007

a vitesse du vent, *b* température de l'air ambiant, *c* déficit de la pression de la vapeur, *d* radiation solaire

1.3.3 Les sols et la végétation dans le bassin du Sourou

La connaissance des sols et des états de surface du sol en général permet de connaître leur aptitude à ruisseler et à infiltrer les quantités d'eau qu'ils reçoivent. En général, les paramètres du bilan hydrologique sont difficiles à connaître dans les différents modèles hydrologiques.

Cependant, la description détaillée des sols, et des états de surface du sol en particulier, peut fournir des éléments de réponse pour la séparation entre ruissellement et infiltration.

- Les sols

En plus des observations personnelles effectuées sur le terrain, l'aperçu sur les premiers centimètres de la surface du sol est fait d'après la bibliographie (Bondessan & Mozzi 2000, Zombré 1992, Zongo 1993, Leprun 1979, Leprun & Moreau 1968). Deux secteurs particulièrement intéressants et représentatifs seront abordés. D'une part la zone de la vallée du fleuve Sourou et d'autre part, le secteur Nord-est de la plaine du Gondo recevant les apports détritiques provenant des sols et des collines latéritiques du socle cristallin en situation plus haute en altitude.

De façon schématique, la vallée du fleuve Sourou est limitée à l'est par les témoins de cuirasse latéritique à des altitudes variant entre 275 et 310 m. Dans la partie Ouest, le plateau gréseux de Bandiagara culmine à plus de 400 m. Dans la zone de Thiou à l'est de la vallée du Sourou, les collines sur substratum de roches vertes et de granites sont coiffées de témoins de cuirasse latéritiques ; puis se succèdent différentes surfaces topographiquement distinctes : sur les bords, il y a les éboulis des cuirasses ainsi que des dépôts colluviaux démantelés et transportés vers le bas des collines. Ces dépôts constituent les sols de la plaine du Gondo ; ce sont des dépôts lacustres provenant du grand lac alluvionnaire post-wurmien qui occupait la plaine du Gondo avant sa vidange dans le Mouhoun et le comblement par les dépôts détritiques à l'Oligo-Mio-Pliocène (nous y reviendrons dans le paragraphe sur l'hydrologie du Sourou).

Différents types de sols peuvent être distingués. Ils se répartissent spatialement selon la topographie (Fig. I. 26) :

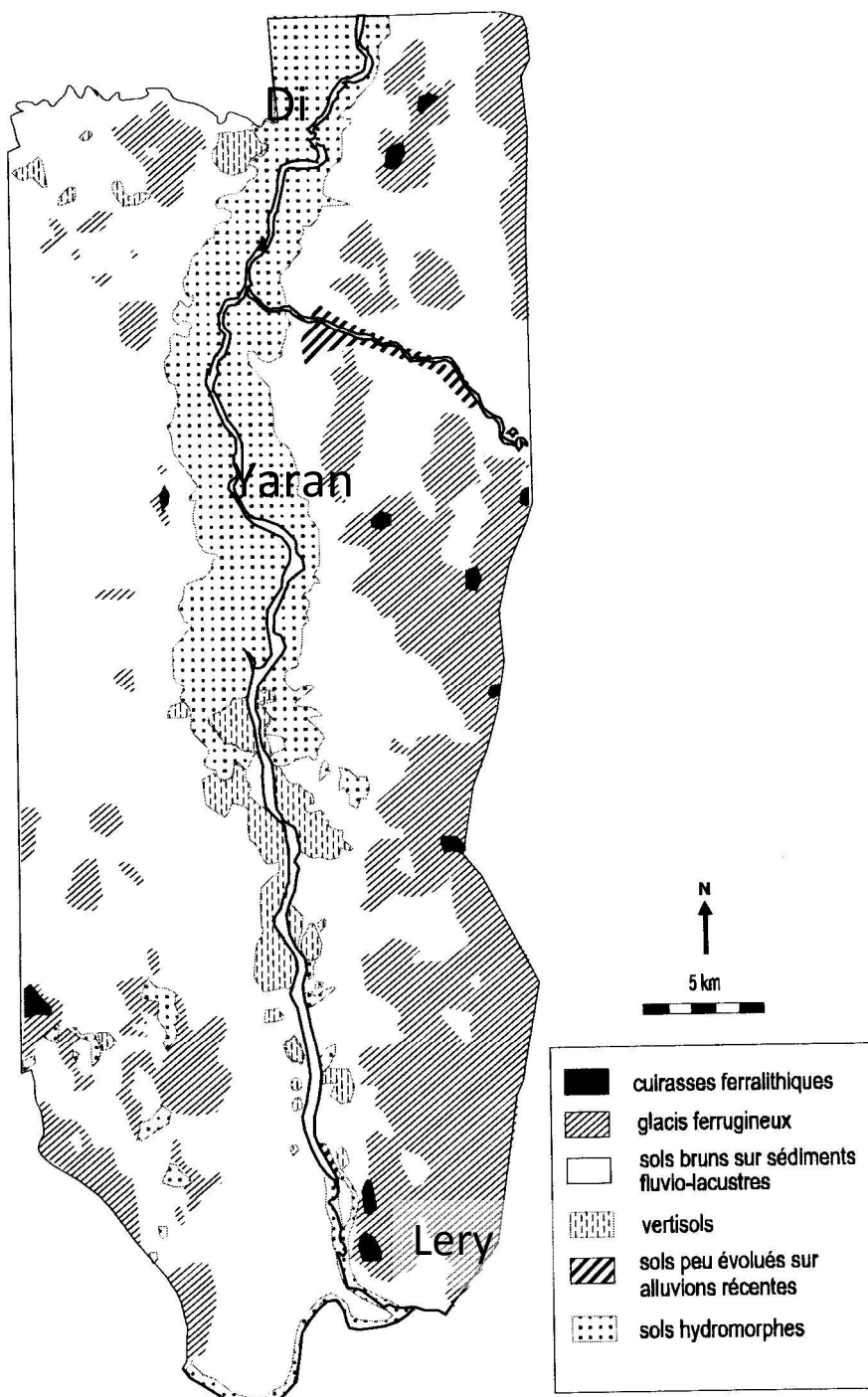


Fig. I. 26 : Différents types de sols dans la vallée du Sourou (Bethemont *et al.* 2003)

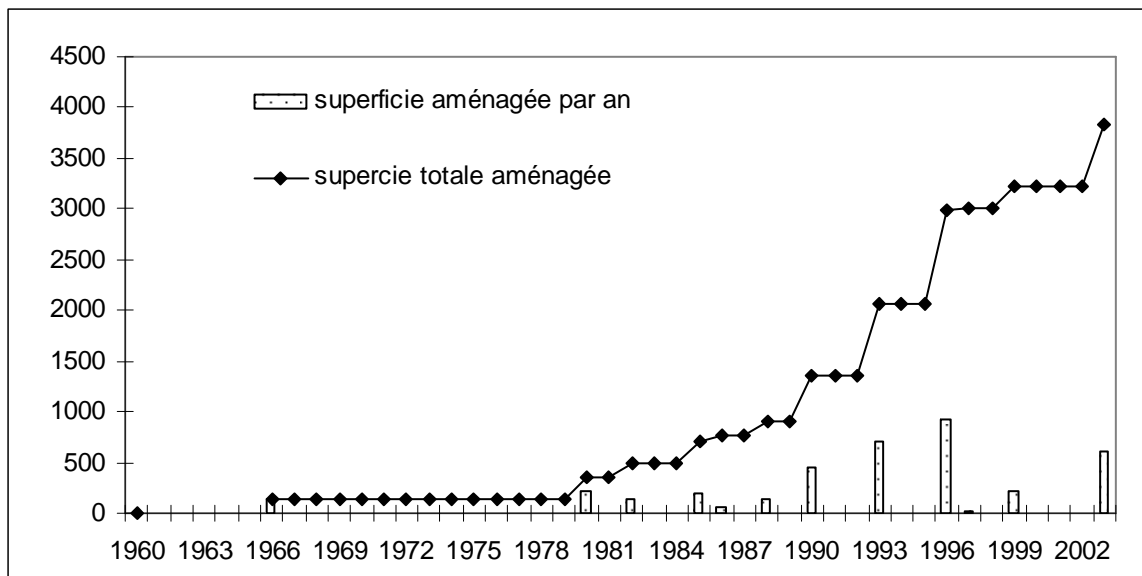
Ainsi, on peut y distinguer dans le bas-fond central de la vallée du Sourou, des sols minéraux bruts, des sols peu évolués, des vertisols, des sols brunifiés, des sols à sesquioxyde de fer et de manganèse ou des sols ferrugineux tropicaux et des sols hydromorphes à texture limoneuse-argileuse ayant de bonnes réserves minérales et contenant souvent des nodules

calcaires. En dehors de la vallée du Sourou et en allant vers les versants, on rencontre des sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivés (Bethemont *et al.* 2003, Casenave & Valentin 1992), Fig. I. 26.

Selon Moniod *et al.* (1977), les vertisols rencontrés dans la vallée du Sourou contiennent 40 % d'argile de type montmorillonite. Ce sont des argiles gonflantes dont les sols subissent fréquemment des mouvements internes. On distingue, selon la topographie, différents types de sols :

- les vertisols topomorphes. Dans les bas-fonds où le relief est plat, le drainage externe est nul. Ce type de sols se développe sur des alluvions argileuses que l'on rencontre en rive droite du Sourou ;
- les vertisols lithomorphes en rive gauche du Sourou. La richesse de ces sols est grande et ils sont assez répandus dans la vallée du Sourou. D'où l'engouement suscité par l'exploitation de ces sols depuis les années 1960, par le développement de la culture irriguée pour suppléer à la pluviométrie déficitaire et à avec des poches de sécheresse en cours de saison des pluies.

La vallée du Sourou est très plate sans dénivellation importante ce qui favorise un épandage des eaux de crue de la retenue du Sourou. Le plan d'eau s'étend sur plus de 25 000 hectares. Avec un tel potentiel en sol le long du Sourou, près de 40 000 hectares ont été aménagés. Les superficies des terres aménagées ont augmenté progressivement surtout avec la réalisation du barrage - écluse à Lery en 1976 et en 1984, comme on peut le constater sur la figure I. 27. Dans la zone aménagée de la vallée du Sourou, il y a les cultures irriguées (arbres fruitiers, blé, maïs, riz) ainsi que de la pisciculture. Le riz pluvial est cultivé également dans les bas-fonds des cônes d'épandage et des mares situées à l'intérieur du bassin comme c'est le cas à Domoni, Banh, Sanga / Nomou. Partout ailleurs, les conditions climatiques et le potentiel en sols sont favorables à la culture du mil (sorgho, petit mil).



Source : AMVS in Bethemont *et al.*, 2003

Fig. I. 27 : Evolution des superficies aménagées en dixaine d'hectares, dans la vallée du Sourou

- La végétation naturelle

Dans ce contexte de climat sahélo-soudanien, la végétation est de type arbustif à arboré avec une strate herbacée peu fournie mais quasi-permanente dans la partie sud de la plaine ; cette végétation ne se limite qu'à la strate herbacée en allant depuis le centre de la plaine dans la partie malienne, jusqu'au pied de la falaise de Bandiagara.

La végétation est de type forêt-savane xérophile composée de *Moracées* (*Ficus*), de *Mimosacées* (*Acacia albida*) des espèces non grégaires comme le karité, le kapokier, le baobab (Moniod *et al.* 1977). Les espèces arbustives sont des Combrétacées et les Rubiacées. Cependant, selon les contextes topographiques et morphologiques, une organisation végétale peut être distinguée avec d'une part la végétation de bas-fonds et d'autre part la végétation de versant sablo-argileux comprenant surtout la brousse tigrée :

- Végétation ripicole de bas-fonds

Dans les zones inondables des cônes de déjection ou des bas-fonds de Banh, Sanga et Bidi on distingue des Combrétacées avec une flore arborée et aussi quelques espèces de grande taille comprenant *Acacia albida*, *Tamarindus indica*, *Ficus gnaphalocarpa*, *Anogeissus léiocarpus* (Zongo 1993). Ces zones de conservation de la biodiversité sont remarquables dans un environnement défavorisé où la végétation est plutôt à dominance arbustive. C'est pourquoi la zone de Banh est classée comme une aire protégée par l'IUCN (Union internationale pour la

conservation de la nature), convention de Ramsar. Par conséquent, les barrages de Banh, de Bidi et de Thiou limitant les écoulements venant du socle dégradé (et à coefficient d'infiltration faible) représentent une menace contre le fonctionnement normal de ces bas-fonds (cônes d'épandage) et de ces réserves naturelles de biodiversité. Des dégradations importantes de la végétation et de la faune dans le cône d'épandage de Banh sont en ce moment dénoncées par des organisations de défense de l'environnement.

- La brousse tigrée

En dehors des zones de bas-fonds, on distingue une organisation végétale particulière appelée « brousse tigrée » et d'autre type de végétation dont la répartition spatiale est liée au climat et à la texture du sol (Hiernaux *et al.* 2009, Hiernaux & Gérard 1999). La brousse tigrée se rencontre entre les isohyètes 400 et 600 mm. Elle comprend quatre types de végétaux : les espèces buissonnantes éparses, des fourrés, une strate arbustive dense, une strate arborée avec strate herbacée de type savane (Fig. I. 28). D'après Hiernaux *et al.* 2009, cette répartition spatiale se fait selon la pluviométrie et selon la texture et la composition du sol (sable, argile, gravillons latéritiques). De la zone plus humide (600 mm) on rencontre une strate arborée dominante (*Lannea acida*, *Sterculia setigera*, *Bombax costatum*, *Pteleopsis suberosa*, *Stereospermum kunthinum*, *Acacia pennata*, *Saba senegalensis*) selon que l'on a un pourcentage de sol superficiel en sable allant de 60 à 80 %. Au delà de l'isohyète 400 mm c'est la variante arbustive que l'on rencontre (*Balanites aegyptiaca*, *Grewia bicolor*, *Maerua crassifolia*). Entre les isohyètes 400 et 600 mm où se situe le bassin du Sourou (Fig. I. 2), la végétation dominante est la brousse tigrée surtout dans les aires sableuses du Nord (sol ayant une teneur de 60 à 80 % de sable). On passe des Combretacées (*Ziziphus mauritiana*, *Sclerocarya birrea*, *combretum nigricans*, *Diclostachys glomerata*, *Combretum glutinosum*, *Guiera senegalensis*) autour de l'isohyète 600 mm aux Acacias lorsque la pluviométrie atteint 400 mm pour des sols sablonneux (Fig. I. 28).

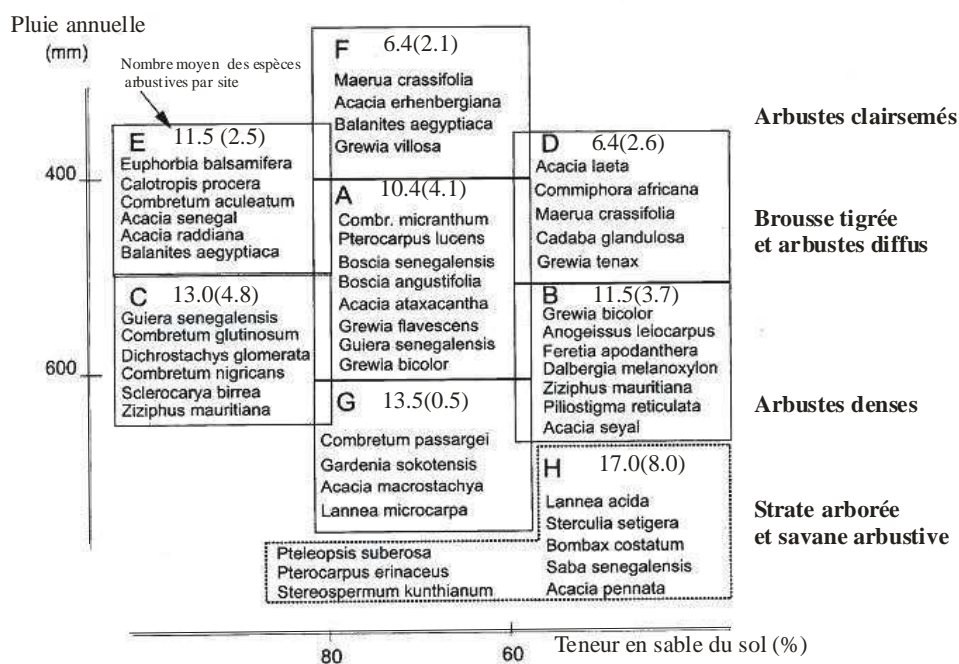


Fig. I. 28. Espèces végétales constituant la brousse tigrée.

La répartition spatiale de la végétation se fait selon la pluviométrie (isohyètes de la période 1980-1990) et la teneur en sable du sol (Hiernaux et al. 2009)

On peut noter que la description de la végétation naturelle qui a été faite subit une modification du fait des effets collatéraux de la sécheresse et des activités anthropiques (forte démographie dans l'avant pays du bassin du Sourou sur sol cristallin). En effet, Hiernaux *et al.* (2009) ont montré dans le Gourma du Mali pour la période allant de 1984 à 2006, que la densité de la végétation arbustive augmente en allant du Nord vers le sud (pluviométrie croissante) et selon le type de sol (pourcentage en sable ou en argile). Dans les bas-fonds à sols argileux, temporairement inondés par les eaux pluviales, on rencontre de véritables fourrés. La mortalité des plantes se fait graduellement selon le type de sols et selon la zone climatique. Les sols encroutés de versants enregistrent une forte mortalité de la végétation avant les zones de bas-fonds. Depuis la pluviométrie abondante de la dernière décennie, on enregistre en certains endroits un retour progressif de la végétation. Ce retour commence d'abord par la famille des Acacias dans les zones enherbées avant la colonisation par les autres familles de végétaux.

1.3.4 L'hydrologie du bassin du Sourou

Le bassin du Sourou est l'espace naturel organisé où se situe la plaine du Gondo qui fait l'objet de cette étude hydrogéologique. Parmi les caractéristiques du milieu naturel, on peut

noter les formes hydrographiques singulières que l'on rencontre ; un autre fait marquant est la présence d'un aménagement hydro-agricole de près de plus 25 000 ha alimenté par le lac artificiel de barrage sur le Sourou à Lery (Fig. I. 8). Cet ouvrage est venu perturber le cycle normal du Sourou dont le régime d'écoulement est assez singulier. C'est un affluent-défluent du fleuve Mouhoun (ex Volta Noire). En saison pluvieuse, les crues du Mouhoun soit près de 200 000 000 m³ s'écoulent vers l'affluent du Sourou ; en saison sèche, il s'écoule en sens inverse, c'est-à-dire du nord vers le sud, pour alimenter selon son sens d'écoulement normal le cours du Mouhoun. Avant la construction du barrage-écluse de Lery dans les années 1984, la régulation du régime était faite de sorte que près du tiers de la capacité de la retenue (soit environ 70 millions m³) participait à la régulation des écoulements du fleuve Mouhoun, à l'aval du barrage de Lery (Zoungrana *et al.* 2005).

Dans ce paragraphe, sera d'abord abordée l'évolution hydrographique du Mouhoun depuis l'Eocène ; puis, les formes actuelles du réseau hydrographique ainsi que son hydrologie seront examinés ; nous ferons par la suite un examen de l'effet de la sécheresse et de la construction du barrage de Lery et des ouvrages de dérivation en 1984 sur le régime du Sourou.

1.3.4.1 Du paléo-Mouhoun au Sourou

De nombreux travaux se sont intéressés à l'évolution du Mouhoun (ex Volta Noire) et à sa relation avec l'affluent-défluent qu'est le Sourou, de nombreux travaux. Déjà dès 1912 Hubert (in Guillobez 1993) a été le premier à évoquer le phénomène de capture en contexte tropical : ainsi, le Mouhoun s'écoulait vers le Niger à partir du Béli (affluent actuel du Niger). L'argument tectonique a été évoqué par Urvoy (1942) pour expliquer le changement de direction d'écoulement à la confluence du Sourou. Le phénomène de capture est l'argument retenu par plusieurs auteurs dont Daveau (1959), Leprun et Moreau (1968). Le Mouhoun supérieur (coulant vers le Nord-Est) se serait détourné du Sourou au profit du Mouhoun inférieur (coulant vers le Sud à partir de la confluence de Lery) durant le Quaternaire.

Guillobez (1993) utilisant des cartes topographiques à l'échelle 1/200 000ème et des vues satellitaires, s'est intéressé à deux aspects : l'hydrographie et les altitudes IGN. Le réseau hydrographique est discontinu et il suit des axes d'écoulement qui suivent le prolongement du cours actuel du Sourou ; ce sens d'écoulement NNE devient Oust-Est en direction du Béli comme on peut le voir sur les figures I. 4 et I. 6. Mais cet écoulement disparaît en dessous des dunes fixes récentes (Ogolien) d'orientation générale ENE.

Les altitudes quant à elles n'excèdent pas 278 m. Par contre, le long du Béli parsemé de mares relativement pérennes, les altitudes oscillent entre 265 m et 255 m pour atteindre la confluence avec le fleuve Niger à Agorou, à la côte 220 m (Fig. I. 4).

L'image satellitaire ETM+ de Landsat 7 que nous avons visionnée (Fig. I. 29) montre bien le lien entre les deux cours d'eau à savoir le Sourou actuel et le Béli.

Tous ces arguments indiquent les cours anciens du Béli et du Sourou qui seraient en continuité et qui formaient le paléo-Mouhoun (Bethemont *et al.* 2003, Guillobez 1993).

Les processus géologiques et tectoniques ayant prévalu au comblement du Paléo-Mouhoun et à l'inversion de la topographie peuvent se résumer comme suit (Leprun 1979) :

- fin Eocène : surrections épirogéniques marquées par un phénomène de subsidence dans la partie centrale de la plaine du Gondo et un relèvement de la zone de la falaise de Bandiagara.

Puis survient une succession de phases climatiques pluvieuses et sèches (Fig. I. 30).

- Ogolien (31 000 à 22 000 BP) correspondant à une phase sèche: il se forme un erg est-ouest au delà du 15^{ème} parallèle bloquant l'écoulement naturel du Paléo-Mouhoun vers le NW à la localité de Douari à la cote 278 m (Mali)

- Tchadien (9 500 à 7 500 BP) : c'est une phase humide : il y a formation du lac du Gondo similaire au lac Tchad, centrée dans la plaine du Gondo actuelle (Fig. I. 30).

- Nouakchottien (5 500 BP) : entaille du Sourou et déversement par la gorge de raccordement au Sud de Lery (Massala) ; le sommet de la courbure du fleuve Mouhoun au Nord de Dédougou, où le relief plat induit une allure méandrique du Mouhoun, correspondrait à un coude de capture du Mouhoun supérieur par le Mouhoun inférieur s'écoulant vers le Sud du pays. Au delà de Lery, le Mouhoun change de direction et s'écoule vers le Sud, après avoir quitté le haut plateau sédimentaire gréseux du bassin sédimentaire Burkinabé.

Le régime naturel du Sourou apparaît ainsi comme un cas singulier : pendant la saison pluvieuse, les grands apports du Mouhoun se déversent dans le Sourou, et celui-ci coule du Sud vers le Nord en raison de la topographie quasi plane, comme lors du Paléo-Mouhoun : le Sourou apparaît ainsi comme un défluent. En saison sèche, pendant la décrue, le cours s'inverse et le Sourou devient un affluent normal du Mouhoun dont il participe assez faiblement au débit d'étiage.

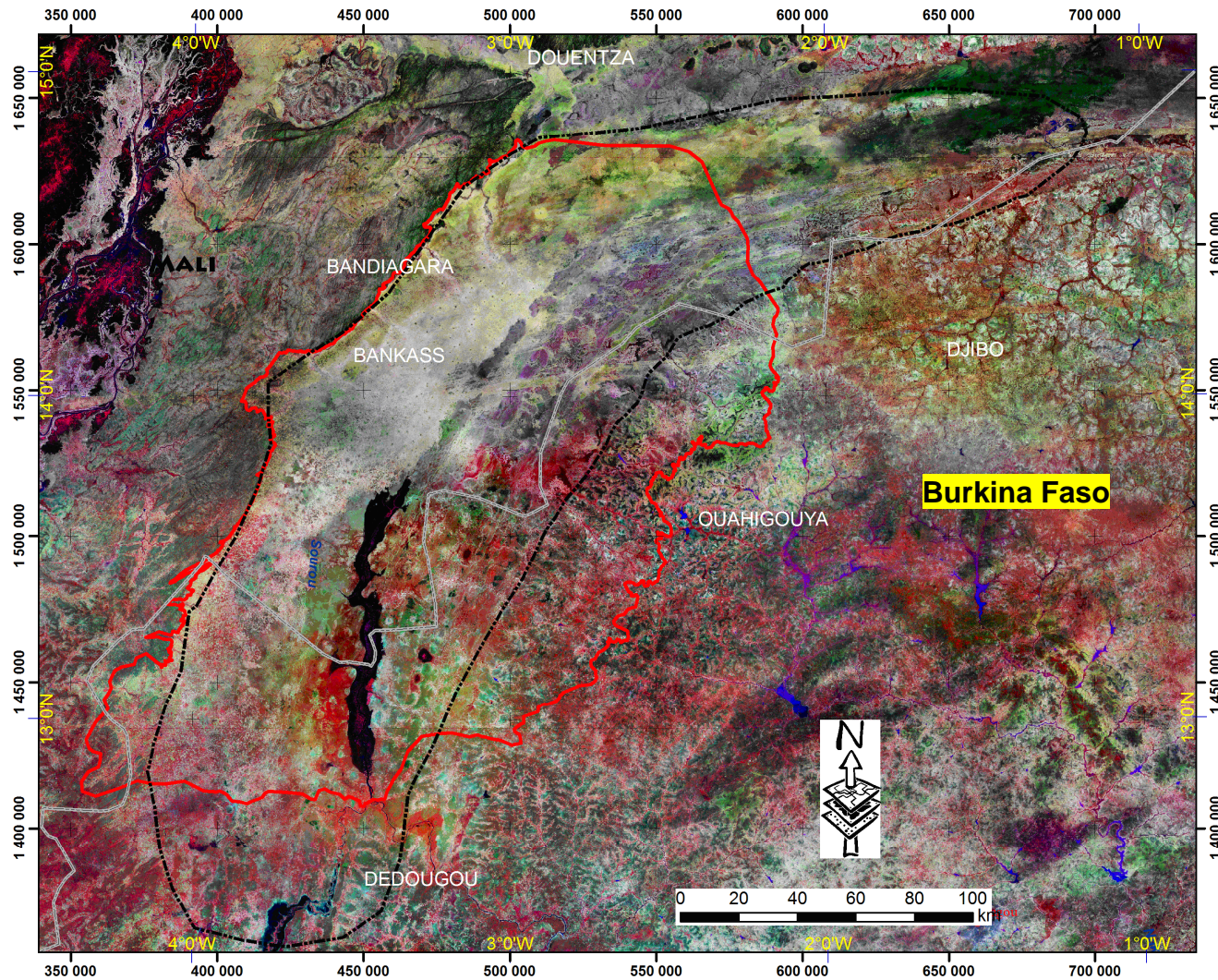


Fig. I. 29 : Image satellitaire ETM+ de Landsat 7 montrant la plaine du Gondo (ligne noire) et bassin du Sourou (ligne rouge).

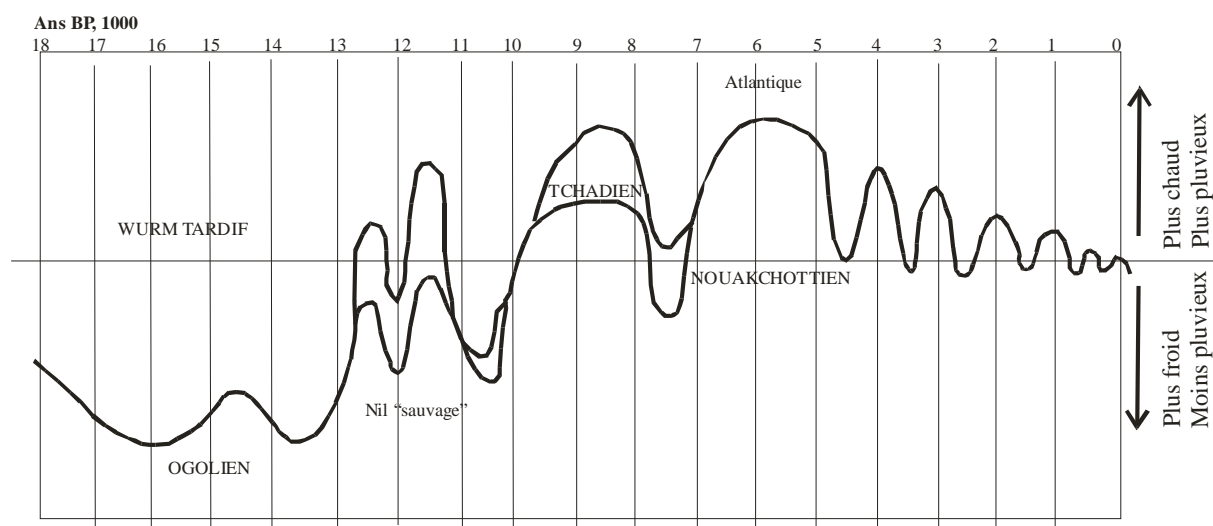


Fig. I. 30 : Evolution climatique de l'Afrique depuis 18 000 ans (d'après Leroux 1992).

Discussion :

Le Sourou qui est marqué par un fonctionnement hydrographique naturel en affluent-défluent, résultant d'une capture, n'est pas un cas isolé dans le monde et en Afrique (Communication personnelle de M. Meybeck). En effet, le cas le plus célèbre de capture est celui du Casiquaire en Amazonie. En Afrique, on peut citer les cas analogues au Sourou. Il s'agit du lac de Guiers au Sénégal, du Zambèze traversant le Namibie, le Zimbabwe et la Mozambique, sont les plus célèbres. Ils se caractérisent tous comme le Sourou, par un relief plat dans la zone de capture, une inversion du sens d'écoulement du cours d'eau selon que l'on est en basse eaux ou en hautes eaux. La cause de la capture est variée : pour le Casiquaire en Amazonie, la tectonique est le facteur prépondérant dans le processus de capture (Almeida-Filho & Miranda 2007, Edgardo *et al.* 2005). Dans le cas du Zambèze c'est l'effet de la dernière glaciation au Pléistocène et de la tectonique qui expliqueraient le phénomène de capture et le changement de cours saisonnier de la rivière qui en résulte (Nugent 1990). Nous verrons dans la deuxième partie de cette thèse que les facteurs tectoniques liés à l'effondrement à l'Eocène des calcaires ont entraîné une morphologie plane et favorisé le phénomène de capture du Paléo-Mouhoun par le Mouhoun inférieur.

1.3.4.2 Formes naturelles du réseau hydrographique

a) Caractéristiques géométriques du Sourou à Lery

Les caractéristiques géométriques du bassin versant hydrographique du Sourou peuvent se résumer comme suit : sa superficie est d'environ 30 000 km² comme la superficie approximative de la plaine du Gondo (31 000 km²). Le bassin du Sourou est un peu allongé

suivant une direction N, mais cette direction s'incurve vers le NE à partir de Di. Sa forme est plus longue que large. La plus grande longueur de l'axe central du Sourou, allant de Lery au Burkina Faso à Douari au Mali est de 250 km environ. La pente longitudinale du réseau hydrographique est de l'ordre de 0,4 ‰, le long du fleuve Sourou suivant l'axe central d'allongement de la plaine du Gondo. De part et d'autre du lit mineur, la pente est également faible (0,5 ‰). La largeur de la cuvette est de 40 km en rive droite et environ 30 km en rive gauche. De ce fait, les eaux de crue s'étendent sur près de 25 000 hectares.

Le bassin versant hydrographique du Sourou à Lery est bâti sur un substratum géologique de deux ensembles de formations bien réparties dans l'espace. A l'est, plusieurs affluents apportent les eaux de ruissellement s'écoulent sur le socle cristallin (Nord-Ouest du Burkina Faso). La partie centrale du bassin versant du Sourou est occupée par les formations tertiaires fluvio-lacustres et détritiques du Continental Terminal reposant sur les calcaires gréseux dolomitiques de l'Infracambrien. Sur les bordures occidentales du bassin, on a les reliefs gréseux du protérozoïque supérieur. La pente vers l'Ouest de ces plateaux gréseux ne permet pas un écoulement vers la plaine du Gondo. Seules quelques ravines drainent les versants orientaux vers l'intérieur du bassin du Sourou. Dans ces différents domaines géologiques, les formes du chevelu hydrographiques sont distinctes.

Discussion : Beaucoup d'auteurs proposent des configurations différentes du bassin hydrographique du Sourou à Lery. C'est la configuration complexe des formes du réseau hydrographique tantôt endoréique, tantôt continue et du relief très plat dans le bassin sédimentaire qui explique des difficultés dans la délimitation de l'aire du bassin versant. La forme du bassin versant hydrographique du Sourou et donc sa superficie que nous avons retenues se rapprochent de celles proposées par la Fao (FAO, Geonetwork). Ces formes du réseau hydrographique du Sourou méritent que l'on s'y intéresse davantage.

b) Formes du réseau hydrographique

L'hydrographie du bassin du Sourou est marquée par deux principaux domaines géologiques qui se singularisent par des formes hydrographiques distinctes (Fig. I. 4, Fig. I. 6):

- un style continu à discontinu plus ou moins dense dans le domaine de socle cristallin et cristallophyllien ; l'essentiel de ces réseaux hydrographique s'écoule vers le bassin sédimentaire au Nord-Ouest ou à l'Est et forme des cônes de déjection au contact socle bassin sédimentaire. Pour une superficie d'environ 5 400 km², la densité du réseau hydrographique dans la zone de socle du bassin du Sourou est de l'ordre de 0,36 km/km².

- un style hydrographique « lâche » et « endoréique » dans le domaine sédimentaire (plaine du Gondo) ; le réseau n'est pas organisé comme dans le premier domaine. Dans le domaine sédimentaire, selon la lithologie le style hydrographique va du continu à discontinu

dans les grès de Bandiagara (vers Djibasso) à un style lâche dans les sables éoliens de Gondo Ogourou et de Douari (Fig. I. 28); dans ces deux cas, le contact avec les argiles sableuses fines du Continental Terminal est marqué par une interruption du réseau de drainage plus ou moins organisé (Fig. I. 6). Pour une superficie plus grande que celle du domaine du socle soit 30 000 km² environ, la densité du réseau hydrographique est plus trois fois plus petite que celle du domaine du socle, soit 0,12 km/km².

- formes du réseau hydrographique dans le domaine de socle cristallin

Le réseau hydrographique est marqué par des formes en treillis et des formes dendritiques selon que l'on se trouve sur substratum granitique (granite de Bidi) ou sur substratum de roches vertes (complexe volcano-sédimentaire ou complexe volcanique). Le socle étant très faillé suite au rejeu des failles anciennes (orogénèse éburnéenne), le réseau hydrographique emprunte de ce fait ces zones de faiblesse : on voit des formes assez rectangulaires. La géomorphologie, notamment les témoins de cuirasses latéritiques éocènes, impriment un style particulier au chevelu hydrographique qui devient circulaire (ou annulaire) près de Biré, Fig. I. 31. Dans les zones à sols sableux dominants, le réseau hydrographique peut devenir endoréique (cas du bas-fond de Bidi s'écoulant sur un substratum constitué d'une granite grossier avant de se perdre dans le bassin sédimentaire en formant un cône de déjection) ou micro-endoréique (cas de la mare de Samniwéogo), Koussoubé 1996.

• Formes hydrographiques lâches et endoréiques

Cette forme du réseau hydrographique endoréique est très répandue dans la plaine du Gondo et mérite que l'on s'y intéresse.

Sur l'image satellitaire ETM+ de Landsat (GeoCover Circa 2000), on peut bien percevoir que sur le socle cristallin le réseau hydrographique est continu, dendritique ou en treillis autour de la localité de Thiou (Fig. I. 31). Sur cette même figure, lorsqu'on passe vers l'Ouest dans le bassin sédimentaire, le réseau hydrographique devient discontinu. On distingue dans le bassin du Gondo plusieurs formes (selon la classification de Howard 1967) : 1) forme en treillis de joints ou de faille ou en sub-treillis, devenant rectangulaire à colinéaire : cette forme hydrographique témoigne du contrôle du réseau hydrographique par des fractures et des failles comme c'est le cas de Banh (Fig. I. 31) ; 2) forme réticulée à entéromorphe dans les cônes d'épandage (cas de Banh). Souvent, il devient karstique le long de l'axe central de drainage du Sourou et dans certaines mares le long des affluents du Sourou (mares de Sampopoye, Ninlado-Ourkoum, Bagassi, Louta), Fig. I. 32.

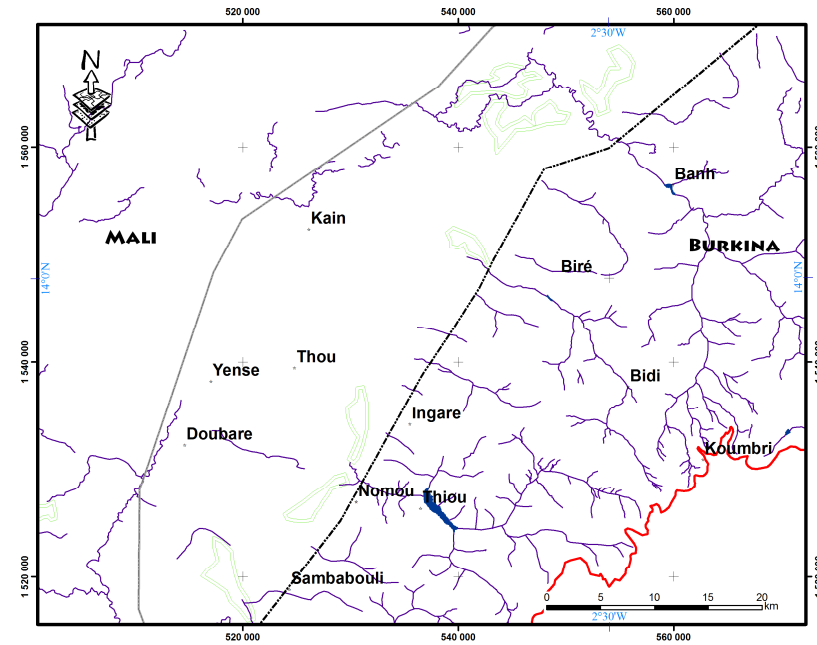
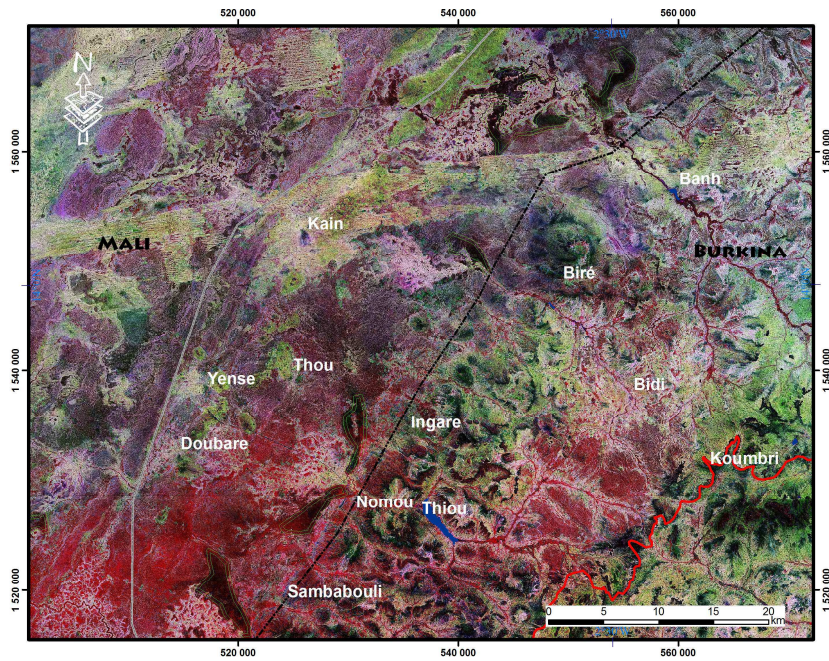


Fig. I. 31 : Réseau hydrographique dans la zone de Thiou : cônes d'épandage dans le bassin sédimentaire en bordure avec le socle

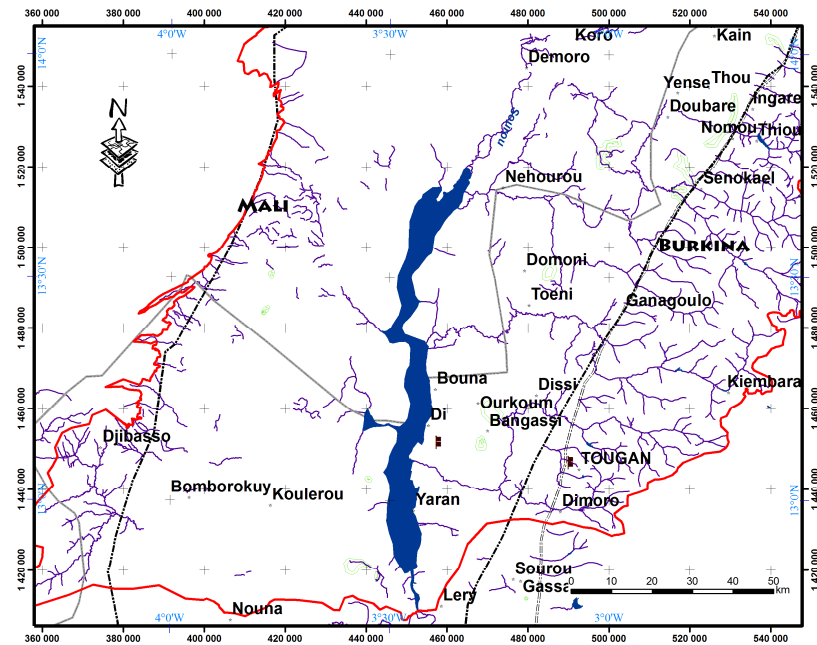
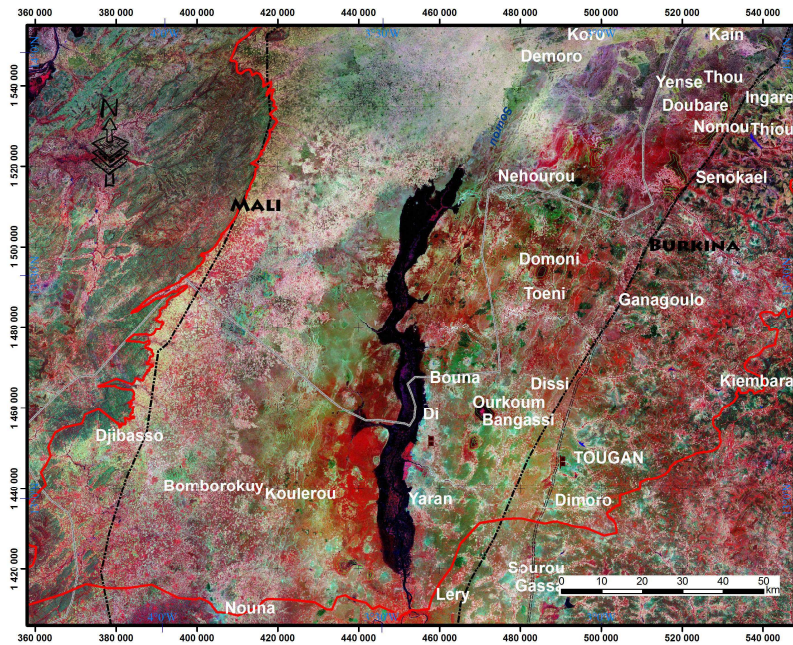


Fig. I. 32 : Réseau hydrographique du Sourou

(Sur la figure de droite, les tons sombres correspondent au lac du Sourou et aux mares circulaires voisines)

Dans la plaine du Gondo, le réseau hydrographique n'est pas du tout organisé. Cet endoréisme se manifeste à différentes échelles.

A une échelle plus petite, le réseau hydrographique qui coule du socle cristallin vers le bassin en empruntant les discontinuités du socle suivant une direction NW, arrivent dans le bassin, où la perméabilité augmente du fait de la présence des calcaires. Le réseau devient méandrique et discontinu, en formant de larges cônes de déjection (ou cône d'épandage). Les dimensions des cônes sont variables en fonction du bassin versant hydrographique, c'est-à-dire, avec l'importance de la charge solide drainée. Les plus grands cônes de déjection sont Banh (180 km²), Bidi (60 km²), Sanga / Nomou (90 km²), Sénokaël (85 km²). Ces zones sont de véritables milieux de conservation de biodiversité avec une faune et une flore plus fournie que dans le reste du paysage. Par exemple, le cône d'épandage de Banh (situé entre Banh et Bani, Fig. I. 31), est classé comme une zone humide protégée par l'Union Internationale pour la Conservation de la Nature (UICN), convention de Ramsar.

A la suite de ces cônes d'épandage primaires qui sont situés juste en contact avec le socle, il existe d'autres cônes d'épandage situés à l'aval des premiers (cône d'épandage secondaire) ; le cône de déjection principal, une fois inondé en saison des pluies, déborde et se déverse à sa suite dans le cône d'épandage secondaire, à l'intérieur du bassin sédimentaire un autre petit cône de déjection (c'est le cas des cônes de d'épandage de Sanga / Nomou et de Sénokaël), Fig. I. 31.

En plus de ces cônes d'épandage de grande taille, on distingue des cônes d'épandage moins grands dont les superficies vont de 1 à 5 km². On peut citer les cas de Ingaré, de Benh au Sud de Nomou (Fig. I. 31) ainsi que Dimoro, de Gassan, de Sourou (Fig. I. 21, Fig. I. 32). Du fait de l'anthropisation très poussée (champs de cultures vivrières, rizières), l'image satellitaire Landsat ETM+ datant de 2000 qui a permis de faire cette cartographie des cônes d'épandage, ne permet pas de bien identifier la végétation ripicole autour de nombreuses autres zones humides qui sont à l'exutoire des réseaux hydrographiques venant du socle et se déversant au contact du bassin sédimentaire sous forme de cône d'épandage. La cartographie de ces réseaux hydrographiques endoréïques dont les cônes d'épandage sont plus ou moins bien exprimés, permet de bien délimiter le contact socle / bassin sédimentaire (Fig. I. 21).

A une échelle plus grande, on peut noter que dans la majeure partie de la plaine du Gondo, drainée par le Sourou, le réseau hydrographique est endoréïque : les ruisseaux sont temporaires et il n'existe que quelques réseaux qui ont un lit mineur assez bien dessiné. Seuls le Sourou et quelques uns de ses affluents en rive gauche venant du socle cristallin ont un

cours relativement continu. L'essentiel est constitué par des mares temporaires ou marigots (appelés *ko* en langue Marka), et quelques mares de taille pluridécamétrique (comme nous l'avons remarqué dans la partie de calcaires dolomitiques du Burkina Faso, secteur de Thiou), représentant des dolines de diamètres ne dépassant pas 50 m, creusées dans la carapace latéritique. La profondeur de ces dolines ne dépasse pas 0,5 m. On peut citer le cas de Ninlado et Ourkoum ou entre Dian et Bangassi au Nord de Tougan (province du Sourou) ; Fig. I. 32. D'autres mares de ce type se rencontrent dans l'axe de drainage central du Sourou ou dans son prolongement discontinu. Leprun (1979) décrit par ailleurs, le long de l'axe de drainage du Sourou (avant la construction du barrage à Lery), un chapelet de mares profondes de diamètre ne dépassant pas 100 m le long du lit mineur du Sourou et dont le contenu se viderait dans l'aquifère de calcaires dolomitiques karstiques sous-jacents. Ces mares seraient des dolines dans cet environnement à réseau hydrographique très lâche où le relief très plat ne favorise pas l'écoulement des eaux. Ces formes de plans d'eau de surfaces naturelles jouent un rôle important dans la recharge des nappes souterraines. Ces mares naturelles sont localisées dans la partie centrale de la vallée du Sourou et décrivent une bande de 25 km de large, de part et d'autre de l'axe central du Sourou allant de Lery à Douari (Fig. I. 6, Fig. I. 21, Fig. I. 29).

1.3.4.3 Hydrologie du Sourou

Deux périodes hydrologiques seront examinées : avant la construction de la digue en 1976 et après la construction de la digue de Lery-barrage en 1976 et le réaménagement fait en 1984. Après avoir abordé les caractéristiques naturelles de l'hydrographie du Sourou, nous proposons maintenant d'examiner les caractéristiques hydrologiques naturelles avant de traiter des aménagements réalisés dans le bassin du Sourou ; l'impact de ces aménagements sur l'hydrologie du Sourou sera ensuite discuté.

Avant la construction du barrage

L'examen du fonctionnement naturel du système Mouhoun-Sourou permet de faire un bilan des quantités d'eau écoulées pour la période 1963 – 1983 (Bethemont *et al.* 2003). Il entre plus d'eau venant du Mouhoun vers le Sourou, qu'il ne sort d'eau du Sourou vers le Mouhoun. Le coefficient d'écoulement est de l'ordre de 1 % pour une superficie du bassin du Sourou à Lery de 30 000 km² environ. A la confluence du Mouhoun à Lery, le Mouhoun alimenterait le Sourou en saison des pluies d'une quantité d'eau de près de 250 millions de m³. En saison sèche, le Sourou (affluent) restituerait au Mouhoun un volume d'eau de l'ordre de 39 millions m³. Le reste, soit près des deux tiers du volume d'eau à l'entrée du Sourou soit 70 millions m³ partirait dans l'atmosphère sous forme d'évaporation (Leprun 1979). C'est

dans ce contexte que l'idée de construire une retenue à la confluence a été lancée par les aménageurs.

Construction du barrage et du canal de dérivation : impacts sur la lame d'eau écoulée du Sourou à Lery-Nord

Différents types d'aménagements ont été réalisés : il s'agit du barrage de Lery en 1976, des aménagements complémentaires et d'un canal de dérivation à Lery Nord en 1984 ; le plan d'eau est plus important qu'avant la réalisation des aménagements et passe de 253 millions à près de 600 millions m³ ; ce qui permet d'irriguer 25 000 hectares de terres aménagées devant servir à des cultures vivrières et de rentes.

La figure I. 33 présente les principales phases de construction des ouvrages qui se résument comme suit :

- 1976 : Réalisation de la digue du barrage-écluse de Lery

Du fait de la péjoration climatique, les volumes d'eau stockés dans le Sourou étaient en deçà des schémas d'irrigation et de productions donc des aménagements supplémentaires ont été nécessaires (barrage en terre et canal de dérivation).

- 1984 : Construction d'un canal de dérivation

Un barrage supplémentaire en terre a permis de détourner toutes les eaux du Mouhoun, vers le canal de dérivation, en vue de participer à un meilleur remplissage du lac. Le canal de dérivation a 700 m de long, 25 m de large à la base pour 35 m sur les berges et une profondeur moyenne de 9,50 m. Les capacités de stockage se sont accrues et passent de 250 M m³ pour atteindre désormais 600 Mm³ (Bethemont *et al.* 2003).

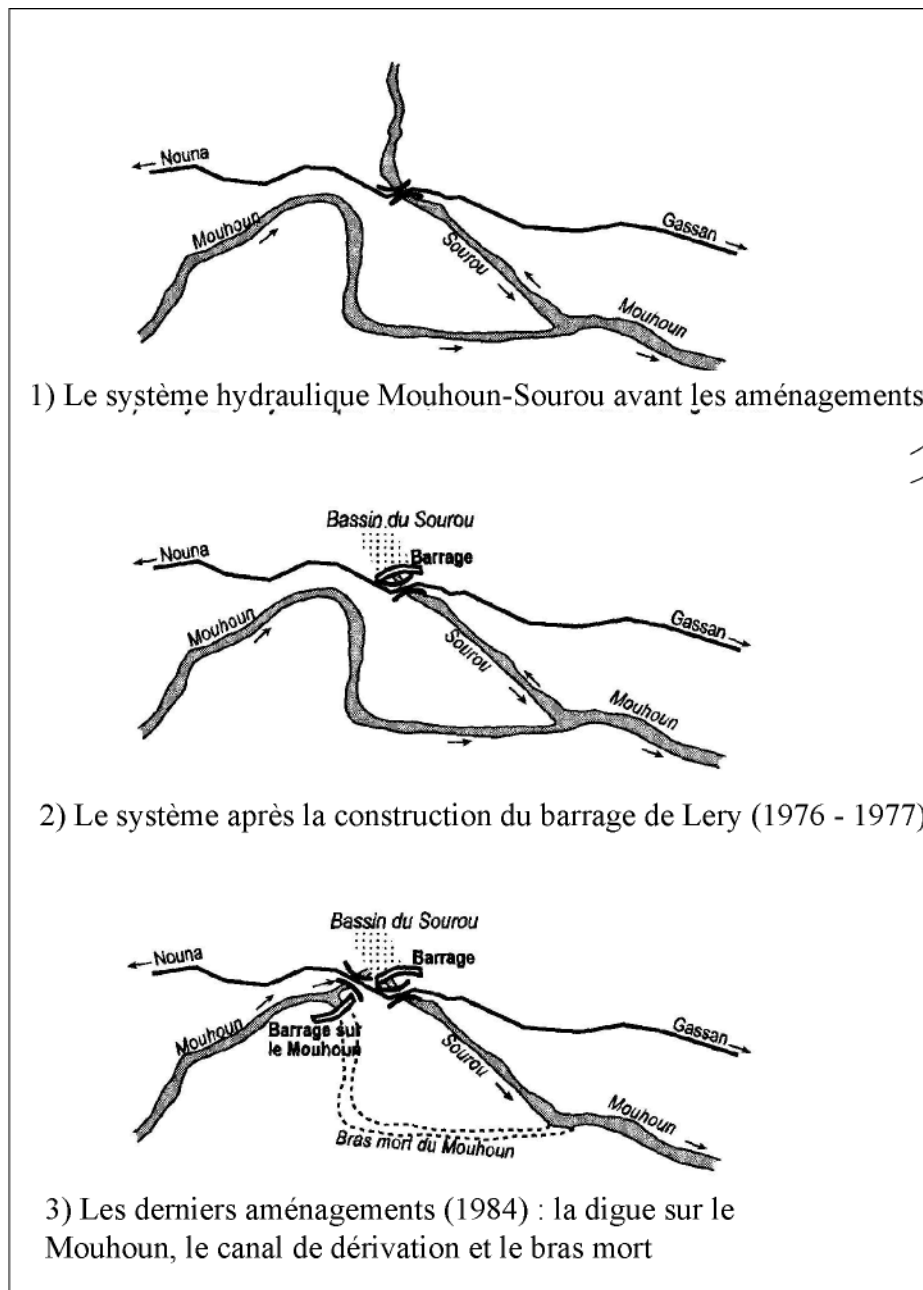


Fig. I. 33 : Différentes phases de construction du barrage sur le Sourou (Bethemont *et al.* 2003)

Ces différents aménagements avaient pour but de moderniser l'agriculture mais cependant ils ont eu des effets sur le cycle hydrologique normal de la région. A cela se superpose la péjoration climatique. Dans les paragraphes suivants, un examen des effets cumulés de la péjoration climatique entamée depuis 1970 (avant le premier aménagement sur le Sourou) et des aménagements sur l'hydrologie du Sourou sera entrepris.

Influence des variations climatiques sur le régime hydrologique du Sourou

Le dernier cycle de sécheresse du XX^{ème} siècle entamé depuis les années 1970 et duquel on amorce une sortie dans la partie centrale et orientale du Sahel, a eu des conséquences sur l'hydrologie, notamment sur l'écoulement dans la bande sahélienne. C'est ce que l'on va tenter de montrer dans ce paragraphe. L'intérêt in fine est de montrer le lien entre les eaux de surface et la nappe souterraine, surtout la problématique de la forme en creux d'ensemble du toit de la nappe. Dans certains secteurs de la nappe du Gondo, on observe plutôt depuis une quarantaine d'année, paradoxalement à la péjoration climatique, une tendance globale à la remontée du niveau statique d'ensemble des nappes d'eau souterraine (nous y reviendrons dans la troisième partie de cette thèse).

Le tableau I. 3 montre, par tranche de 5 ans, la variation de la pluie moyenne sur le bassin du Sourou à Lery Nord, ainsi que la lame d'eau calculée et le coefficient d'écoulement (Ke), (Ndiaye 2003). Indication est faite également du déficit d'écoulement, qui correspond approximativement à l'évapotranspiration réelle (Tab. I. 3).

**Tab. I. 3 : Déficit d'écoulement et coefficients de ruissellement (ke) à Lery Nord ;
(Ndiaye 2003, modifié)
Le lame écoulée, Pm pluie moyenne sur 5 ans**

Année	Débit (m ³ .s ⁻¹)	Le (mm)	Pm (mm)	Déficit d'écoulement (mm)	ke (%)	ke avant 1970(%)	ke après 1970(%)
1956-1960	14,4	34,2	688	653	4,98	4,94	
1961-1965	15,7	37,4	726	692	5,15		
1966-1970	12,4	29,6	633	603	4,69		
1971-1975	7,94	18,9	569	551	3,33	1,64	
1976-1980	6,00	14,3	605	591	2,37		
1981-1985	1,15	2,75	501	499	0,55		
1986-1990	1,87	4,46	574	570	0,78		
1991-1995	3,31	7,90	657	649	1,20		

Le coefficient d'écoulement moyen à Lery-Nord est de 4,9 avant la grande sécheresse contre 1,6 pendant la période de sécheresse. Une diminution des écoulements est bien constatée même si les effets des barrages et autres aménagements de dérivation sont sensibles sur ces valeurs. Avant de revenir sur l'impact des aménagements sur les écoulements, on va s'intéresser davantage à la baisse considérable des débits et des écoulements après 1970. En effet, les travaux scientifiques récents dans la bande sahélienne (Mahé *et al.* 2001, Descroix *et al.* 2009) tendent à montrer que pendant la période de grande sécheresse amorcée dans les

années 1970, on observe plutôt une augmentation des écoulements pour des bassins versants sahéliens de la même taille que celle du Sourou.

La variation dans le temps du coefficient d'écoulement (K_e) avant et depuis la grande sécheresse des années 1970 présente deux allures différentes. Pour les grands cours d'eau (grands bassins versants), les coefficients d'écoulement semblent diminuer avec la péjoration climatique (Descroix *et al.* 2009, Conway *et al.* 2009).

Lorsque l'on tente de faire une comparaison des écoulements, il paraît difficile de recalculer le bassin du Sourou par rapport aux autres bassins bien étudiés dans la zone Sahélienne, et ayant les mêmes superficies. Les coefficients d'écoulements sont plus bas pour le cas du Sourou. La péjoration climatique semble ne pas être le seul facteur qui contrôle les écoulements dans le bassin du Sourou à Lery. Existe-t-il un lien entre le régime hydrologique du Sourou et les différents aménagements effectués en 1976 par la construction du barrage à Lery et en 1985 par la réalisation du canal de dérivation ?

Impact des aménagements de dérivation et de construction du barrage de Lery sur les écoulements

En faisant le rapport de la hauteur moyenne d'eau à Lery avant 1984 avec la hauteur moyenne d'eau après la construction des ouvrages de dérivation, Ndiaye (2003) a montré l'accroissement du niveau moyen au barrage de Lery d'un facteur de 4 (Fig. I. 34). Cependant, pour assurer la régulation du cours inférieur du Mouhoun d'une part et éviter des inondations sur les berges de la vallée du Sourou en cas de fortes crues dans le Sourou d'autre part, des lachûres d'eau sont réalisées au niveau du barrage de Lery. Ces lachûres sont effectuées à l'aide de quatre vannes. Les débits des lachûres et les périodes connues ainsi que les dimensions des vannes, permettent de déterminer le volume des lachûres.

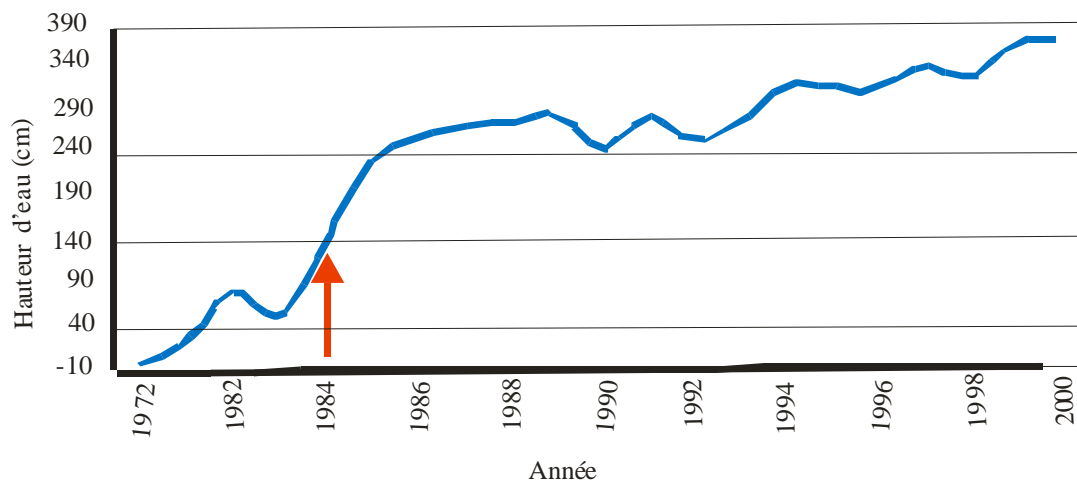


Fig. I. 34 : Augmentation du niveau moyen de l'eau au barrage de Lery depuis la construction des aménagements complémentaires en 1984 (Ndiaye 2003)

Ainsi, à la station de Lery, les débits passent de 33 à 11 m³/s soit une diminution de 65 % entre 1976 et la période postérieure. C'est surtout au mois de janvier que cette diminution est ressentie (95 %) car les écoulements naturels du Sourou vers le Mouhoun inférieur ont diminué du fait de la construction du barrage de Lery.

Conclusion :

Les effets conjugués de la sécheresse et des barrages sur le Sourou ont eu un impact sur l'hydrologie du Sourou. Les débits d'écoulement ont fortement diminué (de l'ordre de 60 %). Il y a donc une forte perturbation du fonctionnement hydrologique du Sourou. Ce qui fait que les paramètres d'écoulement du bassin du Sourou ne se retrouvent pas dans la même logique que ce qui s'observe dans des bassins similaires en zone Sahélienne.

Ce constat ayant été fait, on va examiner à partir des relevés hydrométriques et pluviométriques disponibles, les écoulements dans le bassin du Sourou.

- Hauteurs d'eau au barrage de Lery

Différents limnimètres sont répartis le long du Sourou, au droit de la digue du barrage de Lery, à l'amont du barrage (Yaran, Di) ainsi qu'à l'aval, à la sortie des vannes d'évacuation (Lery Nord), Fig. I. 21, Tab. I. 4

Tab. I. 4 : Diverses échelles limnimétriques sur le Sourou, en amont et en aval du barrage de Lery

Cours d'eau	Station	Hauteur d'eau (m)	Cote (m)	Altitude
Sourou	Di	2,1	252,3	250,2
	Yaran	0,250	246,261	246,011
	Barrage Sourou Amont	2,952	250,551	247,599
	Lery Nord	0,808	243,349	244,157
	Manimenso	0,646	243,714	243,068
Mouhoun Inférieur	Nwokuy aval	0,244	254,304	254,548
Mouhoun Supérieur	Nwokuy pont	0,278	259,597	259,875

En plus de la pluviométrie, on arrive à retracer les fluctuations du niveau de l'eau dans la retenue (Tab. I 5). Des estimations permettent de quantifier les volumes d'eau mobilisés.

Tab. I. 5 : Hauteurs mensuelles d'eau enregistrées à Yaran de 2001 à 2007. La pluviométrie mensuelle est celle de la station de Tougan.

L : hauteur limnimétrique en cm ; P : pluie mensuelle en mm

mois	2001		2002		2003		2004		2005		2006		2007	
	L	P	L	P	L	P	L	P	L	P	L	P	L	P
jan	352	0	347	0	299	0	363	0	248	0	327	0	340	-
feb	334	0	327	0	268	1	342	0	206	0	304	0	313	-
mar	311	0	303	0	243	32	315	2	174	6	273	0	289	-
avr	277	1	275	8	214	10	281	1	133	11	236	22	254	-
mai	199	32	245	46	176	29	250	35	101	31	197	8	215	-
juin	200	126	223	81	185	167	229	80	112	124	190	96	182	-
juil	228	290	236	195	238	273	219	142	180	181	217	189	224	-
aout	321	197	278	106	300	253	258	178	260	156	271	194	308	-
sep	356	48	319	117	373	131	306	80	327	66	315	51	380	-
oct	375	6	340	50	399	10	320	12	359	12	352	83	414	-
nov	376	0	335	0	407	0	305	0	361	0	374	0	400	-
dec	364	0	318	0	386	0	281	0	347	0	370	0	361	-

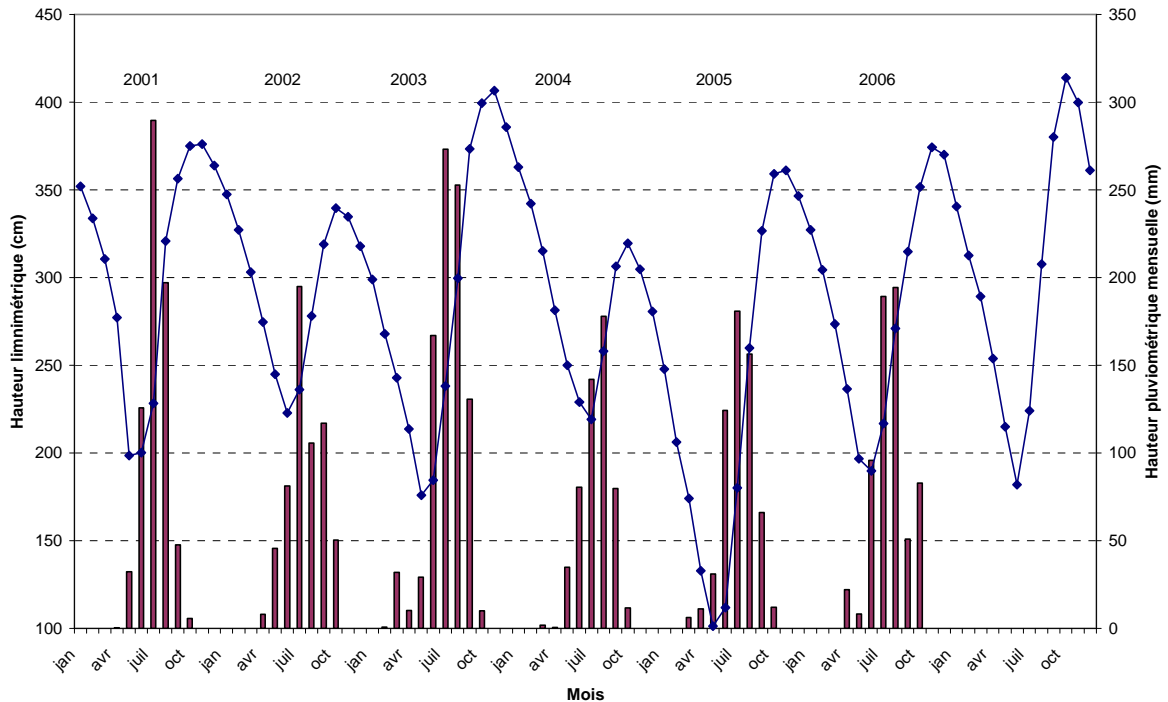


Fig. I. 35 : Variations de la hauteur d'eau à Yaran (en trait bleu) en fonction de la pluviométrie à Tougan (en barres) entre 2001 et 2007 (source des données : DGRE ; Météorologie nationale du Burkina Faso)

La figure I. 35 et le tableau I. 5 montrent la bonne corrélation entre la pluviométrie et la hauteur d'eau. A Yaran, plus la pluviométrie annuelle est élevée, plus la hauteur d'eau est grande. On note que l'année 2004 qui a été moins arrosée (529 mm) enregistre la plus faible hauteur d'eau (100 cm) par rapport à l'année 2003 (896 mm) où la hauteur était de 406 cm. Un lien étroit est bien établi entre la pluviométrie et le niveau de la nappe. Comme dans toutes les autres stations limnimétriques en amont de Lery-Nord, il y a un décalage temporel entre la pluie et la hauteur maximale. Sur les valeurs moyennes de pluie et de hauteur d'eau, on note un décalage de près de 4 mois entre le mois le plus pluvieux (juillet) et le mois où la hauteur d'eau est plus élevée (Décembre-janvier). Bethemont *et al.* 2003 signale ce même écart de 4 mois, entre le pluviomètre de la SOFITEX à Di et la station limnimétrique de cette localité (Fig. I. 21). Ce déphasage entre le niveau dans le lac à Yaran et la pluie qui tombe localement montre la participation d'autres sources dans l'écoulement.

Ce décalage s'observe en analysant l'arrivée de la crue dans les stations en allant de l'aval vers l'amont du Sourou. Les données journalières de la Direction Générale des Ressources en Eau du Burkina Faso (DGRE) montrent que pour les années 1997 à 1998, des débits maxima des crues à Lery-Nord sont de 26,4 m³/s en 1998 atteints entre le 26 et le 30 septembre. A

cette même période l'échelle marquait 308 cm. Par contre à Di, la crue pour cette même année marquait une hauteur maximale de 362 cm le 30 octobre. La crue a donc mis 33 jours pour atteindre Di situé à une cinquantaine de kilomètres plus au Nord de la station de Lery-Nord. Zoungrana *et al.* (2005) notent du reste qu'il faut environ deux mois pour que la crue atteigne l'extrémité du fleuve située à 125 km de la confluence du Sourou. Cela témoigne de l'ampleur de l'inondation (6,5 km) du fait du relief très plat, soit une dénivellation négative de -0.4 ‰. Le lit majeur est plus étroit (200 à 300 m) sur les 10 premiers kilomètres de la confluence de Lery (Zoungrana et al. 2005) ; il l'est également sur une soixantaine de km au Nord de Di, là où la dénivellation est plus grande (- 5 ‰).

1.3.5 Essai de bilan hydrologique

Pour l'étude du bilan hydrologique, nous distinguons deux composantes, les apports et les pertes :

- Les apports sont constitués par la pluie moyenne (P) qui tombe sur le bassin versant, et les apports artificiels du Mouhoun (D), qui se déversent dans le Sourou.
- Les pertes sont représentées par l'évaporation du plan d'eau (E), le déversement suite aux lâchures en aval du barrage de Lery (le), l'infiltration (I) et les prélèvements pour l'irrigation (p). On peut y adjoindre les variations de stock représentant les flux d'eau souterraine qui peuvent être considérés tantôt comme des apports ou des pertes (ΔS).

On peut alors écrire l'équation ci-après :

$$P + D = E + le + p + I \pm \Delta S \quad (1)$$

Des hypothèses simplificatrices peuvent être formulées ainsi :

Les prélèvements pour l'irrigation (p) représentent les quantités d'eau utilisées pour l'agriculture aussi bien en saison sèche qu'en saison humide. Les superficies exploitées dans la réalité ont beaucoup varié et ne correspondent pas aux superficies aménagées dans la vallée du Sourou. Des difficultés organisationnelles au niveau des exploitants entraînent la détérioration des matériels d'irrigation (Bethemont *et al.* 2003). Par conséquent les quantités d'eau prélevées à des fins d'irrigation sont difficilement estimables. En tout état de cause, ce terme subira en partie l'évapotranspiration des plants de cultures et une partie va s'infiltrer et participer à la variation des stocks hydriques du sol (ΔS). On peut regrouper tous ces trois paramètres du bilan sous un terme commun ΔS .

La lame d'eau écoulee à l'exutoire comprenant le déversement et les lâchures peut être connue à partir des mesures de débits à Lery-Nord, juste à l'aval du barrage de Lery. D'où l'expression générale du bilan hydrologique ci-après :

$$P + D = E + le + I \pm \Delta S \quad (2)$$

La pluie (P) au pas de temps mensuel est fournie à la station de Tougan située dans le bassin versant du Sourou et dont on dispose d'une série longue et continue.

Les apports du Mouhoun à partir du canal de dérivation réalisé en 1984 sont connus au pas de temps mensuel également.

Dans cette équation, les termes suivants P, D, le sont connus. Les termes qui ne sont pas connus sont E et ΔS . Ces termes représentent le déficit d'écoulement (DE). Il participe à l'évaporation, à l'évapotranspiration et à l'infiltration directe. Une partie de cette infiltration contribue à la recharge des nappes d'eau souterraine.

On peut alors écrire :

$$P + D - le = E \pm \Delta S \quad (3),$$

ou encore, $P + D - le = DE \quad (4)$

On a obtenu de la Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE) les valeurs de D et de le. Les données mensuelles de 2003 à 2005 sont les plus complètes et les plus récentes où il n'y a pas des défauts de lecture. La pluie P est fournie par la direction nationale de la météorologie et est bien relevée pour les années 2003, 2004 et 2005.

Les résultats sont consignés dans le tableau I. 6.

Tab. I. 6 : Bilan hydrologique de 2003 à 2005 pour une superficie du bassin versant de 30 000 km²

Année	Pluie		Volume entrée (D)	le	Déficit d'écoulement	Ke
	mm	10 ⁶ m ³	10 ⁶ m ³	10 ⁶ m ³	10 ⁶ m ³	%
2003	970	29 121	4 938	582,	33 476	2,00
2004	529	15 870	3 818	144,	19 544,	0,91
2005	578	17 331	3 154	127,	20 358	0,73

Ainsi, le tableau I. 6 montre que le coefficient d'écoulement augmente dans le même sens que la pluviométrie. Le maximum de crue dans le lac du Sourou et le pic de l'écoulement se passe en octobre-novembre, avec un décalage de 3 à 4 mois par rapport au mois le plus pluvieux (juillet-Août), Fig. I. 33 et Fig. I. 34. Ainsi, le coefficient d'écoulement Ke est de 2,00 en 2003 en liaison avec la pluie de 2002. L'année 2004 ayant été moins pluvieuse dans tous les postes pluviométriques sahéliens, Ke atteint seulement 0,7 en 2005.

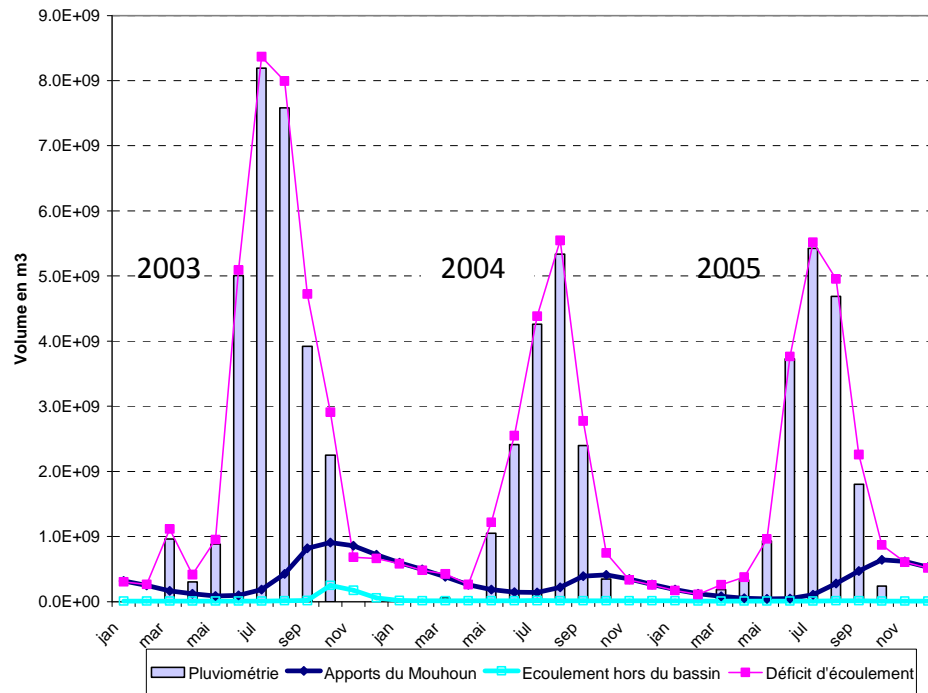


Fig. I. 36: Volumes des apports (précipitations et canal de dérivation des eaux du Mouhoun) et des écoulements en dehors du bassin du Sourou à Lery, pour la période 2003 - 2005

On s'aperçoit du lien entre la quantité de pluie tombée et le ruissellement (lâchures) à Lery-Nord. Mais ce lien est apparent car, Ke en 2005 est plus petit que celui de 2004 pour des quantités de pluies plus grandes en 2005 qu'en 2004. En effet, l'année 2005 (577 mm) bien que un peu plus pluvieuse que l'année 2004 (529 mm) a un coefficient d'écoulement plus faible de 0,7 % qu'en 2004 (0,9 %). C'est le déficit d'écoulement très fort entre les mois de décembre et d'avril 2003 qui s'ajoute à la précipitation de 2004 pour produire un écoulement plus grand. Ce qui n'est pas le cas en 2004 (Fig. I-10),

Le coefficient d'écoulement moyen sur les trois années (2003 à 2005) est de 1,2. On se situe dans la même période avec le début de la dernière grande période de sécheresse que les travaux de Ndiaye (2003) qui proposent, pour le bassin versant du Sourou une valeur du Ke moyen de 1,64 (1971 – 1995). C'est donc le même ordre de grandeur que nos résultats.

Des remarques peuvent encore être formulées sur la méthode de calcul du bilan hydrologique par Ndiaye (2003). La période considérée pour le calcul du bilan par Ndiaye (2003) va de 1956 à 1995 ; les résultats du coefficient d'écoulement moyen sont présentés par tranche de cinq ans de 1956 jusqu'en 1995. Dans les tranches de 1991 à 1995, pendant la phase de sécheresse, le coefficient d'écoulement est de l'ordre de 1,24 pour un bassin versant de 13

216 km². Cette surface du bassin versant hydrographique est moins de la moitié de la superficie de 30 000 km² que nous avons utilisé, car tout le domaine à réseau hydrographique endoréïque et non organisé n'a pas été pris en compte dans le calcul du bilan. En réalité, les valeurs de Ke obtenues par Ndiaye ne prennent en compte qu'une partie du bassin versant hydrographique ; ces valeurs de Ke devraient être de l'ordre de grandeur du double des résultats obtenus. De plus, on peut remarquer que la lame d'eau écoulée utilisée dans le modèle de Ndiaye (2003) a été établie sur la base des lâchures du barrage de Lery. Ces volumes d'eau lâchée ne sont pas très différents des enregistrements du limnimètre de Lery-Nord situé juste à l'aval du barrage de Lery que nous avons utilisés pour le calcul du bilan.

Conclusion de la première partie

Le cadre naturel du bassin versant du Sourou a été examiné sous différents angles.

Le contexte géologique est marqué par deux grands ensembles géologiques discordants :

- L'ensemble des roches anciennes cristallines et cristallophylliennes du Protérozoïque inférieur. Cet ensemble a été affecté par l'orogénèse Birimienne (2 000 Ma) avec des déformations importantes ainsi que des filons de dolérites et de quartz. Certaines des directions de ces déformations tectoniques ont été réactivées plus tard pendant le Panafricain (autour de 600 Ma).

- L'ensemble de couverture sédimentaire comprenant les dépôts anciens Néoprotérozoïque et ceux récents du Tertiaire : le dépôt des séries gréseuses a commencé à la fin du Protérozoïque. A la fin de l'Eocène, des mouvements épiorogéniques ont entraîné des déformations avec de grands plis et la subsidence dans différents secteurs du bassin de Taoudéni. Il s'en est suivi, à l'Oligo-Mio-Pliocène, le dépôt des argiles et sables fins en alternance dans la plaine du Gondo.

Le contexte climatique sahélien auquel appartient notre zone d'étude est caractérisé par une grande variabilité spatio-temporelle. Depuis quelques années, la pluviométrie semble augmenter dans la partie centrale de la plaine dont fait partie le bassin du Sourou. Néanmoins, les conséquences de près de 30 ans de sécheresse ont perturbé le cycle hydrologique et l'environnement en général. Les débits des rivières de taille moyenne augmentent tandis que la pluviométrie baisse, mais les grands bassins versants montrent plutôt une diminution des écoulements. Le cas du Sourou est complexe du fait de la superposition à la sécheresse des effets d'un barrage et d'un canal de dérivation qui y déversent en saison pluvieuse les crues du Mouhoun.

Un essai de calcul du bilan hydrologique permet d'estimer le déficit d'écoulement devant assurer l'évaporation directe, les utilisations de l'eau de surface pour l'irrigation et la recharge des nappes.

La prochaine partie de notre thèse va aborder l'hydrogéologie du bassin versant du Sourou. Des travaux de terrain y ont été effectués en vue de mieux caractériser la structure et la géométrie des aquifères et en vue de caractériser les nappes souterraines en présence.

Deuxième partie : Caractérisations des aquifères et des nappes

Introduction

La nappe phréatique du Gondo se caractérise par des zones de bordure Est et Ouest qui ont des profondeurs de la nappe phréatique proches de la surface du sol (10 – 20 m) alors que dans la partie centrale, elle est de plus en plus profonde, pouvant atteindre 100 m : on parle alors de nappe en « creux » ou de dépression piézométrique. L'extension de cette dépression piézométrique atteint 30 000 km² entre le Burkina et le Mali. Cette deuxième partie de la thèse porte sur la compréhension de cette configuration spécifique des nappes aquifères du Gondo. Et expliquer les facteurs jouant sur la configuration en creux du toit de la nappa du Gondo. Cette deuxième partie s'articulera en six (6) chapitres :

- la dépression piézométrique du Gondo n'est pas un cas isolé en Afrique. Plusieurs nappes en « creux » peuvent être inventoriées dans la bande sahélienne (du Sénégal à la Somalie) et dont la plage des âges des aquifères va de la fin du Secondaire au Quaternaire. Le contexte géologique et les causes de la dépression piézométrique seront présentés, pour chaque cas dans le chapitre 1.
- pour bien caractériser l'hydrogéologie du bassin du Gondo, une approche méthodologique appropriée s'impose. C'est l'objet du chapitre 2.
- le chapitre 3 abordera la structure et la géométrie des aquifères en présence (lithologie, déformation cassante).
- ensuite, les caractéristiques chimiques (ions majeurs) et géochimiques (isotopes) des nappes en présence seront abordées respectivement dans les chapitre 4 et 5.
- le chapitre 6 abordera la variabilité spatiale et temporelle de la piézométrie.

2.1 Les nappes en « creux » dans la bande sahélienne

Dans la bande sahélienne, plusieurs nappes libres dont le toit est « en creux » sont rencontrés (Fig. I. 1) : nappes du Trarza en Mauritanie, de l'Azaouad dans des dépôts du Continental Terminal au Mali, du Maastrichtien au Sénégal, du fossé de Nara (Mali), du Niger dans des formations du Quaternaire et du Continental Terminal au Mali, du Continental Terminal au Niger (Dantiandou, Banizoumbou, Kadzell), du Quaternaire près du lac Tchad (Baguirmi). Si l'extension et la superficie de ces nappes sont variables, elles ont en commun la configuration en « creux » du toit de la nappe. Les processus responsables de la configuration concave du toit de la nappe sont variables d'un cas à un autre. Ils font encore l'objet de nombreuses discussions dans la communauté scientifique. Pourtant, l'état des connaissances sur la dynamique de la nappe est assez avancé de nos jours par rapport à ce qu'il était il y a une soixantaine d'années où ces nappes déprimées ont été présentées pour la première fois (Archambault 1960). Les paragraphes qui vont suivre feront la synthèse de l'état des connaissances sur les nappes aquifères en « dépression » dans la zone sahélienne, en allant de l'Ouest vers l'Est du Sahel. Du reste dans la première partie, la localisation de ces cas a déjà été faite (Fig. I. 1 et Fig. I. 2).

- La nappe du Maastrichtien du bassin sénégalais (nappe du Ferlo)

D'après Dieng (1987), l'aquifère est constitué de sable et grès d'âge Maastrichtien. Sa superficie est d'environ 150 000 km². Il appartient au vaste ensemble sédimentaire du bassin sénégal-mauritanien. L'épaisseur de l'aquifère varie de 0 m à la mer à près de 300 m dans le centre du bassin. Des dépôts plus jeunes recouvrent le Maastrichtien dans la partie centrale du bassin. En effet, la stratigraphie du bassin permet d'établir la succession des dépôts suivante : Le substratum géologique (Campanien à Albien) est mal connu car il n'est atteint par aucun forage de reconnaissance. Le Maastrichtien est mieux connu à partir des forages de reconnaissance et montre des faciès détritiques grossiers ou fins ainsi que des argiles. Après cette phase de sédimentation détritique, suivra une sédimentation chimique essentiellement argilo-marneuse et calcaires au Paléocène, dont l'épaisseur peut atteindre 180 m. Au dessus se rencontrent des dépôts calcaires et dolomitiques de l'Eocène qui ont une puissance difficile à estimer du fait de l'érosion de cet horizon. Enfin, les dépôts récents constitués par les sables et argiles marins à l'Oglio-Miocène, avec 50 m d'épaisseur en moyenne ; les sables marins du Continental Terminal d'environ 100 m d'épaisseur termine la stratigraphie du bassin sénégal-mauritanien. L'ensemble des dépôts renferme des nappes interconnectées ayant des potentialités en ressources en eau très importantes.

Une étude paléo-hydrogéologique a permis de faire des simulations des écoulements souterrains depuis 18 000 ans en intégrant les variations du niveau marin et le changement climatique. La reprise évaporatoire est exclue pour expliquer la dépression du niveau de la nappe qui a des profondeurs dépassant 50 m en son centre. Les calculs mathématiques effectués, excluent également l'impact des prélèvements de près de 15 millions m³ dans la partie Ouest de la nappe (presqu'île de Dakar) pour les différents usages dans la création de la dépression piézométrique. L'hypothèse retenue pour expliquer la dépression du toit de la nappe est l'effet conjuguée des variations du niveau marin (réajustements isostatiques) et des changements du climat pendant la dernière partie du Quaternaire. (Dieng 1987).

- La nappe du bassin littoral Mauritanien : le Continental Terminal du Trarza (Mauritanie)

Elle est située en zone littorale de la Mauritanie, non loin du fleuve Sénégal, au Nord de la nappe du Ferlo précédemment décrite (Fig. I. 1). La lithologie des dépôts est formée de sables, de grès bigarrés tendres ou argileux avec des intercalations lenticulaires d'argiles bariolées. La zone la plus déprimée de la nappe atteint 60 à 70 mètres de profondeur.

L'hypothèse retenue par Dieng *et al.* (1990) pour expliquer le toit déprimé de la nappe est la même que celle du Ferlo, c'est-à-dire l'influence de la dernière régression marine il y a 18 000 ans BP.

Les origines des cas de dépressions piézométriques de bassins côtiers semblent se distinguer de celles de bassins continentaux du Sahel (nappe du delta intérieur du Niger au Mali, nappe de l'Azaouad au Mali, nappes du Niger ainsi que celles du Tchad). Dans le groupe de dépressions piézométriques des bassins continentaux, on peut distinguer deux ensembles selon la profondeur du cœur de la dépression par rapport aux bordures. Les nappes fortement déprimées (80 m) et celles qui sont moins déprimées (30 – 40 m de profondeur). Les nappes moins déprimées sont celles du Niger (Banizoumbou, Kadzell, Dantiandou) et du Tchad (Chari Baguirmi). Parmi les nappes fortement déprimées figurent l'Azaouad et le Gondo.

- La nappe de l'Azaouad (Mali)

La nappe de l'Azaouad est contenue dans des formations détritiques argilo-sableuses de comblement du Continental Terminal. La nappe est à une profondeur variant entre 10 – 15 m et 50 m à des cotes allant de 270 m à 230 m.

La pluviométrie moyenne annuelle ne dépasse pas 100 mm. Selon Archambault (1960), à ces profondeurs, l'hypothèse d'une évaporation ne saurait expliquer la dépression de la nappe alimentée essentiellement par les crues du Niger.

- La nappe du delta intérieur du Niger (Mali)

La nappe du delta intérieur du Niger est située sur le versant occidental du plateau Dogon de Bandiagara en allant vers les dépôts du delta intérieur du Niger, entre Ségou et Tombouctou. On est à la même latitude que la nappe du Gondo. Les alluvions du delta et les formations argilo-sableuses du Continental Terminal constituent l'aquifère. Ces dépôts de comblement sont en discordance stratigraphique sur les grès primaires du plateau Dogon et les schistes d'Ydouban. L'alimentation de la nappe se fait à partir du Niger, mais l'alimentation pluviale (moins de 200 mm par an dans les parties septentrionales) et la recharge directe par le fleuve Niger compensent difficilement l'évaporation. Il en résulte une dépression de la nappe de 15 à 50 m. Les lignes de courant indiquent des écoulements d'Ouest en Est, dans le sens d'écoulement du fleuve Niger.

Archambault (1960) souligne en effet que compte tenu de l'effondrement des calcaires dolomitiques observé dans le Gondo (cratère d'Irma), la nappe y est plus profonde pour des conditions géographiques, climatiques et géologiques que la nappe du delta intérieur du Niger.

- La nappe de Dantiandou (Niger)

Le fonctionnement hydrodynamique de la nappe "en creux" de Dantiandou est mieux connu grâce aux récents travaux de l'IRD (Leduc 2003, Favreau et al. 2002, Taupin 2002, Favreau 2000). La nappe est en dépression piézométrique décimétrique couvrant une vaste superficie de 4 000 km² à l'Est de Niamey (Fig. I.1, Fig. I.2). La lithologie est bien connue du fait de bonnes conditions d'observation et est présentée dans la première partie de cette thèse. Trois horizons distincts forment les dépôts attribués au Continental Terminal (CT1, CT2 et CT3). Cette dépression naturelle serait liée seulement à un processus d'évapotranspiration au centre de la dépression. Ces résultats ont été obtenus à partir de mesures isotopiques sur les eaux de la nappe (¹⁸O, ²H, ³H, ¹³C, ¹⁴C).

Ces travaux de l'IRD ont en outre montré que les infiltrations d'eau récente se font à partir des bas-fonds endoréiques depuis la période de grande sécheresse des années 1970, le ruissellement augmente du fait de l'anthropisation et de l'encroûtement des sols ; dans les bas-fonds et mares endoréiques, il y a une plus grande concentration d'eau de surface, d'où une infiltration plus importante que dans les zones de bordure; de ce fait, on enregistre depuis une trentaine d'années, le relèvement du niveau de la nappe phréatique dans les zones de bordure, le centre de la dépression n'est pas aussi bien alimenté pour compenser les pertes par évapotranspiration.

- La nappe de Banizoumbou (Niger)

Située au Sud-Ouest du Niger (Fig. I.1, Fig. I. 2), la nappe de Banizoumbou est associée à une mare temporaire où la recharge est saisonnière et se fait préférentiellement sur les zones hautes de bordures plus perméables à l'infiltration par rapport à la zone centrale, plus basse mais colmatée, donc peu perméable (Martin-Rosales & Leduc 2003). Le moteur principal de la dépression est ici aussi, comme dans le cas précédent, l'évapotranspiration.

- La nappe de Kadzell (Niger)

Au Niger oriental, la nappe du Kadzell est contenue dans des argiles sableuses d'âge Quaternaire, à la différence des aquifères précédentes, qui ont d'âge Tertiaire. Le cœur de la dépression piézométrique est plus bas avec une dénivellation de 40 m par rapport aux zones de bordures. Ces zones de bordures sont alimentées par le réseau hydrographique (Komadougou Yobé) et par le lac Tchad (Gaultier *et al.* 2003). Comme précédemment, l'évapotranspiration est la cause de l'approfondissement de la nappe dans sa partie centrale par rapport à ces bordures.

- La nappe du Chari Baguirmi (Tchad)

La nappe du Chari Baguirmi est située près du lac Tchad, comme la nappe du Kadzell. Comme les nappes précédentes en « creux », c'est une nappe libre contenue dans des formations argilo-sableuses Quaternaires. Les techniques isotopiques et chimiques ont montré le rôle des pluies actuelles et du lac Tchad dans l'infiltration préférentielle en zone de socle et sur les dunes de sable situées autour du « creux » piézométrique. Ces eaux sont anciennes mais d'origine météorique dans le « creux » piézométrique ; elles sont associées à des eaux évaporées infiltrées à partir des mares. Les eaux de surface alimentant ou ayant alimentées la partie centrale de la dépression sont un mélange d'eaux actuelles et anciennes (Massuel 2001, Djoret 2000).

Après avoir fait le point sur les autres nappes en « creux », qu'en est-il de la nappe du Gondo?

- La nappe du Gondo (Mali, Burkina)

La nappe du Gondo appartient à ces types de nappes très déprimées avec une différence de profondeur de plus de 80 m entre la bordure et la partie centrale. La lithologie est faite de d'argiles sableuses (Ouédraogo 2006, Castaing *et al.* 2003, Archambault 1960). Le toit de la nappe phréatique du Gondo est à des cotes (nivellement général) allant de 160 m dans la partie la plus déprimée et à la cote de 260 – 280 m sur les bordures, soit une profondeur de plus de 100 m dans l'axe central de la dépression.

Dieng (1987) a observé que la plaine du Gondo est située à la même latitude et dans des conditions pluviométriques identiques à meilleures que la zone du delta intérieur du Niger (Mali) ; il indiqua par la suite que la dépression piézométrique est plus profonde dans le Gondo (80 – 100 m) que dans le delta intérieur du Niger (40 m). Cependant, il n’y a pas, dans le Gondo, le phénomène de recharge préférentielle à partir d’un réseau hydrographique de grande importance comme le Niger pour le cas du delta intérieur. Dans le delta intérieur du Niger, l’évaporation serait la cause de la dépression dans la partie centrale qui reçoit moins des apports du réseau fluvial dans les zones de bordures. Dans le Gondo, à partir d’observation de terrain (cratère d’Irma dans le Mondoro), Archambault 1960, l’effondrement des calcaires gréseux à dolomitiques de l’Infracambrien serait la manifestation conjuguée des dissolutions le long des failles. Pour Archambault (1960) et Dieng (1987), l’approfondissement plus grand du creux piézométrique dans le Gondo par rapport au delta du Niger (situé dans le même contexte climatique) serait tributaire à cette tectonique d’effondrement que l’on ne rencontre pas dans le delta du Niger. Mais, aucune argumentation n’a été associée à cette hypothèse de l’effet tectonique dans la genèse de la dépression piézométrique du Gondo. Dans le cadre de cette étude, une méthodologie appropriée est nécessaire pour avancer les connaissances et éclairer sur les causes exactes de la dépression du Gondo.

- Synthèse des causes des dépressions piézométriques de la bande sahélienne

La carte de localisation des formations du Continental Terminal d’Afrique que nous avons présentée correspond aux zones de nappes déprimées. C’est dire que le Continental Terminal ou plus généralement les dépôts phanérozoïques, du fait de leurs aquifères libres sont sensibles en général aux modifications climatologiques (évaporation, pluie, infiltration. Le « creux piézométrique » naît lorsqu’il y a une recharge différentielle entre les zones de bordures et les zones centrales qui sont moins rechargées et où on enregistre des pertes par évapotranspiration plus importantes que la recharge. En général, les zones de bordures reçoivent une infiltration plus grande d’eaux récentes et la zone intérieure au centre de la dépression reçoit très peu d’eau récente (temps de résidence plus grand), selon Scanlon *et al.* (2006), Gaye & Edmunds (1996). L’essentiel de l’eau participant à la recharge serait ancienne.

Les causes évoquées pour expliquer les nappes en « creux » peuvent se résumer comme suit :

- Réajustement isostatique du niveau marin : c’est le cas des nappes côtières de l’Atlantique (Ferlo, Trarza) ;

- Effondrement par l'effet d'une tectonique cassante : c'est l'hypothèse qui a été évoquée par Archambault (1960) et Dieng (1987) pour le cas de la dépression du Gondo ;
- Evaporation et transpiration pour les nappes de bassins intérieurs du Sahel (Kadzell, Chari Baguirmi, Banizoumbou, Azaouad, delta intérieur du Niger).
- A ces différents processus, on peut associer les changements climatiques récents qui peuvent affecter la réalimentation des nappes dans un sens et dans l'autre.

Le chapitre suivant porte sur les méthodes et techniques que nous utiliserons pour une meilleure compréhension de la recharge du système aquifère en présence dans le Gondo et pour comprendre les causes de la dépression piézométrique.

2.2 Méthodologie d'étude

Au regard des connaissances scientifiques sur les dépressions dans le Sahel et particulièrement dans la nappe du Gondo, il ressort deux niveaux d'investigation à mener pour caractériser la dépression et pour en cerner les causes. La démarche méthodologique adoptée dans cette thèse s'inscrit dans ce cadre et comporte deux préoccupations scientifiques :

- **la connaissance de l'aquifère** : la lithologie, la structure et la géométrie ainsi que l'hypothèse tectonique dans la création de la dépression seront clarifiées à l'aide de méthodes de la télédétection satellitaire, de la microtectonique, de la géophysique et des corrélations de logs de forages hydrauliques. Ces méthodes d'investigation n'ont pas encore été mises à contribution conjointement par les études antérieures des dépressions piézométriques dans le Sahel central.

- **la connaissance de la nappe** : les méthodes d'analyses chimiques et isotopiques des eaux de la nappe se sont révélées très efficaces pour situer le rôle de l'évapotranspiration dans la dépression d'une part et pour mettre en évidence des mélanges d'eaux récentes et anciennes dans d'autres nappes déprimées du Sahel (Dantiandou, Kadzell, Chari-Baguirmi). Dans le cas du Gondo, ces mêmes méthodes seront également utilisées. Les résultats obtenus dans le Gondo constituent des éléments intéressants de comparaison des processus hydrodynamiques avec les autres nappes en creux.

2.2.1 Les méthodes pour l'étude des aquifères en présence

La télédétection, la géophysique, la reconnaissance des cuttings de forages hydrauliques, les observations de terrain, les coupes sériées de logs de forages ont été utilisées pour connaître la lithologie des aquifères en présence et les déformations qui les ont affectés.

2.2.1.1 L'imagerie satellitaire

L'extrait des mosaïques GeoCover Circa 2000 (N30-10 et N30-15) de l'image satellitaire ETM+ d'octobre 2000 du satellite Landsat 7, a servi à l'analyse du milieu physique du bassin versant hydrographique du Sourou. Cette image Landsat ETM+ multibandes avec à la base une résolution géométrique de 30 m a été re-échantillonnée et fusionnée à la bande 8 de 15 m de résolution géométrique. Ensuite, cette fusion d'image a été orthorectifiée, ce qui permet d'avoir sur le terrain, une image dont la taille du pixel est un carré de 14,25 m de côté. Cette image comprend les trois bandes spectrales 7 (infrarouge moyen), 4 (proche infrarouge) et 2 (vert, visible). Une composition colorée RGB 4 7 2 a été réalisée pour obtenir une image en fausses couleurs assez facile d'interprétation. Pour les images GeoCover, le contraste est traité

afin de maximiser l'information. Les paliers sont définis par le système " LOCAL " (Locally Optimized Continuously Adjusted Look-up Tables) utilisant plusieurs histogrammes locaux afin de créer un ajustement lisible des contrastes entre les zones de caractéristiques extrêmes (particulièrement utiles pour les zones désertiques). La projection UTM WGS 84 a permis sans trop de conversion une bonne intégration des données de différentes natures (topographie SRTM, géophysique,) sur lesquelles nous reviendrons dans ce chapitre portant sur la méthodologie.

Les limites lithologiques de certaines formations géologiques, le réseau hydrographique ainsi que les zones de bas-fonds marécageuses ou les mares naturelles et les plans d'eau de surface des barrages sont bien identifiables sur les images satellitaires.

L'occupation de l'espace peut également être obtenue à partir de la reconnaissance visuelle des champs de culture et des zones en jachère. En vue de montrer une variabilité de la pression foncière, une comparaison des surfaces cultivées est faite entre les années 2000 et les années 1990 (mosaïque N30-10_1990) à partir des images satellitaires ETM+ de Landsat 7.

Les linéaments sont des structures linéaires ou courbes assimilables à des fractures ou des discontinuités lithologiques (Savado 1984, Biémi 1992, O'Leary *et al.* 1976, Hobbs 1912, Hobbs 1904). Ainsi, les linéaments sont extraits de façon analogique à partir des signatures visibles à l'œil nu qui sont : les contrastes de tonalité et de texture, les alignements morphologiques, les alignements du réseau hydrographique et de la végétation. Une rosace directionnelle permet de dégager les directions les plus représentées dans le socle et dans le bassin sédimentaire. Une comparaison est faite avec les directions des microstructures de terrain ou des failles d'après les travaux antérieurs.

Pour mettre en évidence la structure de l'aquifère, plusieurs échelles ont été considérées. De façon extensive, dans toute la plaine du Gondo, un aperçu peut être rapidement fait à partir de l'image satellitaire ETM+ de Landsat 7. De façon plus précise dans le secteur de Sanga / Nomou au Nord-Est de la plaine du Gondo, d'autres approches complémentaires incluant les coupes de forages et la géophysique permettent de préciser les structures géologiques qui affectent l'aquifère (contact géologique, failles importantes).

2.2.1.2 Géophysique

Pour repérer les fractures sur le terrain dans la zone de couverture des dépôts fluviaux-lacustres tertiaires où les zones d'affleurements sont quasi inexistantes, l'approche est faite sous deux angles. L'imagerie satellitaire permet de détecter des anomalies détectables à l'œil sur l'image et qui sont assimilables à des fractures. Ensuite, les reconnaissances de terrain et les profils géophysique permettent de confirmer, d'une part les fractures et d'autre part les

passages latéraux entre socle et bassin sédimentaire d'une part les fractures et le contact entre les différentes séries sédimentaires totalement recouvertes par l'altération et la cuirasse latéritique que seuls les forages hydrauliques ont mis en évidence.

Ainsi en géophysique, les investigations ont consisté en des profils de mesures sur le sol avec des pas de mesure de 10 m ou de 20 m en vue de cerner les discontinuités importantes. Le déploiement de techniques géophysiques a concerné les méthodes de magnétisme, d'électromagnétisme et d'électrique.

En magnétisme, c'est un magnétomètre MAG2 de type G856 (Geometrics) qui a été utilisé. La résolution des mesures est de 0,1 nT avec une précision de 0,5 nT et un gradient de tolérance de 1000 nT.m^{-1} . Les pas de mesure utilisés en magnétisme sont de 20 m. Un seul profil de 5 km de longueur a été réalisé dans le secteur de Thiou (Est de la plaine du Gondo) en allant de la zone présumée être sur du socle cristallin vers le centre du bassin du Gondo, en suivant une direction N300°.

Un appareil électromagnétique de type dipôle à source contrôlée a été utilisé (MaxMin). La fréquence de 3 520 Hz a été utilisée pour des longueurs de séparation des bobines de 100 m et de 150 m en vue de tester leur efficacité dans l'identification des unités lithologiques (socle / sédimentaire, calcaires gréseux et continental Terminal). Seize profils de longueurs variables ont été réalisés (Fig. II. 1) avec des pas de 20 m ou de 10 m selon que l'on voulait faire un dégrossissage des variations latérales ou lorsque l'on voulait une plus grande précision dans la détection des anomalies.

En méthode électrique, c'est le dispositif Schlumberger qui a été utilisé aussi bien pour les profils que les sondages électriques. Le dispositif des profils avait une longueur de ligne d'injection du courant continu de 400 m et une distance de mesure de la différence de potentiel MN de 40 m. Ainsi, seize (16) profils ont été réalisés à différents endroits (Fig. II. 1) pour détecter d'une part les passages latéraux du socle au bassin et à l'intérieur du bassin sédimentaire et d'autre part les discontinuités liées à la fracturation. L'essentiel des investigations latérales ont porté sur le secteur de Thiou alors que seul le profil 17 et le profil 18 ont lieu respectivement à Koulérou en rive droite du Sourou et à Toéni, en rive gauche du Sourou.

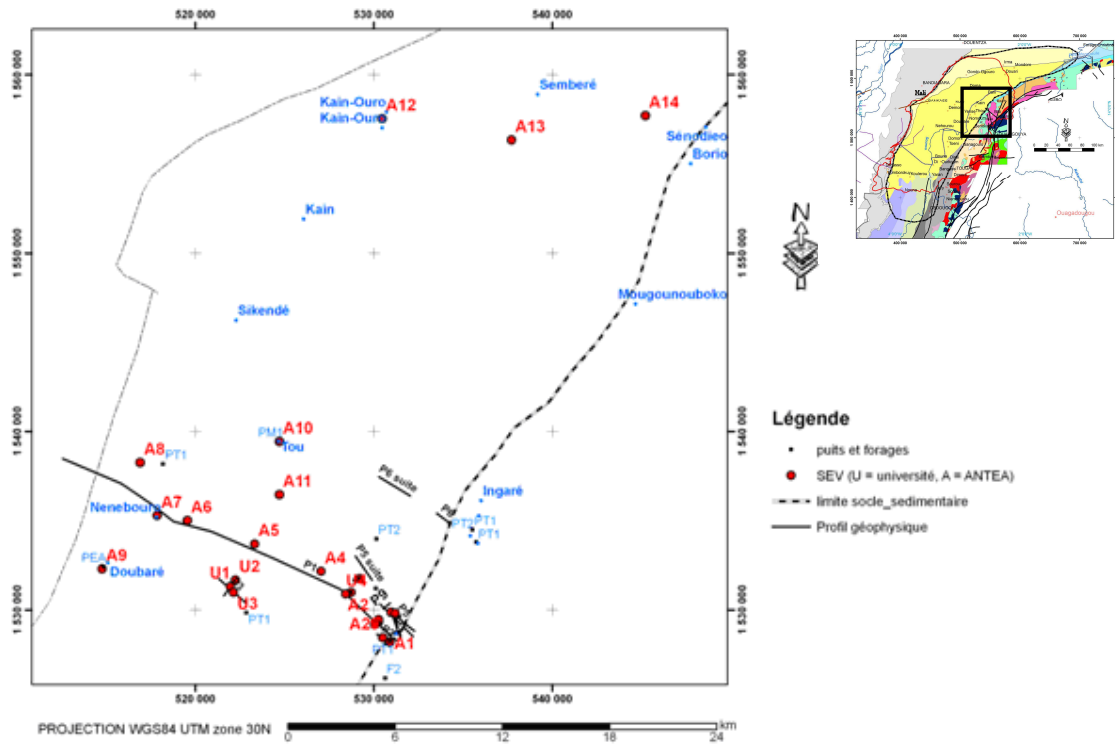


Fig. II. 1 : Profils géophysiques et sondages électriques réalisés dans le secteur de Sanga – Nomou, à l’Est de la plaine du Gondo

Tab. II. 1 : Consistance des travaux géophysiques

Profils	Magnétisme		Electromagnétisme		Electrique	
	Direction	Longueur	Direction	Longueur	Direction	Longueur
P1	N310°	5000 m (pas de 20 m)	N310°	1500 m (S = 100 m)	N310°	1520 m
				17700 m (S = 150 m)		
P2			N310°	1500 m (S = 100 m)	N310°	
				1320 m (S = 150 m)		
P3			N130°	2000 m (S = 150 m)	-	-
P4			-	-	N40°	1200 m
P5 1 ^{er} tronçon			N320°	1000 m (S = 100 m)	-	-
P5 2 ^e tronçon			N320°	1620 m (S = 100 m)	-	-
P6 1 ^{er} tronçon			N305°	880 m (S = 100 m)	-	-
P6 2 ^e tronçon			N305°	2020 m (S = 100 m)	-	-
P7 *			N305°	1800 m (S = 150 m)		
P8 *			N305°	2430 m (S = 150 m)		
P9 *			N50°	250 m (S = 150 m)		
P10 *			N50°	500 m (S = 150 m)		
P11 *			N50°	300 m (S = 150 m)		
P12 *			N140°	600 m (S = 150 m)		
P13 *			N140°	430 m (S = 150 m)		
P14 *			N315°	850 m (S = 150 m)		
P15 *			N315°	1400 m (S = 150 m)		
P16 * Koulérou			N310°	1000 m (S = 150 m)		
P17/ Toéni			N100°			2 SE
P18 Tou			N50°			1 SE 1

S : séparation entre la bobine émettrice et la bobine réceptrice ; P2 : pas de 20 m ; P14* : pas de 10 m

Pour l'investigation en profondeur, au total 28 sondages électriques sont exécutés (Tab. II. 2 ; Fig. II. 1) sur des anomalies conductrices révélées par les profils géophysiques. Le dispositif Schlumberger est choisi ici avec des longueurs de ligne AB variant entre 1 et 2 000 m. Deux séries de données ont été utilisées : celles réalisées par la section ANTEA du Burkina (20 sondages A1 à A20) en association avec l'Université de Ouagadougou et celles réalisées par l'Université de Ouagadougou dans le cadre de la présente étude (15 sondages électriques U1 à U15).

Tab. II. 2 : Sondages électriques (SE) et leur positionnement

SE	X_UTM zone 30N	Y_UTM zone 30N	Position sur les profils	Plateforme
U1	521965	1531314	P4M18	Thiou
U2	522230	1531682	P4M-5	Thiou
U3	522117	1530986	P3M56	Thiou
U4	529029	1530624	P1M188	Thiou
U5	530976	1529871	P14M122-123	Thiou
U6	531210	1529833	P7M92	Thiou
U7	414788	1437966	P16M23	Koulérou
U8	414337	1438483	P16M90	Koulérou
U9	479823	1486026	P1M81	Toéni
U10	479697	1486055	P1M8	Toéni
U11	524753	1539486	P1M14	Tou
A1	530934	1517177	Forage Nomou	Thiou
A2	530623	1473678	Puits Sanga	Thiou
A3	529205	1531768	Forage Sanga Ecole	Thiou
A4	527044	1532165		Thiou
A5	523320	1533698		Thiou
A6	519538	1535015		Thiou
A7	517857	1535291	Forage Doubaré	Thiou
A8	500690	1538264	Forage Yensé	Thiou
A9	514767	1532309		Thiou
A10	524696	1539444	Puits Thou	Thiou
A11	524699	1536464		Thiou
A12	530466	1557545		Thiou
A13	537724	1556356		Thiou
A14	545219	1557720	Forage Yogono	Thiou
A15	530259	1529312		Thiou
A16	530259	1529312		Thiou
A17	530259	1529465		Thiou
A18	530079	1529281		Thiou
A19	530049	1529189		Thiou
A20	530500	1528452		Thiou

2.2.1.3 Les observations de terrain

Les observations de terrain ont consisté en la description des états de surface du sol (espèces hydrophiles, formation végétale naturelle, altération et couverture du sol, déblais de puits). Des espèces végétales reconnues en Afrique sont non seulement indicatrices du substratum rocheux (différence entre des granites, des schistes et des calcaires par exemple) et sont très utiles car, en général, les conditions d'affleurement sont mauvaises du fait du manteau latéritique quasi général. De plus, ces espèces végétales s'alignent sur les grandes failles du substratum rocheux, du fait des réserves en eau plus importantes dans les failles qu'ailleurs dans ce milieu semi-aride (Savadogo 1984, Savadogo 1978).

Les forages profonds réalisés ont été décrits car à défaut d'avoir des affleurements, ils sont les seuls moyens d'accéder à la lithologie dans la plaine du Gondo. Les programmes d'hydraulique villageoise sont accompagnés souvent des rapports techniques. Ces rapports techniques offrent l'avantage de décrire les logs des forages en plus des données hydrodynamiques correspondantes.

2.2.2 Les méthodes pour l'étude des nappes

Diverses approches ont été utilisées : la topographie, la piézométrie, la chimie des majeurs et de la silice dissoute, la chimie isotopique.

Dans chaque approche, l'étude est à la fois extensive c'est-à-dire sur une grande surface allant au delà de la plaine du Gondo pour s'étendre sur les formations du Néoprotérozoïque et du socle cristallin. L'étude est également intensive avec de nombreuses observations et mesures dans le secteur de Sanga - Nomou.

2.2.2.1 La piézométrie

La piézométrie est fournie par différentes sources de mesures et de banque de données :

- les bases de données hydrauliques du Mali et du Burkina Faso (années 2000) ;
- l'inventaire réalisé en 2007 ayant porté sur 800 puits modernes et le suivi d'une dizaine de puits dans le secteur de Nomou / Sanga à l'Est de la plaine du Gondo ;
- le réseau piézométrique national.

1°) Les bases de données hydrauliques du Mali et du Burkina

La base de données du Mali indique pour les puits modernes et les forages hydrauliques le niveau de la nappe à la foration, la conductivité électrique de l'eau, sa température et son pH ainsi que d'autres caractéristiques hydrodynamiques (données de pompages d'essai) et les usages de l'eau. Environ 800 puits modernes et 800 forages hydrauliques (Fig. II. 2) constituent cette base de données qui concerne les cercles de Douentza, Bandiagara, Bankass et Koro.

Au Burkina Faso, nous disposons également de bases de données diverses dans des formats qui ne sont pas les mêmes. Il s'agit des bases de données hydrogéologiques suivantes couvrant le bassin sédimentaire Néoprotérozoïque, le Continental Terminal ainsi que le socle Paléoprotérozoïque :

- la base de données Bewaco (1990) portant sur les ouvrages hydrauliques du Burkina Faso avec les caractéristiques techniques ;

- la base de données RESO (Ressources en Eau du Sud-Ouest du Burkina Faso) rassemblant des informations techniques sur les ouvrages de captage des eaux de surface et des eaux souterraines dans la zone Sud-Ouest et Ouest du Burkina Faso, en zone de socle et de bordure du bassin sédimentaire de Taoudéni.
- la base de données nationale (Castaing *et al.* 2003) compilant les informations techniques des forages réalisés dans le cadre des divers programmes d'hydraulique villageoise du pays.

En général, l'amplitude de variation piézométrique interannuelle (sur quelques années) n'est pas grande, même d'une saison à l'autre, avec des extrêmes de 1 à 5-6 m, sauf pour les zones marécageuses de bas-fonds ou les secteurs influencés par des retenues d'eau (barrage sur le Sourou). Cela autorise à faire une interpolation des niveaux de la nappe à l'échelle régionale. Une carte piézométrique a été produite. Le MNT a permis de déduire les cotes exactes de la nappe.

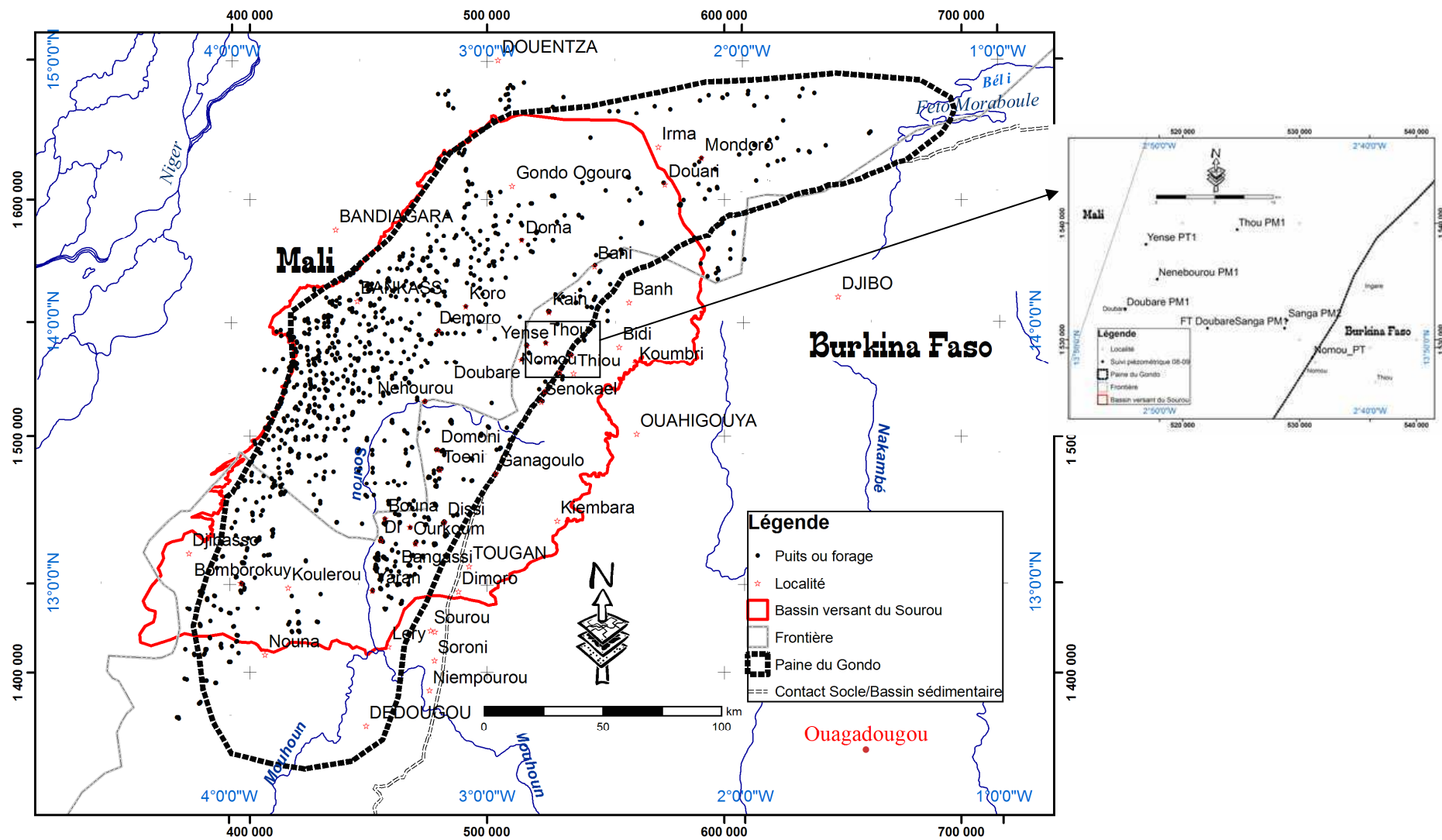


Fig. II. 2 : Localisation des puits et forages du Mali et du Burkina Faso

2°) Un inventaire fait en 2007 entre les mois de juin et d'août, a permis de mesurer dans un laps de temps court (3 mois), le niveau de la nappe, la température, le pH et la conductivité électrique de l'eau. Cet inventaire s'est limité aux zones appartenant au bassin sédimentaire et sa bordure cristalline au Burkina Faso. Au total, 400 puits modernes et 300 forages ont été répertoriés.

En plus, une dizaine de puits sont suivis mensuellement dans le secteur de Nomou / Sanga au NE de la plaine du Gondo (Fig. II. 2). Ce secteur se situe en contexte de bordure du socle et dans le bassin sédimentaire où l'on rencontre des calcaires oolitiques (Infracambrien) et des argiles et grès très fins (Continental Terminal).

3°) Le réseau piézométrique national

Dans différents contextes géologiques de la plaine du Gondo (partie burkinabé), quelques piézomètres du réseau national existent (Tab. II. 3 ; Fig. II. 3). Le suivi de ces piézomètres a une durée variable et beaucoup ne sont pas suivis actuellement. Les données sont archivées dans la base de données Bewaco du Ministère chargé de l'eau et dans l'Inventaire National des Ouvrages Hydrauliques (INOH). L'examen des fluctuations piézométriques permettrait de montrer la variation temporelle de la piézométrie et d'apprécier l'impact du barrage construit sur le Sourou, des changements climatiques et de l'anthropisation sur le niveau de la nappe phréatique.

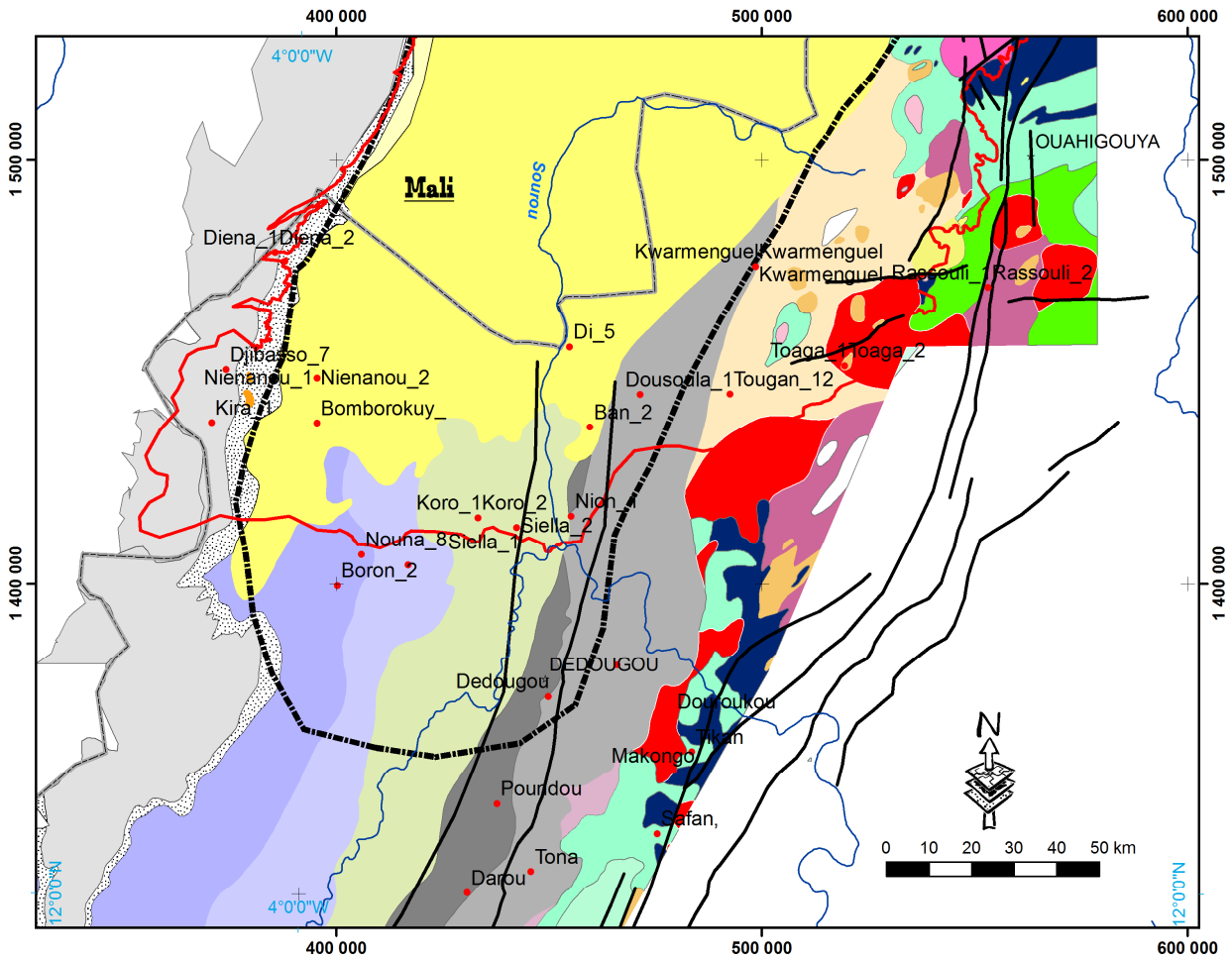


Fig. II. 3 : Réseau piézométrique national du Burkina Faso dans la plaine du Gondo et sa bordure de socle (pour la légende de la géologie se reporter à la figure I. 8)

Tab. II. 3 : Piézomètres du réseau national du Burkina Faso et l'état de leur suivi

Piézomètre	Date début	Date fin	*Amplitude de fluctuation (m)	Durée (années)	X, UTM WGS84	Y, UTM WGS84
Ban_2	12/01/1984	31/12/1991	0,97	8	475887,59	1392436,62
Nion_1	08/01/1984	25/12/1995	4,81	12	473421,38	1380020,29
Di_5	08/01/1985	29/12/1995	9,71	11	472900,56	1448296,29
Dousoula_1	08/03/1984	30/12/1991	5,47	8	483194,31	1441641,75
Tougan_12	07/01/1985	29/12/1995	4,48	11	495554,63	1441670,16
Kwarmenguel_3	11/04/1986	25/12/1995	14,2	10	499458,24	1459540,71
Kwarmenguel_4	09/01/1984	25/12/1995	21,65	12	499458,24	1459540,71
Kwarmenguel_5	09/01/1984	27/12/1990	18,33	7	499458,24	1459540,71
Toaga_1	16/12/1985	29/12/1995	16,1	10	555126,57	1445440,85
Toaga_2	05/01/1986	30/12/1991	15	6	555126,57	1445440,85
Rassouli_1	10/02/1984	29/12/1995	10,65	12	575499,70	1456515,69
Rassouli_2	09/03/1984	29/12/1995	11,88	12	575499,70	1456515,69
Koro_1	11/04/1985	18/10/1990	19,09	6	460338,193	1379891,58
Koro_2	28/02/1986	18/10/1990	14,36	5	460338,193	1379891,58
Siella_1	12/04/1985	18/10/1990	16,09	6	465791,608	1378623,93
Siella_2	04/05/1986	18/10/1990	25,67	4	465791,608	1378623,93
Bisso_2	25/04/1986	14/11/1990	6,39	5	450503,469	1373216,39
Bisso_3	02/01/1993	04/12/1993	15,1	1	450503,469	1373216,39
Boron_2	25/04/1986	19/09/1990	12,64	4	440160,579	1370139,5
Nouna_8	07/01/1985	08/12/1996	27,86	12	443930,261	1374555,41
Nienanou_1	09/04/1986	08/12/1996	1,36	11	437660,435	1443907,99
Nienanou_2	09/04/1986	30/12/1991	7,6	6	437660,435	1443907,99
Bomborokuy_1	23/02/1986	16/11/1990	18,77	5	437678,378	1437460,43
Diena_1	10/03/1984	06/10/1996	9,07	13	388182,642	1461739,49
Diena_2	10/03/1984	05/11/1992	13,5	9	388182,642	1461739,49
Kira_1	09/03/1984	31/12/1990	6,31	7	379299,007	1437653,89
Djibasso_7	12/02/1985	08/12/1996	6,55	12	381381,466	1445210,38
Dédougou		06/03/1988	18,31		449913,41	1373501,24
Naraotenga		10/03/1984	15,54		465953,764	1380973,03
Tikan		12/02/1985	2,1		483478,398	1360500,03
Douroukou		08/01/1984	5,13		479165,119	1368765,67
Makongo		08/02/1984	5,92		479246,622	1355987,34
Darou		09/05/1988	6,23		430783,59	1327125,01
Poundou		10/01/1984	13,27		437843,054	1348089,86
Tona		12/01/1986	10,03		445821,689	1332101
Safané		01/06/1986	8,3		475427,85	1341031,21
Bondokuy		27/01/1986	8,59		417068,271	1310141,65
Mokouna		14/11/1988	12,93		410075,796	1309178,53
Tia		15/08/1988	8,36		407028,529	1302183,73
Ouakara		19/04/1989	9,1		431051,73	1312134,07

* : amplitude de variation entre le niveau le plus bas et le niveau le plus élevé de la nappe

2.2.2.2 Topographie et nivellement à l'aide du MNT SRTM et nivellement au DGPS

La connaissance de la topographie est très importante aussi bien pour les corrélations des horizons lithologiques que pour la piézométrie. C'est pourquoi, le modèle numérique de terrain satellitaire a été utilisé. Il s'agit de données du satellite Américain Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). La résolution en X et Y est de 90 m avec une résolution variable en Z selon la régularité de la surface topographique, l'occupation du sol (habitations, végétation..). Une vérification et un contrôle de la précision en Z donnée par le GPS différentiel (DGPS) Trimble ont été opérés sur une dizaine de points dans le secteur de Sanga / Nomou, ce qui a montré une bonne corrélation (+/- 3 m) entre les cotes absolues du DGPS et les données du MNT SRTM-90. Ce qui fait que toutes les cotes utilisées en piézométrie seront les cotes absolues (nivellement général) du MNT SRTM.

2.2.2.3 La chimie des majeurs et la silice

Différents éléments chimiques majeurs ont été mesurés. Il s'agit des cations (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) et des anions (HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}). L'anion NO_2^- a été dosé dans quelques échantillons seulement. Ces prélèvements proviennent de l'aquifère du Continental Terminal, mais d'autres analyses à travers le grand bassin de Taoudéni (Néoprotérozoïque) et le socle cristallin (Paléoprotérozoïque), permettent de faire des comparaisons et d'estimer les transferts ioniques dans les nappes ainsi que d'identifier les mélanges entre différentes nappes souterraines.

Au total cinq (5) analyses de pluies mensuelles et événementielles de stations de Bobo-Dioulasso, de Houndé et de Ouagadougou ainsi qu'une trentaine d'échantillons provenant de la nappe phréatique sont été analysés (Fig. II. 4).

D'anciennes analyses chimiques des majeurs des années 2000 (Dakouré 2003) essentiellement situées dans la plaine du Gondo permettent d'étendre le réseau d'analyses et de mieux caractériser la nappe (Fig. II. 4).

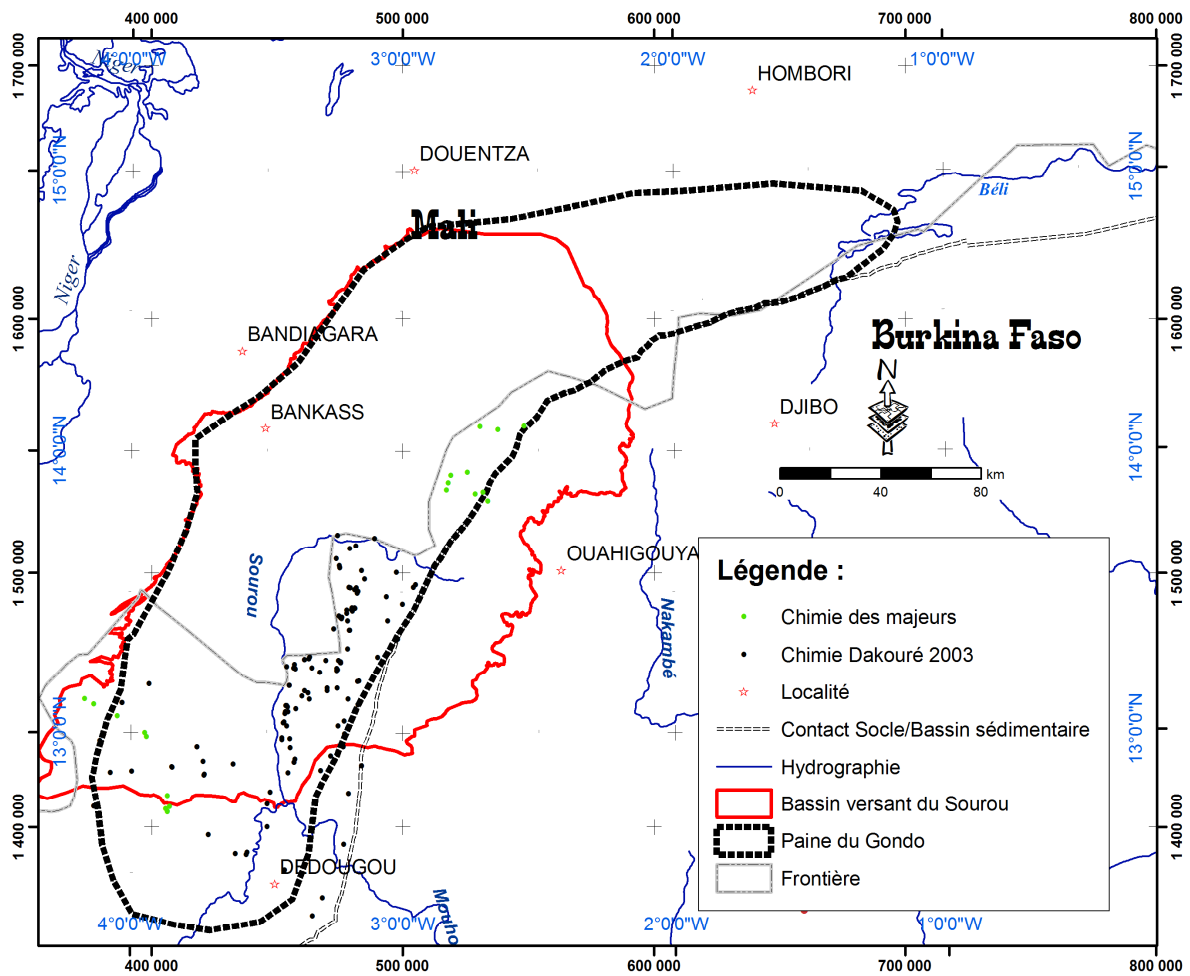


Fig. II. 4 : Localisation des prélèvements pour des analyses isotopiques des pluies et de la silice dissoute (bassin du Gondo, bassin Néoprotérozoïque et socle Paléoprotérozoïque)

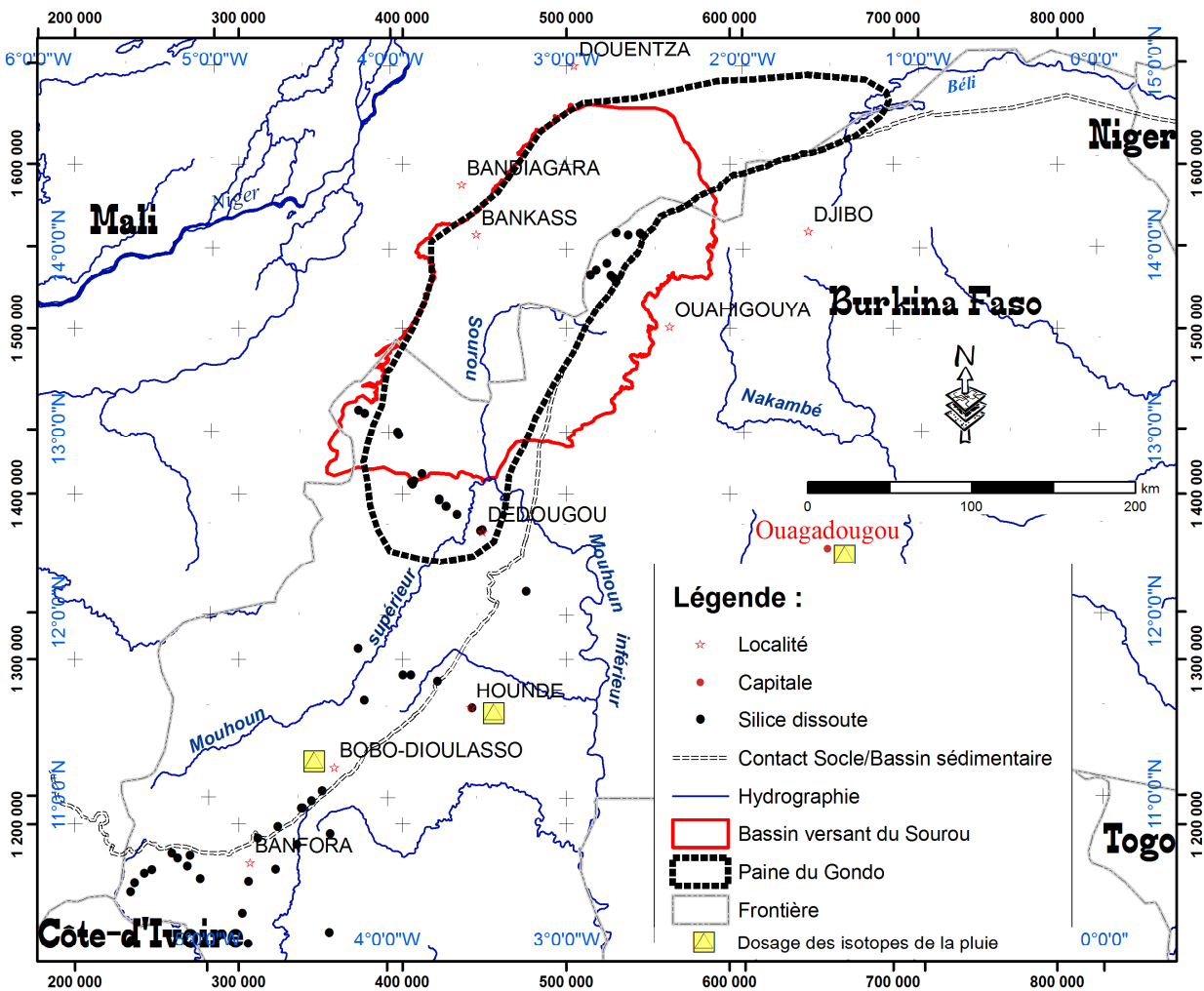


Fig. II. 5 : Localisation des prélèvements pour le dosage de la silice dissoute dans la plaine du Gondo

La silice dissoute dans la nappe a été dosée dans environ 90 échantillons provenant du socle cristallin (Fig. II. 5), du bassin sédimentaire Néoprotérozoïque, de la bordure de l’Infracambrien et du Continental Terminal. Ces prélèvements ont été effectués en 2005 et en 2006. La grande répartition spatiale des points de prélèvement a pour but de d’utiliser les concentrations de la silice dissoute pour discriminer entre différentes nappes souterraines.

2.2.2.4 La géochimie isotopique

Les isotopes naturels de l'environnement ont permis comme on l'a vu dans les dépressions piézométriques en zone Sahélienne, de comprendre la recharge des nappes et d'établir qu'il y a des mélanges entre différentes nappes et que ces nappes subissent de phénomènes d'évaporation. Des analyses ont également été effectuées dans le cadre de cette étude des nappes en présence dans la plaine du Gondo.

Comme pour les analyses chimiques des majeurs, les prélèvements ont concerné la pluie, les eaux de surface et de sources, ainsi que les nappes souterraines.

Pour la pluie, ce sont des échantillons pondérés mensuels qui ont été analysés dans les stations de Ouagadougou, de Bobo-Dioulasso et de Houndé situées au Sud de la plaine du Gondo (Fig. II. 5). Sur la base des connaissances acquises sur les pluies en zone arides (Gallaire *et al.* 1995), les prélèvements n'ont concerné que les pluies de plus de 5 mm car celles-ci participent à la recharge des nappes.

Pour les nappes d'eau souterraine, les prélèvements ont été effectués en contexte de socle et sa couverture sédimentaire (Néoprotérozoïque, Infracambrien, Continental Terminal). Ainsi, environ 90 analyses isotopiques ont été réalisées (Fig. II. 6). Les dosages isotopiques ont concerné les isotopes stables de l'eau, le Deutérium (^2H) et l'Oxygène 18 (^{18}O) et l'isotope radioactif, le Tritium (^3H).

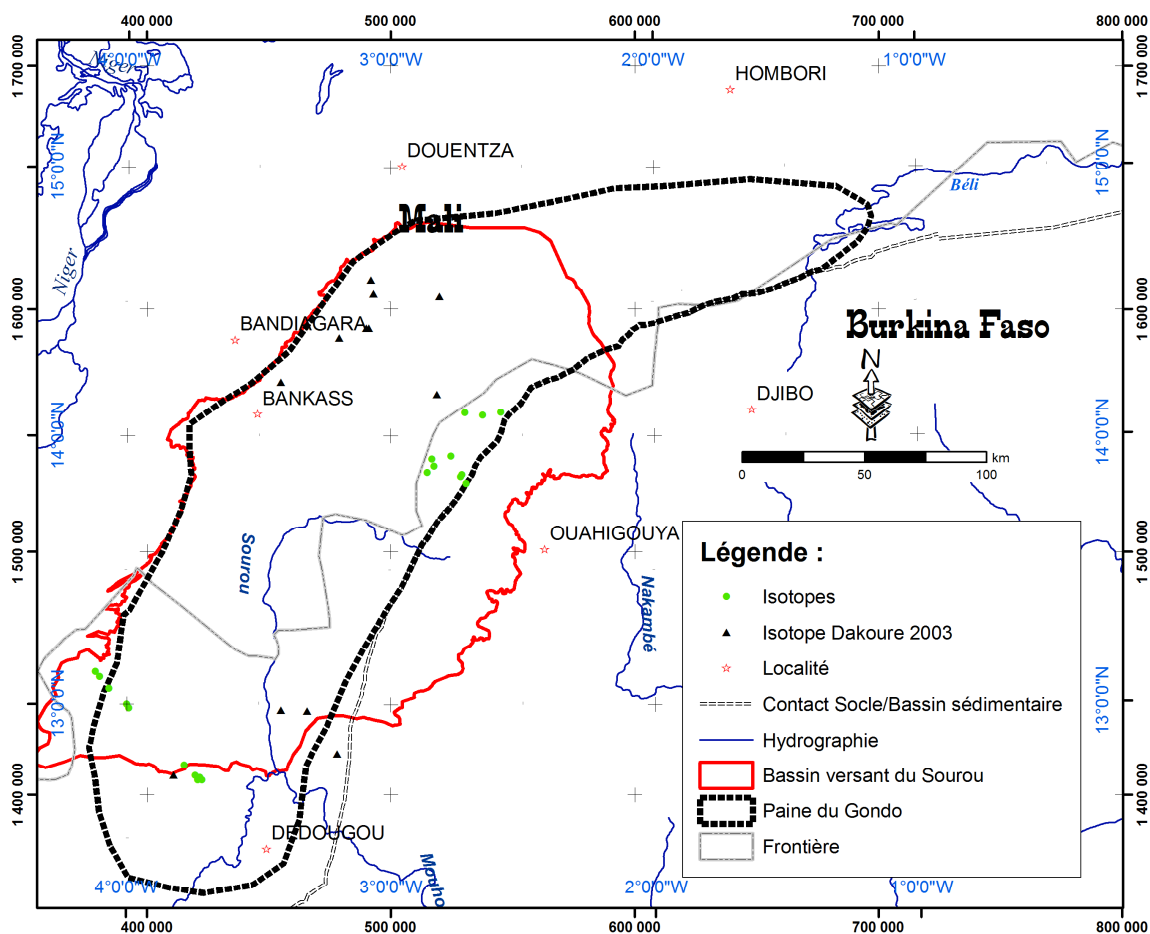


Fig. II. 6 : Localisation des prélèvements pour les dosages isotopiques dans la plaine du Gondo

En vue de montrer la stratification des nappes et les mélanges entre différentes nappes, l'échantillonnage est effectué au dessus de la nappe et en profondeur dans la nappe selon le mode opératoire suivant : au préalable, la pompe installée sur le forage est démontée et les tubages ainsi que la pompe immergée sont extraits du trou de forage. Le niveau statique de la nappe ainsi que la profondeur du forage sont mesurés à la sonde. Ceci permet de déterminer les niveaux d'échantillonnage au dessus de la nappe et en profondeur à l'aide d'un préleveur automatique. De plus, pour quelques ouvrages, cette manipulation est faite en hautes eaux (octobre à novembre) et en basse eaux (avril à juin).

Dans les paragraphes qui suivent, les résultats des différentes investigations seront présentés et commentés. Avant d'aborder les résultats portant sur les nappes, les résultats sur la lithologie, la géométrie et la structure des aquifères seront d'abord présentés.

2.2.2.5 : Les pompages d'essai

La connaissance des paramètres hydrodynamiques des aquifères passe par la réalisation de test sur la nappe. Dans le cadre de cette étude, deux sites de pompages d'essai à Doubaré et à Toéni ont été retenus. De plus, les résultats des pompage d'essai sur des forages d'hydraulique villageoise de faibles débits ont permis d'estimer les paramètres hydrodynamiques des aquifères de la plaine du Gondo.

2.2.2.6 La modélisation hydrogéologique

Pour tester les hypothèses de fonctionnement hydrodynamique, un modèle simplifié a été utilisé en regime permanent et en régime transitoire. Les résultats sont ensuite présentés et discutés.

2.3 Structure et géométrie des aquifères

Le contexte naturel de l'étude abordé dans la première partie de la thèse a montré que deux grandes entités géologiques sont distinguées dans la zone d'étude : le socle cristallin Paléoprotérozoïque, le bassin sédimentaire de couverture comprenant les sédiments Néoprotérozoïque et les dépôts détritiques fluvio-lacustres du Continental Terminal.

Dans ce chapitre seront abordées de façon détaillée la lithologie des aquifères ainsi que les déformations subies par les dépôts de sédiments. Le contexte lithologique est indiqué par les descriptions des logs de forages hydrauliques et les coupes sériées qui ont découlent permettent de montrer les passages latéraux et les accidents (failles). Par ailleurs, ces discontinuités géologiques sont également indiquées dans une moindre mesure (révélateurs indirects) par les linéaments extraite de l'image satellitaire ETM+ de Landsat 7. Des mesures effectuées sur le terrain en géophysique sont également une autre approche mettant en évidence les discontinuités dans le bassin sédimentaire.

2.3.1 Carte structurale du bassin du Sourou

Les résultats seront présentés suivant différentes échelles d'étude : à l'échelle du bassin du Sourou et de la plaine du Gondo, puis à l'échelle locale où en plus de l'étude linéamentaire, d'autres techniques géophysiques et les nombreuses données de cuttings de forages permettent certaines corrélations.

2.3.1.1 Schéma structural du bassin du Sourou

Les principales discontinuités et les accidents géologiques des environs du bassin du Sourou ont été reportés sur la figure I. 16, en faisant la synthèse des cartes connues au Mali et au Burkina Faso (Ouédraogo 2006, Castaing *et al.* 2003, Sauvage & Sauvage 1992, Bronner *et al.* 1985, El Bass *et al.* 1993). Cette carte rend compte des grandes structures tectoniques dans le bassin versant du Sourou et ses zones de bordure. Ces déformations sont toutes de nature cassante ou souple et affectent à la fois le socle et les couvertures sédimentaires. Il s'agit :

- des failles affectant le socle ont été observées sur le terrain (Ouédraogo 2006, Castaing *et al.* 2003, Koussoubé *et al.* 2003). Ces failles sont décrochantes sénestres et dextres. Dans la zone de socle en bordure du bassin sédimentaire de Taoudéni (bordure sud-est au Burkina Faso) ces longues failles ont une allure sigmoïde en suivant le contact socle / sédimentaire avec des directions NNE évoluant vers le Nord à des directions ENE ; D'autres failles recoupent ces dernières avec des directions WSW à NNW et se prolongent dans le bassin sédimentaire (Fig. I.16).

- des failles décrites dans le bassin sédimentaire qui correspondent aux limites lithologiques des bandes gréseuses du Néoprotérozoïque et à l'axe de broyage principal du Mouhoun Supérieur (Ouédraogo 2006). Leurs directions sont NE à NNE. Sur l'image satellitaire, ces failles apparaissent très nettement, ce qui nous a permis de les prolonger dans le bassin versant du Sourou.

- de l'interprétation des anomalies gravimétriques (El Abbass *et al.* 1993) dans le Gourma et dans la zone des lacs du delta intérieur du Niger qui a mis en évidence un corps épais de plus de 4 km et s'étendant sur une centaine de kilomètres à l'Ouest de la plaine du Gondo. Le plateau gréseux de Bandiagara et son prolongement vers Douentza en sont la bordure orientale. Cette zone constitue un axe d'anomalies positives de Bouguer (Sauvage & Sauvage 1992) dont les limites au Nord et au Sud correspondent à des accidents WSW-ENE du Précambrien supérieur qui ont guidé la subsidence du bassin (Bayer & Lesquer 1978 ; Lesquer & Moussine-Pouchkine 1980). A l'Ouest de cette zone d'épaississement de sédiments, l'anomalie gravimétrique se subdivise en deux branches. La branche NE-SW au Nord du fossé de Nara et la branche NNE-SSW correspondent aux zones de bordures limitées par des failles NE épousant la direction de la « falaise » de Bandiagara. Celles-ci sont décalées par des décrochements sénestres ENE bien soulignées par des contrastes de tonalité sur l'image satellitaire ETM+ de Landsat.

- de l'aulacogène du Gourma qui est une autre structure importante dans le schéma structural du Gondo à laquelle il faut accorder une importance.

- des mégalinéaments affectant le socle cristallin et se prolongeant dans le bassin sédimentaire. Ces structures linéaires ont été extraites de l'image satellitaire ETM+ de Landsat 7 (mosaïque Geocover Circa 2000). Ces mégalinéaments d'importance régionale (souvent atteignant 100 km de longueur) aux autres structures tectoniques importantes ci-dessus présentées qui ont été identifiées sur le terrain ou qui ont été identifiées à partir de mesures géophysiques (gravimétrie). Deux directions majeures de mégalinéaments peuvent être distinguées : la direction NS à ENE qui suit l'axe du bassin, suivant les prolongements des deux failles identifiées par Ouédraogo (2006) et la direction Est-Ouest venant du socle et traversant le bassin du Sourou.

Dans le cas des failles mises en évidence sur le terrain, les directions majeures sont NNE et NE qui épousent le contact socle / bassin de Taoudéni et WSW et SW qui recoupent perpendiculairement les premières (comme c'est le cas dans la zone de Houndé, Fig. I. 16).

De nombreux auteurs dans plusieurs pays Africains (Ghana, Sénégal, Burkina Faso) considèrent la tectonique éburnéenne (2 200 à 1 810 Ma) comme étant une tectonique

décrochante qui favorise, dans de nombreux cas, l'accrétion de plutons plus jeunes. En effet, Milési *et al.* (1989) et Feybesse *et al.* (1989) in Castaing *et al.* (2003) distinguent trois phases tectoniques éburnéennes majeures (D1, D2 et D3) à l'échelle de l'ensemble de la Dorsale de Léo : les phases D2 et D3 affectent toutes les formations paléoprotérozoïques et sont associées à une cinématique décrochante mais par contre la phase D1 est rapportée à une tectonique chevauchante majeure se produisant entre la mise en place du Birimien inférieur (B1) et celle du Birimien supérieur (B2). Sur le schéma structural (Fig. I. 16), les déformations décrochantes qui y sont reportées indiquent des mouvements sénestres pour la faille transcurrente de Koumbri et d'autres failles décrochantes sénestres sont notées dans la Gourma, au Nord du bassin versant hydrographique du Sourou (Sauvage & Sauvage 1992). Dans le bassin sédimentaire du Burkina Faso, les travaux antérieurs (Ouédraogo 2006) révèlent des failles NNE à NE et NS à NNW (faille de Banfora, faille de la Guinguette), Les failles NNE ont juste été prolongées dans le bassin versant du Sourou en suivant la limite lithologique des bancs gréseux (SAC1, SAC2).

2.3.1.2 Carte linéamentaire du bassin du Sourou

La rosace de distribution des directions de linéaments du bassin du Sourou (Fig. II. 7) permet de voir les directions majeures dominantes aussi bien dans le socle que dans les formations de couverture (Néoprotérozoïque et Continental Terminal)..

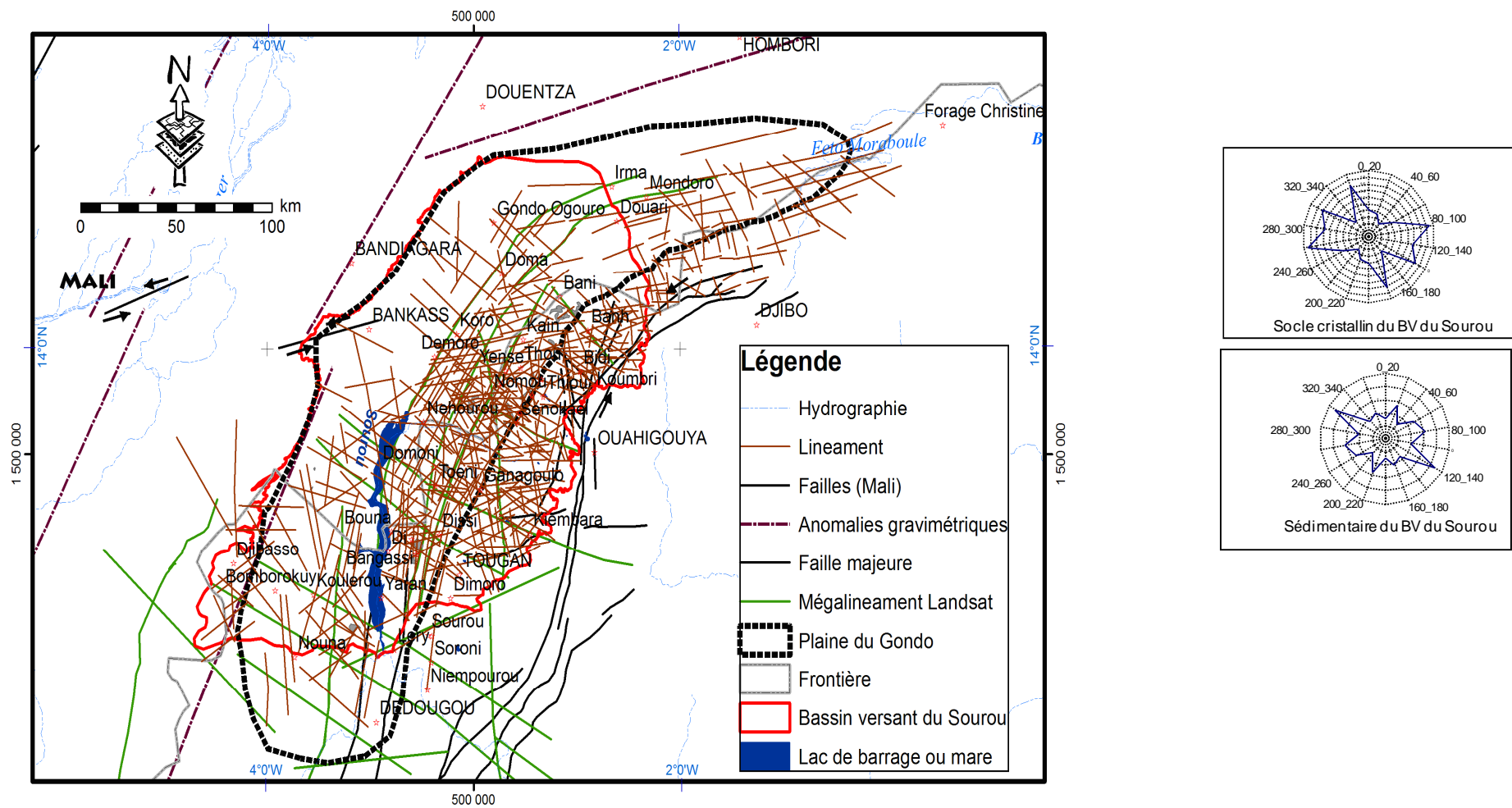


Fig. II. 7 : Carte linéaire du bassin du Sourou

Dans le socle cristallin, ce sont les directions principales NE à NNE que l'on rencontre de part et d'autre en bordure du bassin du Gondo. Les grandes déformations du socle que sont le couloir de déformation majeur du granite porphyroïde de Bidi daté 2130 Ma (Boher *et al.* 1992), les couloirs de mylonitisation NNW qui recoupent le bassin sédimentaire ou NNE ainsi que la faille décrochante NE à NNE sont identifiées par les travaux antérieurs (Castaing *et al.* 2003, Koussoubé *et al.* 2003). Ici, Les linéaments représentés par le réseau hydrographique ont des orientations SE, d'autres ont des contrastes de tonalité pour les couloirs de mylonitisation de direction NNE à SE. La direction du contact géologique socle / bassin sédimentaire est courbe et est bien empruntée, non seulement par le réseau hydrographique, mais également par les accidents topographiques (horst de Yensé). Le réseau hydrographique endoréique dans le bassin prend des formes rectangulaires en suivant la fracturation du socle cristallin et en décrivant des directions NE à NNE et des directions perpendiculaires (SE, EW).

Les directions majeures qui se dégagent dans la partie sédimentaire du bassin du Sourou sont NS, NNE, NE et EW. Dans le socle, on retrouve les mêmes directions mais avec une dominance des directions NNE, NE, SE. La direction NE à NNE représente le contact lithologiques entre les différentes formations sédimentaires qui s'organisent en bandes étroites de 50 km de large en moyenne. Ces formations se redressent progressivement au Nord de Dédougou dans la plaine du Gondo, avant d'emprunter une direction NE à ENE parallèlement à la limite du contact socle / bassin sédimentaire. La direction SE quant à elle est celle emprunte par le réseau hydrographique s'écoulant du socle cristallin vers le bassin, au NE de la plaine du Gondo.

Le contraste de tonalité est également une des signatures marquantes des linéaments qui correspondent sur le terrain, à des limites lithologiques entre les séries sédimentaires. Ouédraogo (2006) considère d'après des travaux de terrain dans le secteur Néoprotérozoïque de la région de Bobo-Dioulasso que les failles NNE se redressant au Nord de Dédougou pour prendre des directions subméridiennes (Fig. I. 17). L'image satellitaire Landsat ETM+ montre ici une bonne correspondance entre linéaments et failles identifiées sur le terrain. L'interprétation linéamentaire met en évidence également d'autres structures linéamentaires de moindre importance (longueur décakilométrique) et qui correspondent à des failles venant du socle cristallin et se prolongeant dans le bassin sédimentaire (Fig. I. 16). Parmi ces linéaments dont la signature sur l'image satellitaire Landsat correspond à des contrastes de tonalité et de texture, on peut citer la grande structure Est-Ouest marquant, à la hauteur de Dédougou, l'inversion du relief du bassin sédimentaire par rapport à la bordure du socle

cristallin. Sur le terrain, cette anomalie est soulignée par des végétaux hydrophiles jalonnant des réseaux hydrographiques temporaires, des filons de pegmatites, des axes de plis.

En plus des révéléateurs directs de la fracturation confirmés dans quelques cas par les observations et mesures de terrain, d'autres approches de vérification ont été entreprises. Dans la localité de Thiou au Nord-est de la plaine du Gondo, l'hypothèse de l'intervention de la tectonique est évoquée pour expliquer les contrastes très prononcés de la piézométrie. La vérification a été faite à partir des corrélations des coupes de forages d'une part, et à partir des mesures géophysiques de terrain d'autre part.

2.3.2 Les corrélations des coupes de forages

Trois coupes de forages dans le secteur de Sanga – Nomou ont été réalisées (Fig. II. 8). Dans ce secteur, nous disposons d'une documentation importante sur les ouvrages hydrauliques dont nous maîtrisons mieux leur localisation. Les résultats des coupes de forages (Fig. II. 9, 10 et 11) rendent compte de la variabilité des faciès dans le bassin sédimentaire et l'extension du Continental Terminal abordés dans le chapitre 1. De plus, la déformation cassante (faille) affectant le substratum du bassin sédimentaire et de la bordure du socle est bien illustrée.

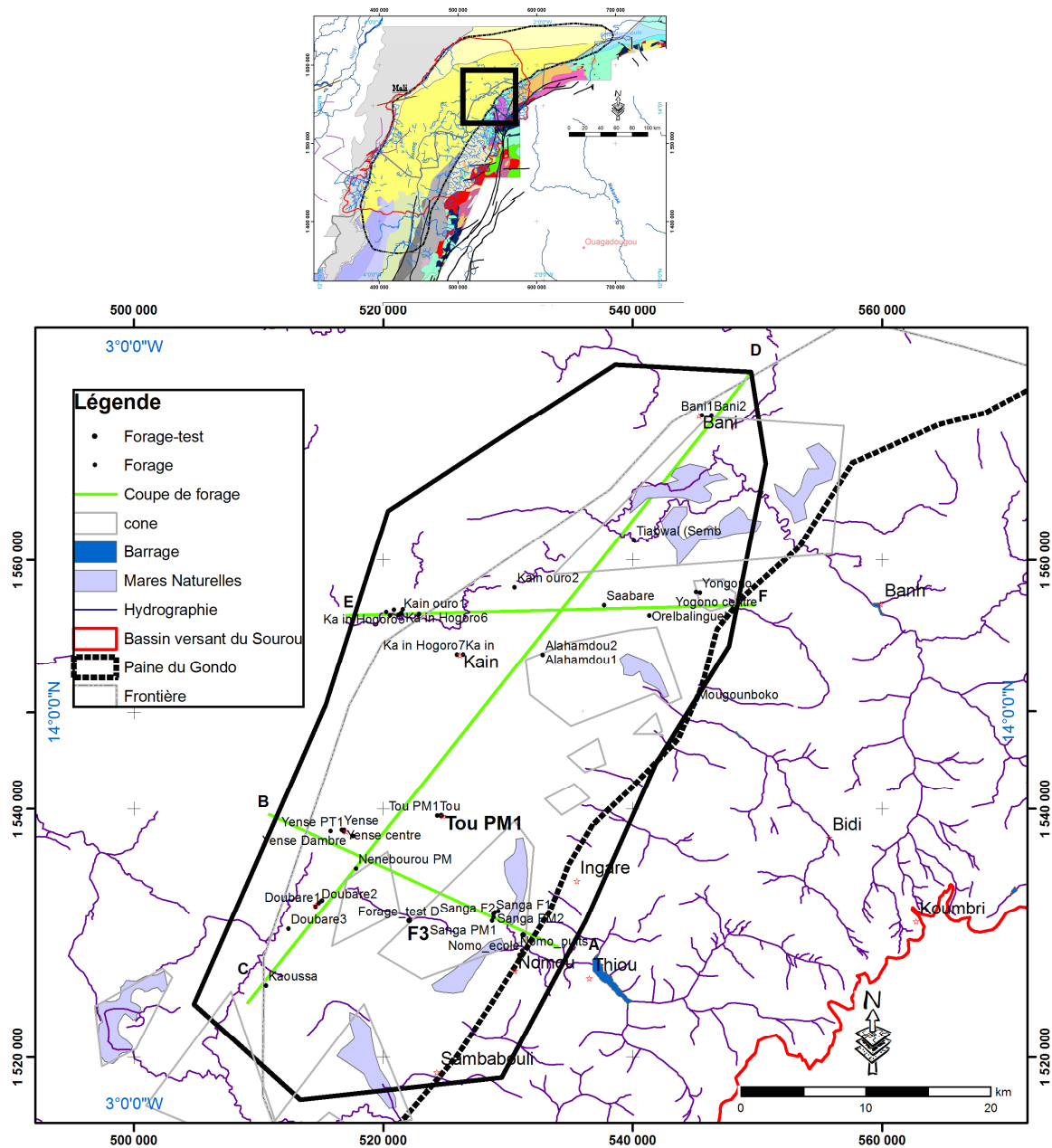


Fig. II. 8 : Situation des forages hydrauliques et des coupes de forages (secteur de Sanga - Nomou) à l'Est de la plaine du Gondo

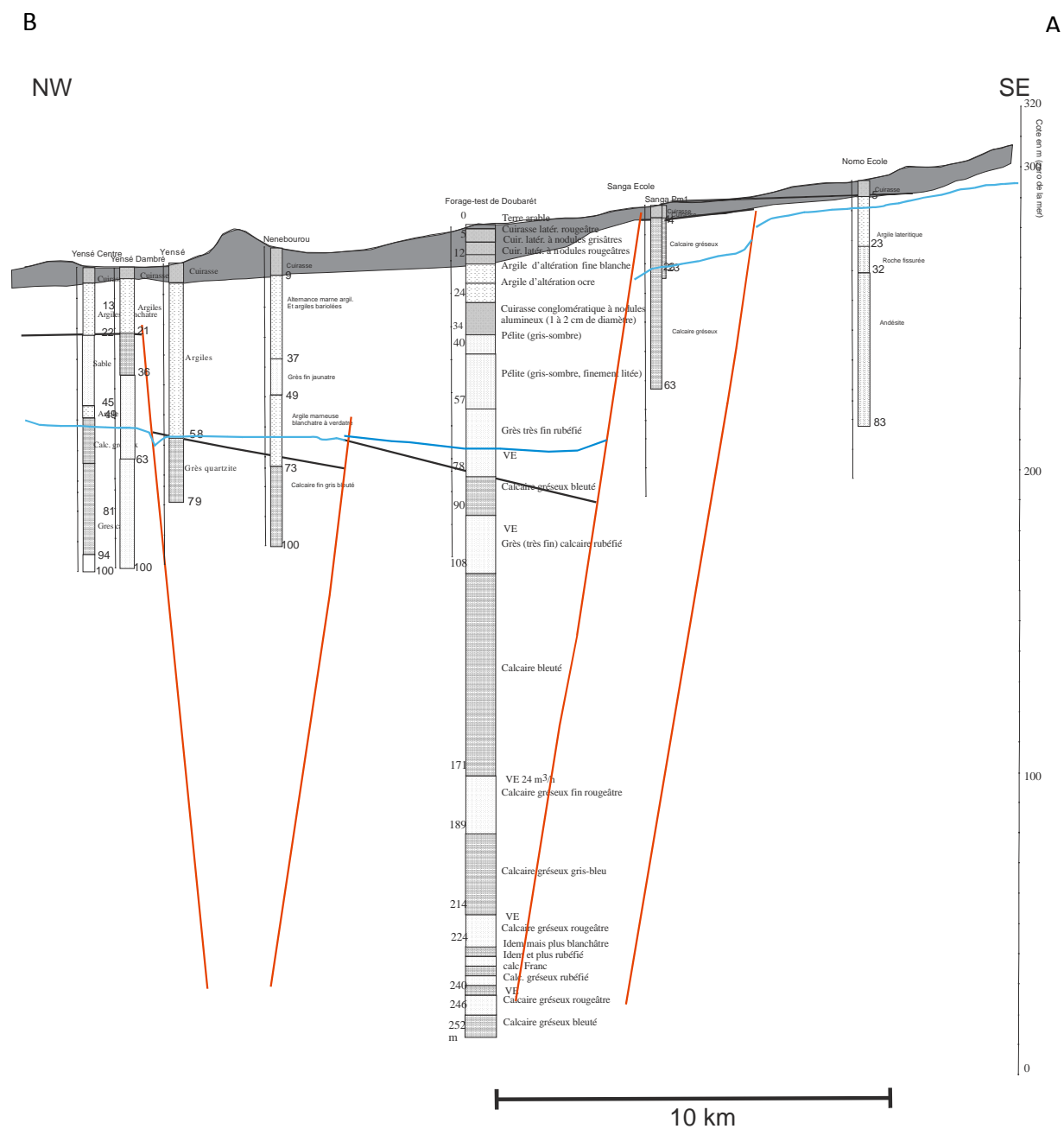


Fig. II. 9 : Essai de corrélation entre les logs de forages dans le secteur de Sanga – Nomou (Coupe B – A)

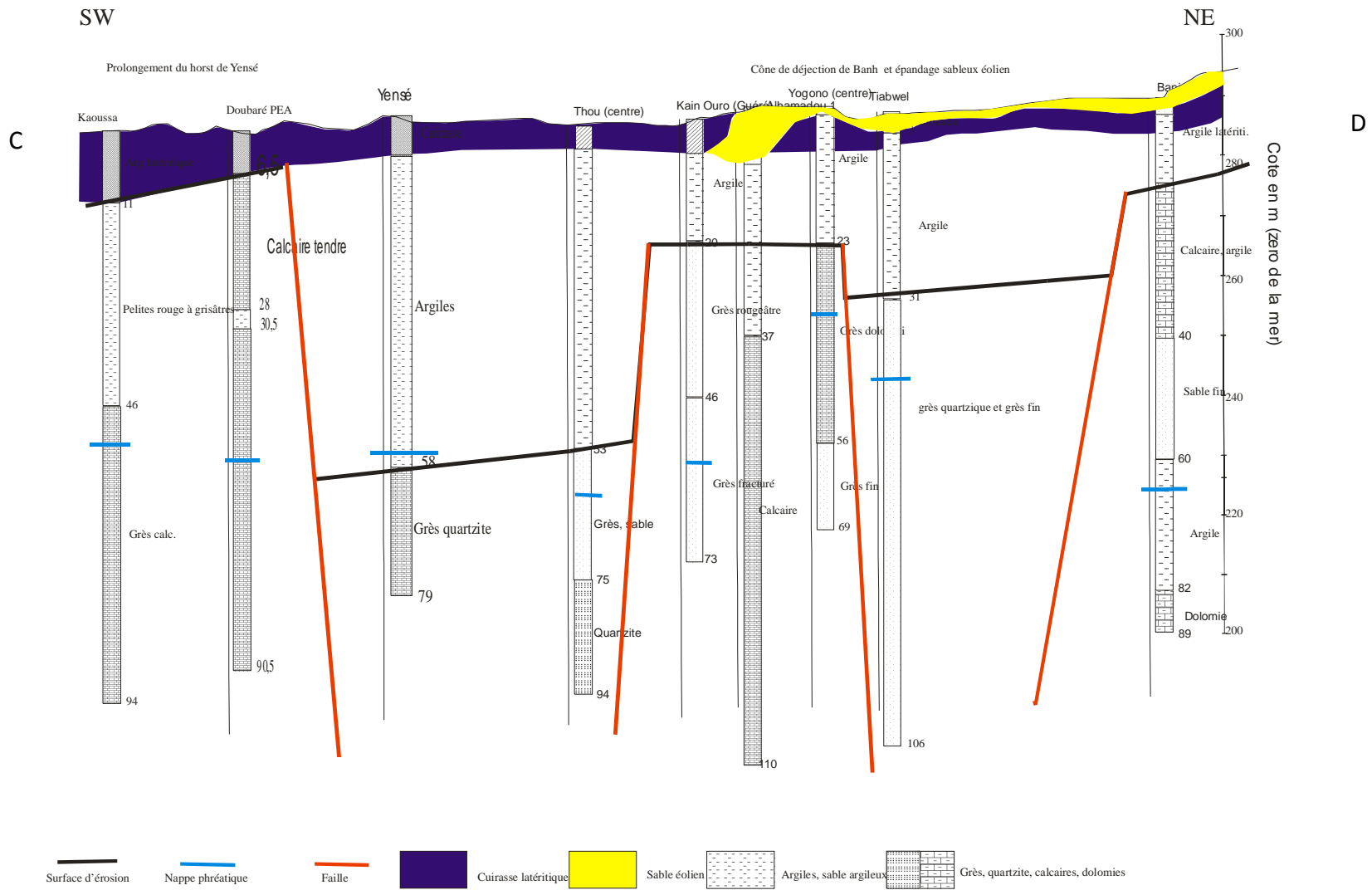


Fig. II. 10 : Essai de corrélation entre les logs de forages dans le secteur de Sanga – Nomou (Coupe C– D)

Lithostratigraphie et variation latérale de faciès

Lithostratigraphie de la plaine du Gondo

Dans le chapitre 3 de la première partie de cette thèse, trois ensembles géologiques sont distingués dans le bassin du Gondo et sa bordure avec de bas en haut :

- l'ensemble calcaire (Infracambrien) : il comprend des calcaires oolitiques, des calcaires gréseux, des grès rubéfiés en intercalations. Son épaisseur n'est pas connue en forage même pour les plus profonds à plus de 250 m. En bordure du bassin du Gondo dans le secteur de Sanga / Nomou, l'Infracambrien mais il est rapidement recouvert par les dépôts du CT en allant vers le centre du bassin.
- l'ensemble de grès très fin argileux (kaolinite) : il est composé de grès très fin argileux, de pélite, d'argile bariolée, de grès à ciment calcaire, de cuirasses allochtone.
- L'ensemble de cuirasse de dernière génération et de sables (Pliocène à Quaternaire) : Il comprend les cuirasses de bas-glacis formées in-situ, les sables dunaires et fluviatiles.

Les corrélations de coupes de forages dans la zone de Sanga / Nomou (Fig. II. 9 à 11) illustrent les importantes variations latérales de faciès. Sur la coupe AB (Fig. II. 9), on passe des calcaires (Infracambrien) de la bordure du bassin à des dépôts argilo-sableux très fins (Continental Terminal) juste après la localité de Sanga. La coupe CD (Fig. II. 10) montre en effet des calcaires (Infracambrien) passant à des sables fins et à des quartzites plus à l'Ouest, à l'intérieur du bassin.

Dans le prochain paragraphe, nous montrerons que les allures des profils géophysiques témoignent des variations latérales de la lithologie en allant de l'Est vers l'intérieur du bassin sédimentaire à l'Ouest et aussi mais aussi des failles qui décalent les couches géologiques. Nous verrons dans les paragraphes suivants que ces discontinuités géologiques sont confirmées aussi bien par les profils géophysiques que par les sondages électriques réalisés.

Les failles identifiées sur les coupes de forages

Toutes les coupes tendent à montrer des failles décalant les formations de l'Infracambrien.

Les coupes AB, CD et EF (Fig. II. 9 à 11) illustrent ces accidents qui ont affecté le bassin du Gondo et qui font que les couches ne sont pas continues comme dans les bassins récents. Ainsi, les figures II. 9 à 11 montrent par le contact du socle paléoprotérozoïque avec le bassin du Gondo (Tertiaire), une discontinuité stratigraphique importante. Par ailleurs, dans le bassin, la faille d'effondrement majeur avec un rejet de près de 80 m décale les calcaires (Infracambrien) qui sont sub-affleurants à Sanga mais qui s'approfondissent vers Doubaré. Le rejet du décalage peut être estimé à environ 80 m en tenant compte de la surface d'érosion.

Le témoin de cuirasse bauxitique du horst de Yensé est à une altitude de 287 m tandis que partout ailleurs au Burkina Faso, les témoins de cuirasse bauxitique sont rencontrés à des cotes dépassant 360 m (Peltre 1977, Grandin 1976). Cette surface bauxitique a été érodée suite à l'effondrement par rifting (Panafricain 2), comme en témoigne les nodules bauxitiques remontés à une trentaine de mètres par le forage-test de Doubaré au SE du horst de Yensé. Le seul témoin de cuirasse bauxitique dans le bassin du Sourou se trouve dans la localité de Soulou (360 m). Le rejet de 80 m observé actuellement à partir de la surface d'érosion est du même ordre de grandeur que la dénivellation entre le horst de Yensé effondré et la cuirasse bauxitique la plus proche.

D'autres failles normales dont les rejets sont moins importants sont également illustrées (Fig. II. 9 à 11). Les failles distinguées dans cet essai de corrélation, sont toutes normales, illustrant la tectonique de type rifting. La carte du toit des calcaires (Infracambrien) illustre la présence de failles importantes de direction NE (Fig. II. 12).

Discussion :

Dans l'essai de corrélation que nous avons tenté, les descriptions sont basées sur les rapports techniques de campagnes de forages. Les lithologies des horizons traversés sont décrites sommairement par des foreurs qui ne sont pas toujours bien qualifiés. Des insuffisances d'observation peuvent entraîner des erreurs de description. En général, devant une telle situation, nous nous sommes basés sur notre propre expérience de terrain en relevant, lorsque le cas se présente ces erreurs de description. Ce travail a permis globalement la bonne discrimination entre les grès argileux très fins du Continental Terminal et les calcaires de l'Infracambrien. Dans le secteur de Sanga / Nomou, les coupes géologiques ont permis de mettre en évidence une bande de calcaires gréseux de l'Infracambrien, dont la largeur d'affleurement est de 4 km (Fig. II. 9).

Globalement, cet essai de corrélations de coupes de forages hydrauliques révèle des connaissances nouvelles sur la lithologie du bassin du Gondo. En plus, des descriptions précises de lames minces donnent la texture et la composition minéralogique des ensembles sédimentaires en présence. Nous verrons plus loin que l'existence de cette bande de calcaires gréseux dolomitiques de l'Infracambrien est confirmée par les mesures géophysiques et les cartes hydrochimiques.

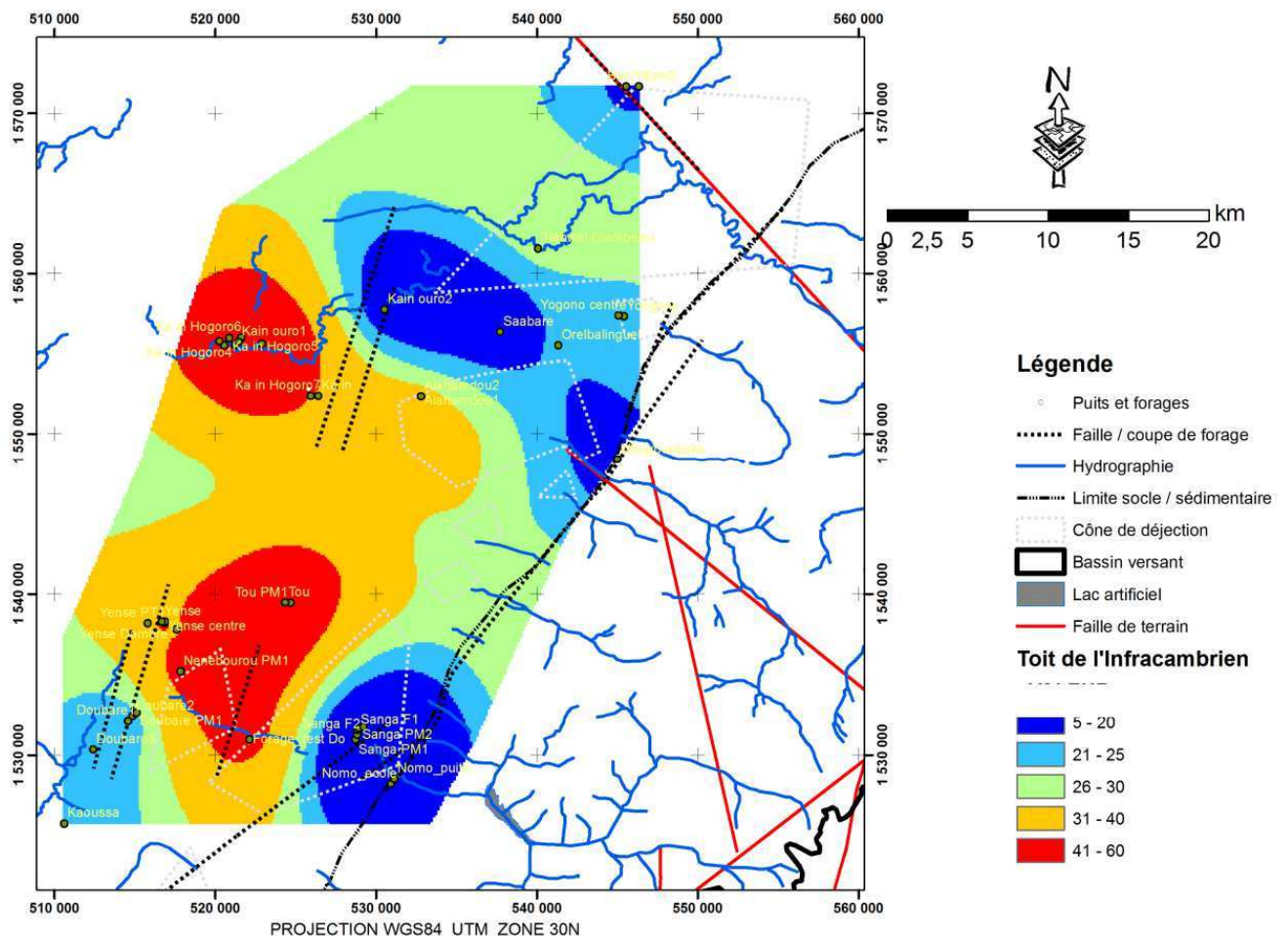


Fig. II. 12 : Carte du toit de l’Infracambrien (profondeur par rapport à la surface du sol) dans le secteur de Sanga – Nomou, à l’Est de la plaine du Gondo

Il en résulte une nouvelle carte géologique nouvelle du secteur de Sanga / Nomou. La carte au 1 : 1 000 000 du Burkina Faso ainsi que la carte de la région de Mopti (Mali) n’apportaient pas des précisions sur les contours du Continental Terminal et la présence en surface de l’Infracambrien, soit une différence d’environ 4 km dans le bassin sédimentaire par rapport à la carte au 1 : 1 000 000.

Souvent, dans certaines zones, les argiles sableuses fines du Continental Terminal reposent directement sur le socle cristallin Paléoprotérozoïque (Fig. II. 11 et 12). Localement, ces formations argilo-sableuses peuvent être recouvertes par les sables éoliens quaternaires et par les dépôts fluviaux (Fig. II. 10).

Les failles subverticales décalent les horizons de plusieurs dizaines de mètres suivant un jeu normal, d’où un effondrement. Localement, il y a des horsts et des grabens qui se forment

(horst de Yensé). La carte du toit des grès et calcaires (Infracambrien) que nous avons établie (Fig. II. 12) permet de se rendre compte de son caractère tourmenté.

Les circulations hydrauliques le long des failles dans les calcaires gréseux à dolomitiques vont induire des dissolutions et une évolution vers la karstification.

Les karsts sont signalés dans le Mondoro au Mali ainsi qu'à Irma (Archambault 1960). Cette localité d'Irma est située à la limite NE du bassin du Sourou, dans la continuité de l'axe central de la dépression piézométrique du Gondo, en dehors du bassin versant du Sourou (Fig. II. 13). En effet, à Irma, en 1957, à la suite de pluies importantes, un grand effondrement sur plus de 80 m de profondeur s'est produit le long d'une faille verticale, suite à la dissolution des calcaires dolomitiques présents dans la région. De même, dans la partie burkinabé de la plaine du Gondo, des karsts ont été identifiés non loin de l'axe de drainage central du Sourou en rive droite comme en rive gauche, dans les forages de Koulérou et de Toéni. Ces karstifications ont été observées à environ 130 m de profondeur (cote 120 -130 m). La présence de karsts se manifeste au cours de la foration par :

- une perte totale de boue ou d'eau de forage,
- une non remontée des cuttings,
- une vitesse d'avancement presque nulle au marteau fond de trou.

Beaucoup d'abandons de forages sont signalés dans la zone du fait des problèmes techniques rencontrés en utilisant les ateliers de forages rotary ou marteau fond de trou qui ne sont pas adaptés pour ce contexte. Il faudrait donc soit des ateliers de forage au battage ou à circulation inverse.

Par contre dans les sites de forages profonds de Doubaré, de Thou et de Nomou (Nord-est du bassin du Sourou) respectivement jusqu'aux cotes de 30, 60, 40 m, il n'a pas été rencontré de karsts.

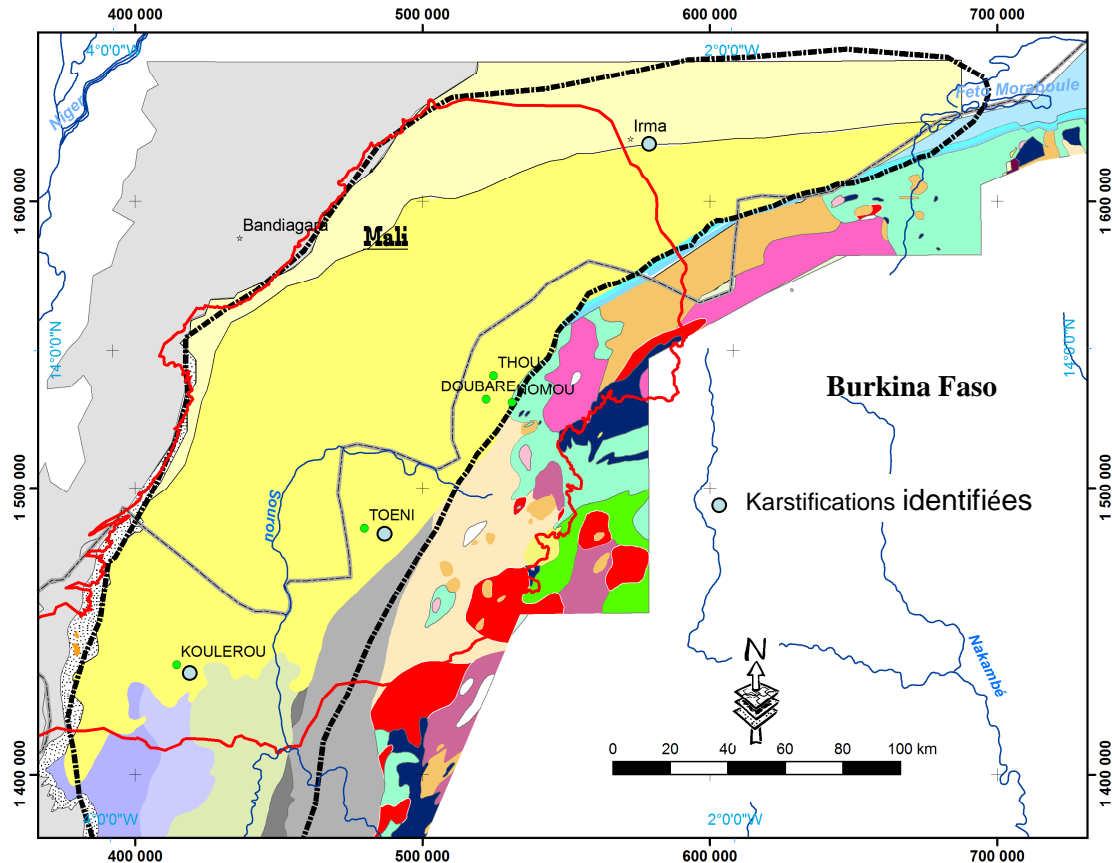


Fig. II. 13 : Situation des forages profonds réalisés (points verts) sur la carte géologique de la zone d'étude (pour la légende de la géologie, se reporter à la fig. I. 8)

2.3.4 Apports de la géophysique dans l'identification des discontinuités géologiques

Du fait de la couverture quasi-générale des terrains par une couche de cuirasse latéritique autochtone ou allochtone et par les altérites, seuls les coupes de forages permettent d'établir une coupe lithologique fiable. Mais les forages ne sont pas disposés partout et le sont à des distances souvent grandes qui baisent les interprétations. On a eu recourt à l'investigation indirecte par des méthodes géophysiques qui permettent de rendre compte des discontinuités du sous-sol où circuleraient les eaux souterraines. Dans les paragraphes qui vont suivre, nous présenterons les résultats des investigations latérales (profils) et des investigations en profondeur (sondages).

Dans un premier temps, une configuration adéquate du dispositif d'investigation latérale à l'aide du MaxMin a été recherchée pour atteindre des résultats intéressants. Ensuite, nous présenterons les résultats des profils géophysiques et par la suite, les résultats des sondages électriques.

2.3.4.1 La configuration adéquate du MaxMin

Dans le secteur de Sanga / Nomo, le test de l'efficacité de la configuration adéquate à même de montrer les discontinuités latérales et les contacts anormaux ont été fait sur le profil 1 (Fig. II. 14). Le profil électrique qui est une technique quantitative de détermination des discontinuités latérales a été utilisé pour caler les mesures des profils électromagnétiques qui sont plus qualitatives. Ainsi en couplant les mesures électromagnétiques MaxMin avec l'électrique (dispositif Schlumberger), on s'aperçoit que la longueur de ligne de 150 m pour une fréquence de 3 520 hertz donne des résultats satisfaisants : les failles du socle apparaissent sous forme courbe en In phase tandis que la composante en quadrature indique plutôt une allure convexe. Un décalage est observé entre le positionnement de la faille entre les composantes In phase et Out phase. Ce constat a été du reste établi dans le socle cristallin Paléoprotérozoïque du Burkina Faso où des décalages de 10 à 20 m s'observent entre le positionnement de m'anomalie par le MaxMin et celui donné par l'électrique (Koussoubé *et al.* 2008 ; Koussoubé *et al.* 2003 ; Koussoubé 1996). Ici, dans la zone de socle cristallin, la méthode électrique utilisée indique exactement le même positionnement des anomalies que la composante en phase. La concordance est ici très bonne comme l'illustre la figure II. 13 aux stations de mesure M7 et M19. Les configurations géométriques des dispositifs de mesure pour la méthode électromagnétique Max Min (fréquence de 3 520 hertz, séparation de 150 m entre les bobines) et de l'électrique (AB = 400 m, MN = 40 m) offrent une même profondeur d'investigation.

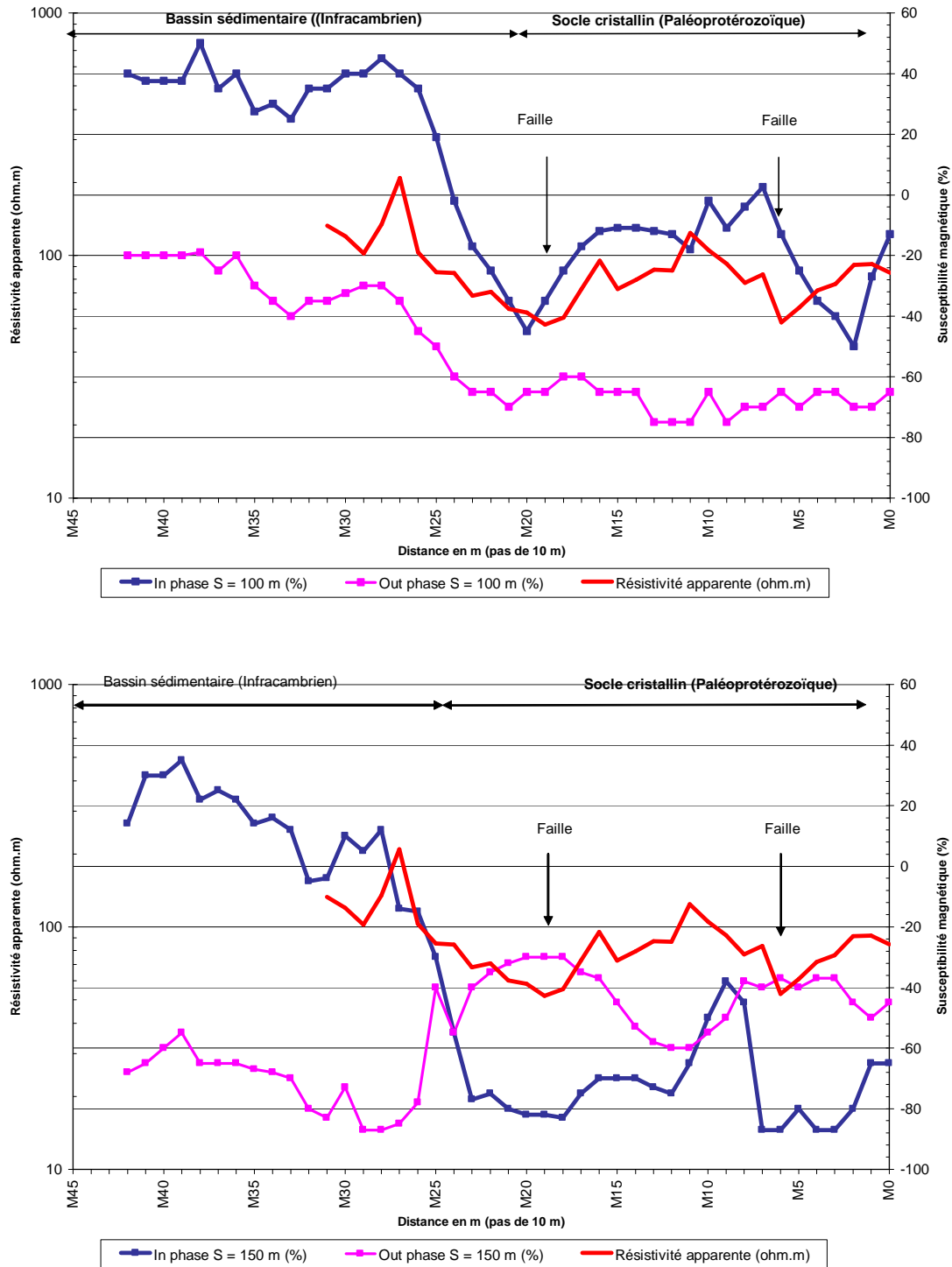


Fig. II. 14 : Profils comparatifs des longueurs de séparation des bobines pour l'identification du contact Socle/Infracambrien (profil géophysique P1 situé sur Fig. II. 1)

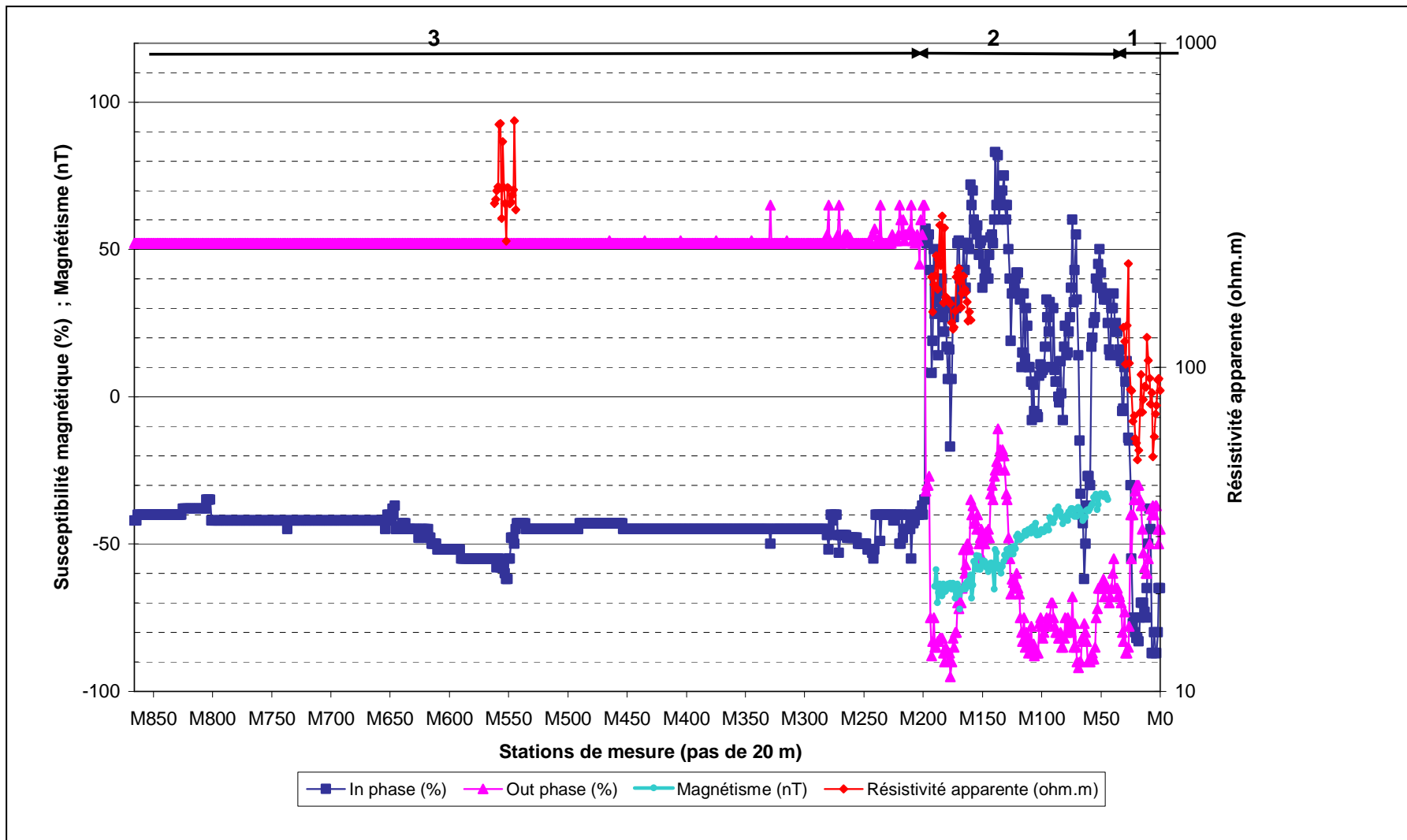
2.3.4.2 Efficacité de l'électromagnétisme et de l'électrique dans la détermination du contact géologique socle / bassin sédimentaire

Plusieurs profils d'investigation latérale allant du socle cristallin vers le bassin sédimentaire, ont été réalisés dans le secteur de Nomou / Sanga (Fig. II. 1, Tab. II. 1). Voici, les allures de courbes selon la méthode géophysique utilisée.

Le profil 1 (Fig. II. 15) présente un couplage entre les méthodes de magnétisme (MAG 2), d'électromagnétique MaxMin et d'électrique (dispositif Schlumberger). Ces dispositifs de mesure permettent d'évaluer l'efficacité de chacune des méthodes géophysiques d'une part et leurs concordances pour les mêmes points de mesure d'autre part.

En magnétisme, le début des mesures d'investigation latérale se situe dans le bassin sédimentaire en contexte de calcaires (Infracambrien), Fig. II. 15. Sa longueur était de 3 km environ dans le même contexte de bande calcaire de bordure du bassin. Ce qui n'a pas permis de bien marquer la transition entre les grandes unités géologiques). L'examen du profil de mesures présente une allure monotone, sans contraste marqué dans l'ensemble sauf au niveau des ouvrages de maçonnerie (pont par exemple). En éliminant ces anomalies artificielles, on s'aperçoit de la baisse graduelle de l'induction magnétique passant de -34 à -65 %, au fur et à mesure que l'on va vers l'intérieur du bassin sédimentaire. Cette variation latérale de l'induction magnétique montre de ce fait que les formations de calcaires (Infracambrien) s'approfondissent progressivement de la bordure du bassin vers l'intérieur du bassin. Nous verrons plus loin dans ce chapitre, que cette configuration de la bordure du bassin sédimentaire dans cette zone est confirmée par les coupes géologiques sériées à partir des logs de forages hydrauliques.

Le MaxMin et l'électrique permettent de discriminer le socle cristallin du bassin sédimentaire. La susceptibilité magnétique (MaxMin) indique très bien ce même passage latéral du socle (Out phase de -80 % en moyenne) à l'Infracambrien (Out phase de +20 % en moyenne) et au Continental Terminal (Out phase de -40 % en moyenne), Fig. II. 15, Fig. II. 16. Les deux composantes en phase et en quadrature marquent distinctement le passage du socle au bassin sédimentaire à travers leur allure singulière, pour la configuration retenue ($S = 150$ m, fréquence de 3520 Hz) : lorsque la susceptibilité magnétique de la composante en phase baisse, celle de la composante en quadrature augmente ou devient stable (palier) avant d'augmenter. C'est cette zone d'inflexion qui correspondrait à la transition d'une formation géologique à une autre. Sur le profil 1 (Fig. II. 16), ces passages latéraux sont signalés en M25.



lées dans les deux ensembles géologiques. Profil 1

Fig. II. 15 : Variation des paramètres géophysiques entre le socle et le bassin ainsi que les anomalies géophysiques signa

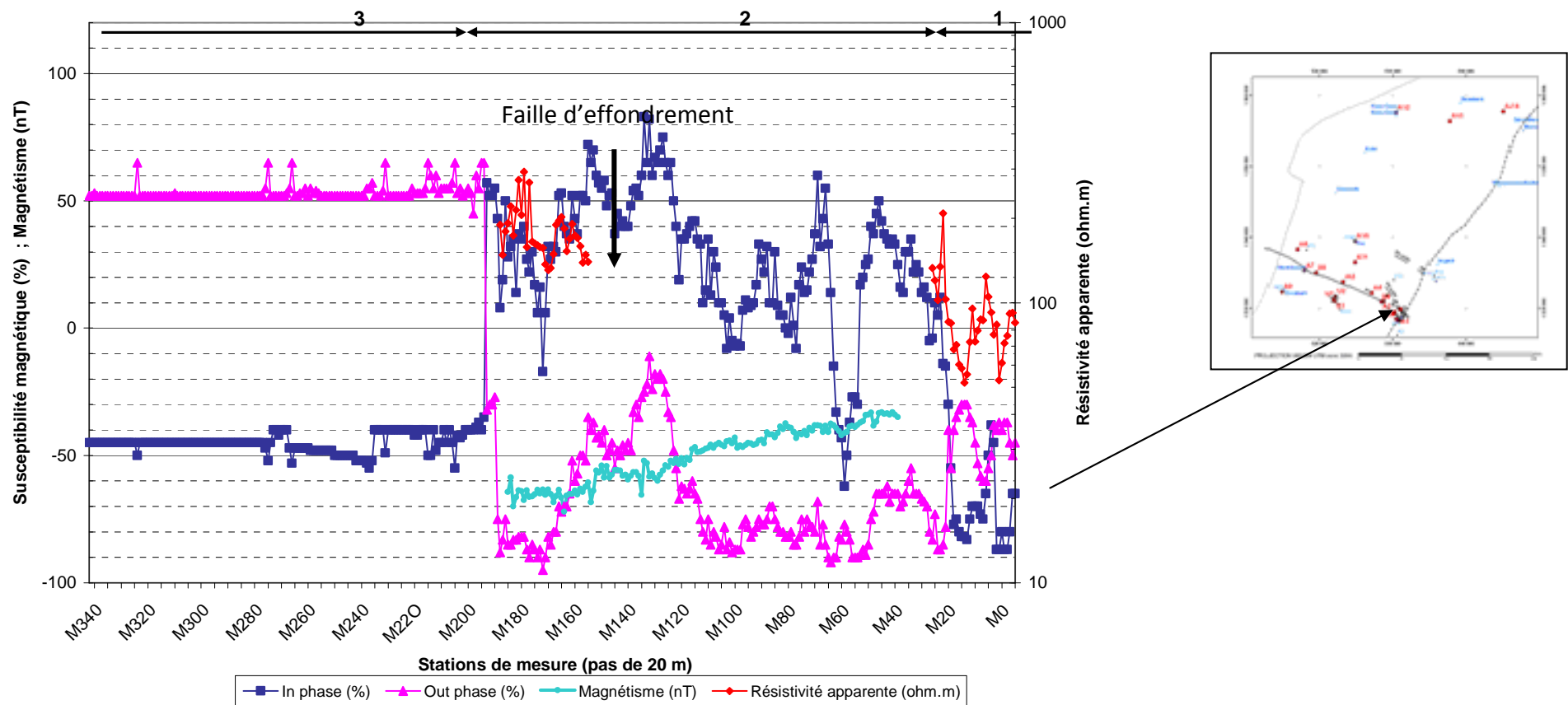


Fig. II. 16 : Variation des paramètres géophysiques entre le socle et le bassin ainsi que les anomalies géophysiques signalées dans les deux domaines géologiques (début du profil géophysique P1).

1: socle cristallin (Paléoprotérozoïque); 2: Ensemble calcaire (Infracambrien); 3: grès argileux très fin (Continental Terminal)

Dans le socle, sur le profil 1 (Fig. II. 15, Fig. II. 16), une large zone faillée de 300 m dont l'anomalie conductrice (M11) a une forme en « W », marque le contact géologique. Dans le socle cristallin, l'allure en cloche (convexe) de la composante en quadrature des anomalies MaxMin suggère la fracturation intense du socle cristallin au contact avec le bassin sédimentaire. La composante en phase par contre, présente des anomalies en forme de « V » à fond large (M6, M20).

En électrique, les trois ensembles lithologiques sont également bien discriminées. Ainsi le socle andésitique (Paléoprotérozoïque) présente des résistivités apparentes moyennes de 80 ohm.m, contre 150 ohm.m pour la bande de calcaires (Infracambrien) et 350 ohm.m pour le Continental Terminal (Tertiaire). On note une différence de quelques dizaines de mètres (20 à 30 m) entre la position de l'anomalie conductrice selon les méthodes géophysiques. Ainsi, sur la figure II. 16, l'anomalie conductrice est à M175 pour l'électrique alors que l'électromagnétisme la signale en M177. Le magnétisme signale la même anomalie par une large plage de M170 à M187. De même, à M67 le magnétisme signale une anomalie alors que c'est en M65 qu'elle est signalée en MaxMin (Out phase).

2.3.4.3 Identification de failles dans le socle et dans le bassin sédimentaire

Comme nous l'avons vu plus haut (profil 1, Fig. II. 15 et II. 16), les profils d'investigation latérale réalisés indiquent des discontinuités latérales importantes. Ces discontinuités latérales se rencontrent aussi bien dans le socle que dans les formations de couverture.

La méthode magnétique a bien identifié la faille d'effondrement par des basses valeurs d'induction (-65%) sur une largeur de 300 m environ avant d'amorcer une légère remontée des inductions. Malheureusement, la courte longueur du profil magnétique (3 km environ) n'a pas permis d'estimer, comme en électromagnétisme toute la largeur de la zone de faille d'effondrement.

La configuration choisie en MaxMin permet de se rendre compte que les anomalies se marquent par une forme en « V » à fond de plus en plus profond selon l'importance de l'anomalie et selon la lithologie.

Dans le socle, nous venons de voir dans le sous-paragraphe précédent que des couloirs faillés marquent le contact socle / bassin sédimentaire.

Dans le bassin sédimentaire, l'intensité de la facturation n'est pas la même dans la bande de calcaires (Infracambrien) par rapport à la couverture fluvio-lacustre tertiaire (Continental Terminal). L'électrique indique une faille de plus de 300 m de large en M60 (dont le centre a fait l'objet d'une investigation en profondeur par le sondage électrique A 16) dans la bande de

calcaires Infracambriens. En MaxMin, le centre de cette anomalie conductrice est marqué par une brusque remontée de la composante en quadrature (M60).

Dans les dépôts détritiques fluvio-lacustres du Continental Terminal, les profils électromagnétiques MaxMin n'ont pas signalé beaucoup de contrastes marqués, comme dans la bande de dépôts de calcaire gréseux de l'Infracambrien. Localement, quelques anomalies conductrices signalées par la composante en phase (In phase) aux stations de mesure M240, M552 et M802.

Les nombreuses investigations latérales utilisant plusieurs méthodes géophysiques en couplage sur le profil 1 ont été contrôlées par les coupes des forages hydrauliques disponibles le long du profil. La corrélation avec la coupe géologique interprétative, à partir des logs de forages hydrauliques, indique une bonne concordance de ces anomalies avec des failles normales affectant les calcaires gréseux (Infracambrien), Fig. II. 17.

PROFILS TRANSVERSAUX ET COUPE GEOLOGIQUE DE SYNTHESE

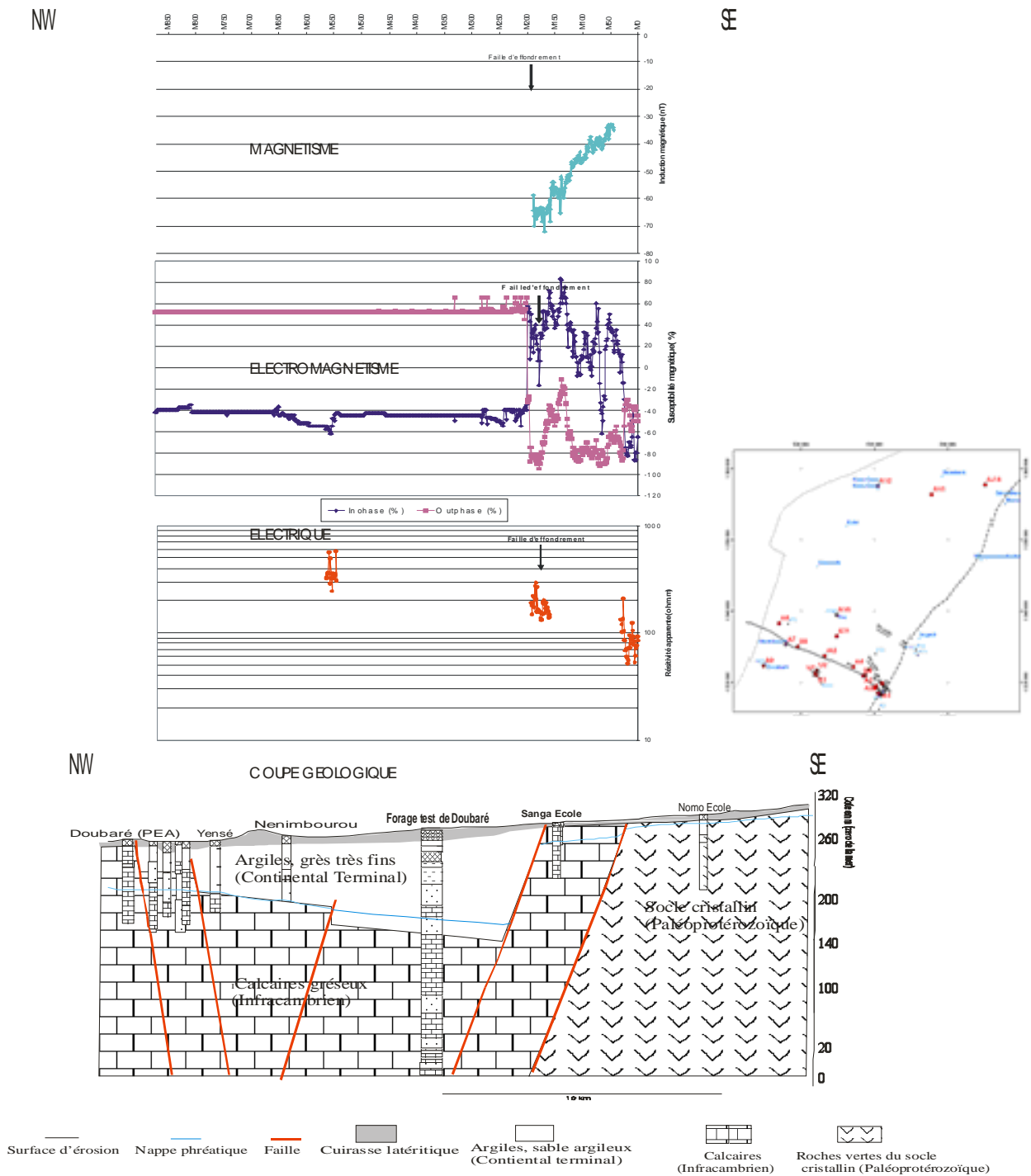


Fig. II. 17 : Profils géophysiques magnétique, électromagnétique et électrique P1 dans le socle et le bassin sédimentaire. Coupe géologique interprétative correspondante

Les failles sont également bien signalées par d'autres profils d'investigation latérale. Ainsi, les profils 8 à 15 (Fig. II. 18, Fig. II. 19) sont réalisés en allant du socle cristallin Paléoprotérozoïque au SE vers le bassin sédimentaire au NW. Tous ces profils électromagnétiques montrent comme le profil 1 (Fig. II. 15 et II. 16), des anomalies

conductrices bien marquées aussi bien dans le socle cristallin et dans la couverture. Mais, les paramètres physiques mesurés n'expriment pas de la même manière les anomalies conductrices majeures que sont les failles.

La composante en quadrature ne signale pas entre le socle et sa couverture un contraste très prononcé. Elle marque plutôt les grandes anomalies géophysiques comme les filons (formes convexes) dont les épontes sont marqués par des failles (formes en V).

La composante en phase marque aussi bien ces failles par des formes en V à fond large (atteignant 250 m sur les profils 7, 8 et 15 de la Fig. II. 18 et II. 19).

Les deux composantes du MaxMin signalent l'anomalie de façon concordante, avec les centres des anomalies conductrices situés au même point de mesure, contrairement à la zone de socle où on constate un décalage marqué entre les deux composantes (In phase et Out phase). Une importante anomalie conductrice est signalée à P7M49 et a fait l'objet du sondage électrique U6 ainsi qu'au profil 15 (sondage électrique U5), Fig. II. 19.

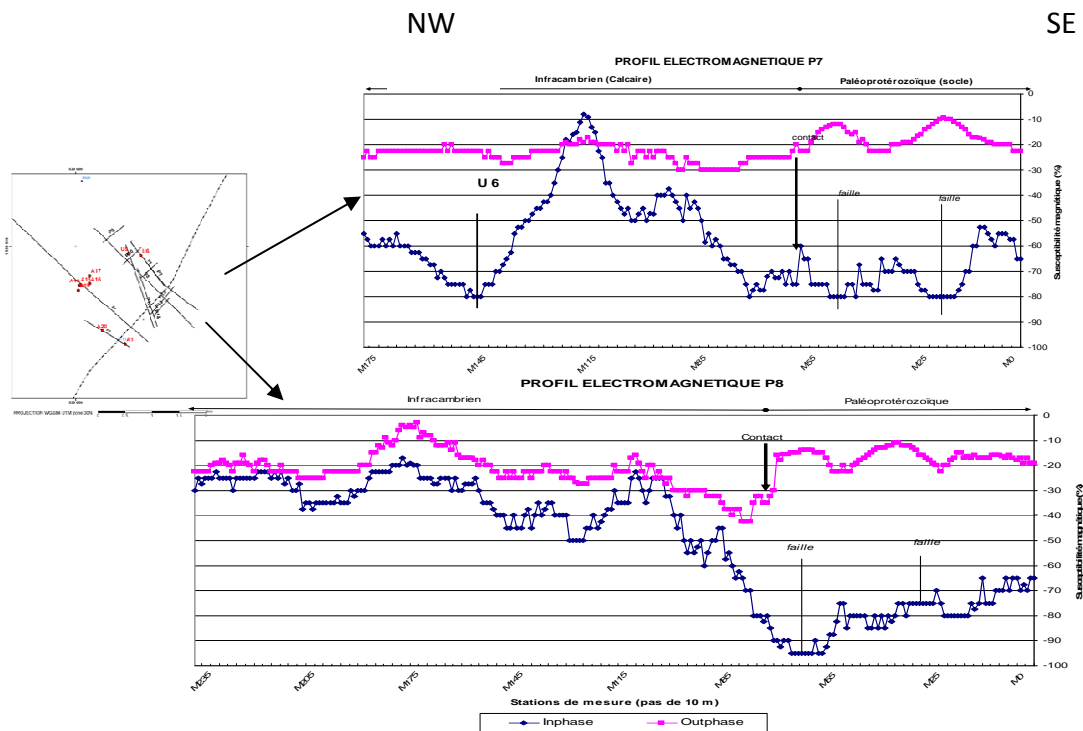


Fig. II. 18 : Variation de la susceptibilité magnétique entre la zone de socle et sa couverture (P7 et P8)

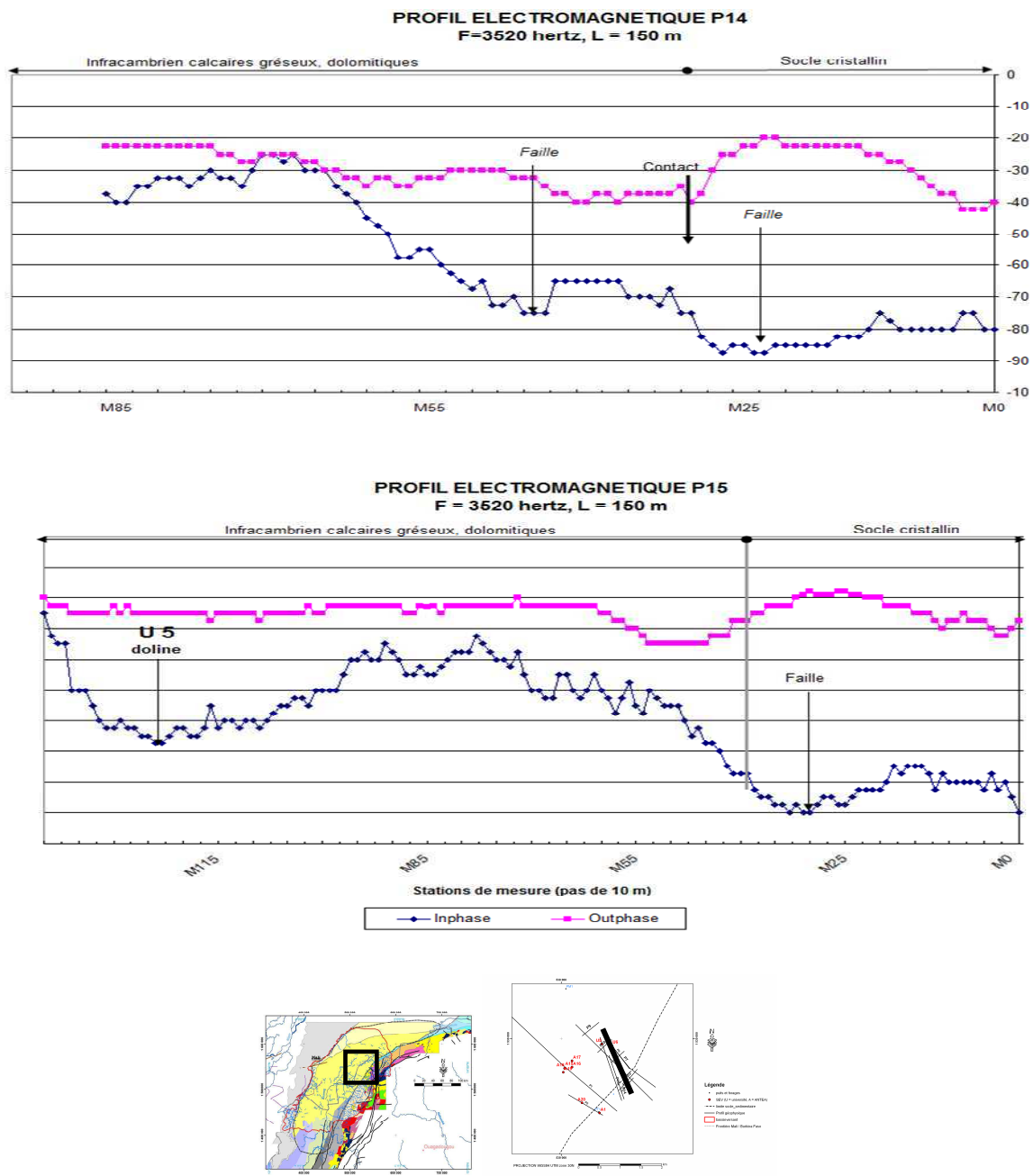


Fig. II. 19 : Variation de la susceptibilité magnétique entre la zone de socle et sa couverture (P14 et P15)

L'efficacité des différentes méthodes géophysiques n'est pas la même dans l'indication des passages latéraux et de la fracturation. Ainsi, le magnétisme signale bien la faille d'effondrement majeur mieux que les autres failles de moindre importance du bassin sédimentaire (Fig. II. 16 et II. 17). Cette méthode géophysique présente aussi l'avantage d'indiquer une pente régulière du substratum au fur et à mesure que l'on va de la bordure, vers l'intérieur du bassin. De plus, le déploiement du profil de magnétisme sur le terrain, n'a

pas été réalisé au bon endroit, car, comme on ignorait que l'on ne se situait pas sur le socle, on n'a pas pu tester son efficacité dans l'identification du passage socle / bassin sédimentaire. La figure ci-dessous (Fig. II. 21) fait la synthèse des principales failles identifiées par les profils géophysiques du secteur de Sanga – Nomou. Ces failles de directions variées sont aussi bien du côté du socle (Paléoprotérozoïque) que dans les dépôts de couverture (Infracambrien). Certaines failles affectent à la fois le bassin et le socle.

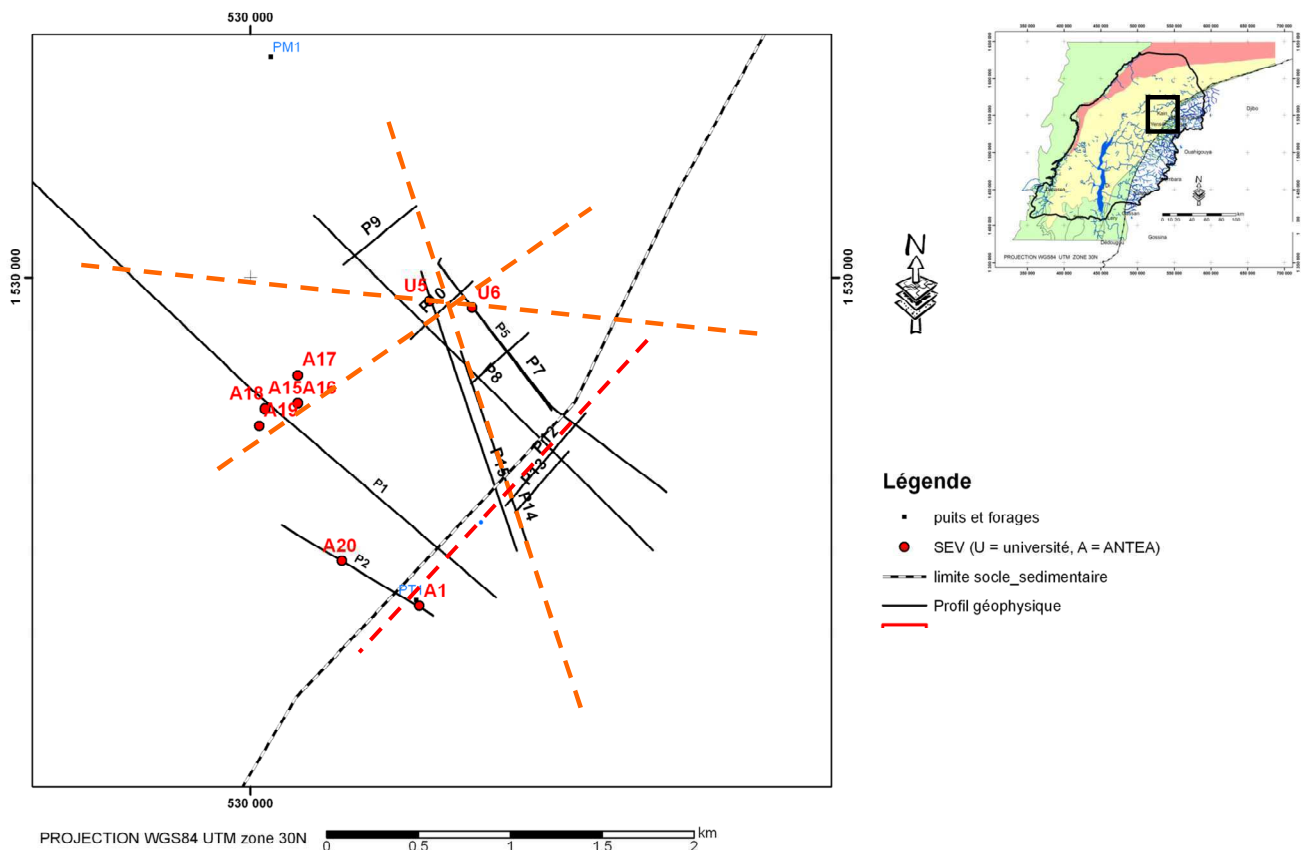


Fig. II. 20 : Mise en évidence de failles (tirets rouges) par les profils géophysiques dans le secteur de Sanga - Nomou

En plus des investigations géophysiques réalisées à l'Est de la plaine du Gondo, en rive gauche du Sourou, un profil (P16) a été réalisé en rive droite du Sourou (Fig. II. 21). Le profil électromagnétique MaxMin P16 suit un transect de mesures allant du SE vers le NW. Le profil montre une allure irrégulière. On y distingue deux zones :

- une première zone à contraste peu marqué montrant un palier à - 5 % en moyenne ;

- une seconde zone plus contrastée, montrant une large anomalie conductrice (montrée aussi bien par la composante In phase que la composante Out phase) de près de 350 m de largeur centrée en M90, avec une susceptibilité magnétique de - 25 % (Fig. II. 21).

Les anomalies conductrices sont concordantes pour les deux phases du MaxMin (In phase et Out phase) comme on l'a observé dans la bande de calcaires gréseux dans le secteur de Sanga / Nomo. On se situe donc dans le même contexte géologique comme l'a confirmé le forage-test à Koulérou profond de 130 m. Ce forage a rencontré à partir de 73 m de profondeur, un réseau de cavités karstiques. Dans ces conditions, la technique de foration classique à la boue qui a été utilisé, n'a pas permis de poursuivre la foration. Les sondages électriques réalisés (U7 et U8), confirment par leur allure, une lithologie particulièrement fissurée en profondeur. Nous y reviendrons dans le paragraphe sur la typologie des sondages électriques.

NW

SE

KOULEROU : PROFIL ELECTROMAGNETIQUE P16
F = 3520 hertz, L = 150 m

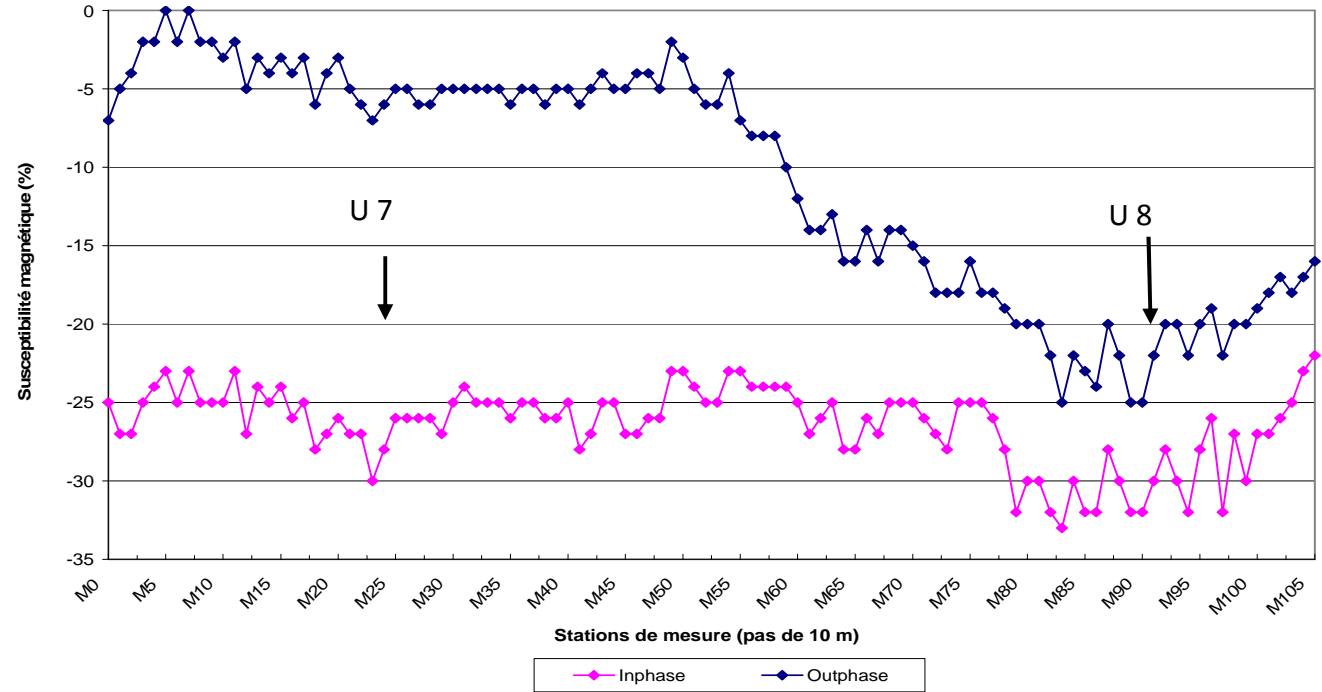
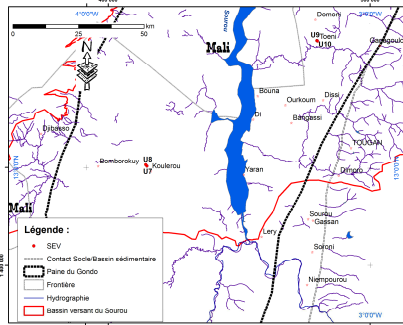


Fig. II. 21 : Variation de la susceptibilité magnétique à Koulérou en rive droite du Sourou (profil P16)

2.3.4.5 Les sondages électriques : classification et identification de zones

lithologiquement distinctes

La grande longueur de ligne utilisée pour l'injection du courant ($AB = 2\ 000\ m$) permet une investigation sur une profondeur verticale de près de 300 m. La variabilité et les discontinuités lithologiques illustrées par les profils géophysiques est doublée d'une variation irrégulière en profondeur. Cela veut dire que l'on a des structures en trois dimensions observables sur les courbes de sondages électriques. Les allures des sondages électriques sont très variables témoignant de la diversité de la succession des terrains en profondeur. Les déblais de forages hydrauliques permettent de confirmer le lien entre la lithologie et la géophysique, ce qui permet leur classification. Trois groupes principaux de sondages électriques et leurs variantes peuvent être distingués (Tab. II. 5).

Classes de sondages électriques

Il existe trois grands groupes selon les trois faciès lithologiques distingués (socle, Infracambrien, Continental Terminal) et différents types de sondages électriques (Tab. II. 5) :

- le groupe 1 sur un substratum de socle cristallin (roches vertes) Paléoproterozoïque ;
- le groupe 2 dans la zone de bordure des calcaires (Infracambrien) et le
- le groupe 3 sur les argiles et grès très fins du Continental Terminal.

Le tableau II. 5 présente la liste des sondages électriques selon le groupe correspondant. Les courbes de sondages électriques sont également présentés (Fig. II. 22 à II. 24).

Tab. II. 5 : Classification des sondages électriques selon le contexte géologique

Contexte géologique	Socle cristallin (Paléoprotérozoïque)	Calcaires gréseux (Infracambrien)	Argiles et sables du Continental Terminal (reposant sur l’Infracambrien)
Groupe 1	A1		
Groupe 2		A2, A3, A4, A11, A12, A13 , A14, A15, A16, A17, A18, A19, A20, U4, U5, U6, U8, U9	
Groupe 3			A4, A5, A6, A7, A8, A9, A10, U7
Nombre de sondages électriques	1	17	9

Les coupes lithologiques interprétatives correspondant à chaque groupe de sondage peuvent se résumer comme suit :

Le groupe 1 sur socle cristallin est représenté par deux sondages électriques, SE 1 et SE 20 (Tab. II. 5, Fig. II. 22). Ces sondages montrent un terrain superficiel résistant et épais au-dessus d’un terrain conducteur argileux. Ensuite vient un terrain comprenant des arènes grenues et une frange fissurée du socle d’épaisseur d’autant plus importante que la branche montante a une pente faible. Malgré le nombre peu élevé des sondages de ce type, cette description est réaliste. En effet, les nombreuses campagnes de géophysique en hydraulique villageoise à travers le Burkina Faso montrent de telle allure ; de plus, la nature cristalline (roches vertes) du socle est attestée par le log du forage de l’école de Nomo qui a fait l’objet d’un sondage électrique de vérification (A1). Sa succession lithologique en relation avec la forme de la courbe est la suivante :

- la cuirasse latéritique épaisse de 8 m à 10 m avec une résistivité de 300 ohm.m à 800 ohm.m,
- les argiles latéritiques humides de 6 ohm.m de résistivité et une épaisseur de 22 m,
- la frange fissurée associée à des arènes grenues de 25 m d’épaisseur et 80 ohm.m de résistivité,
- le socle sain présente une résistivité de 1 600 ohm.m.

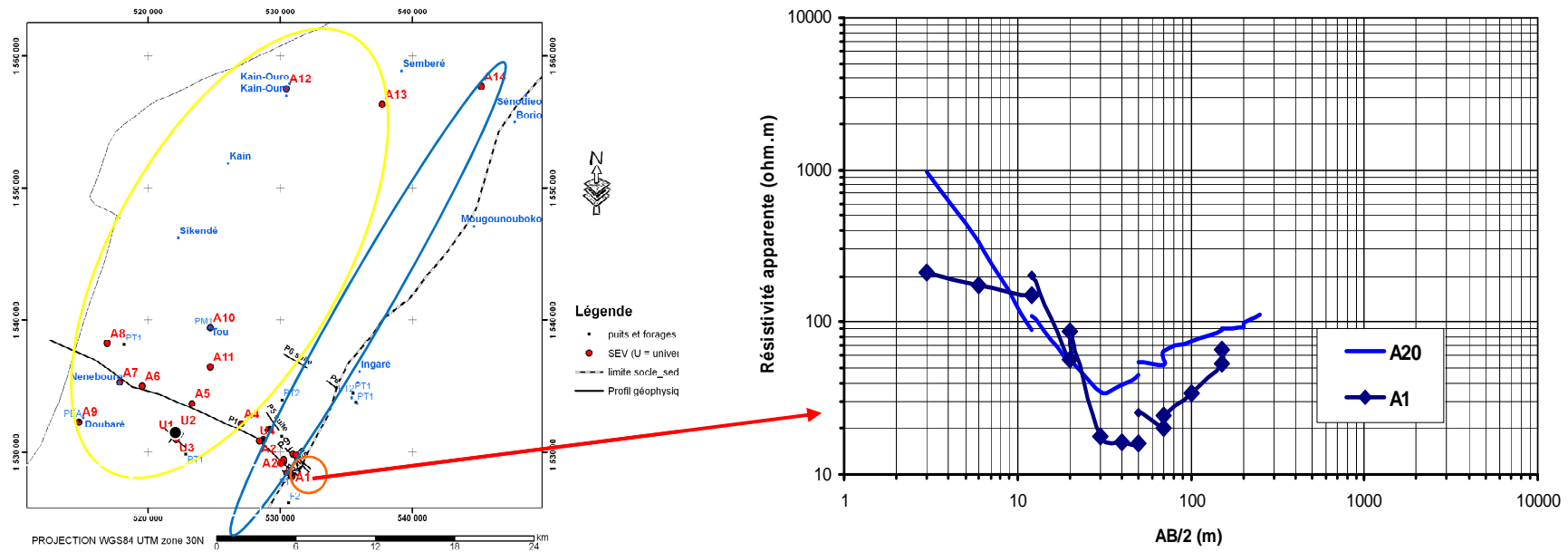


Fig. II. 22 : Classification des courbes de sondages électriques dans le socle (A1) et dans les calcaires (A20)

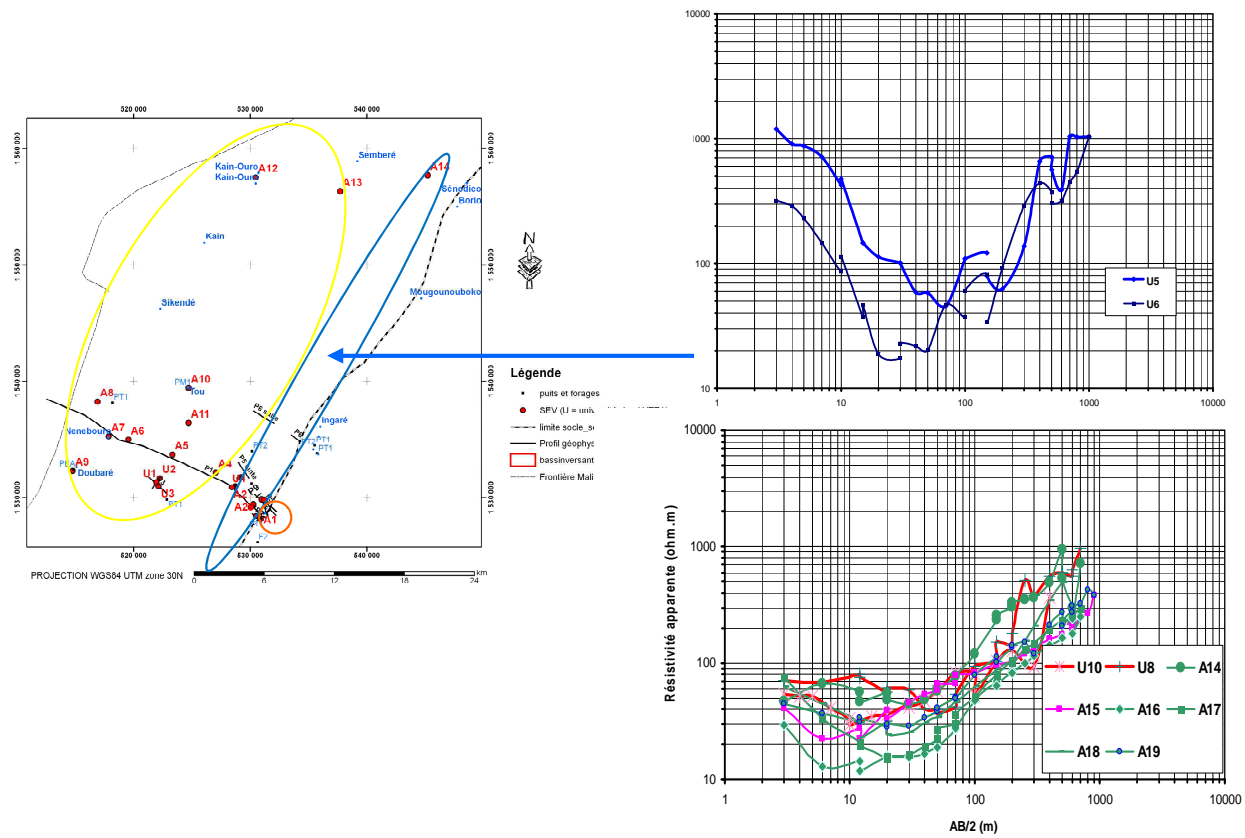


Fig. II. 23 : Classification des courbes de sondages électriques dans la bande des calcaires (Infracambrien)

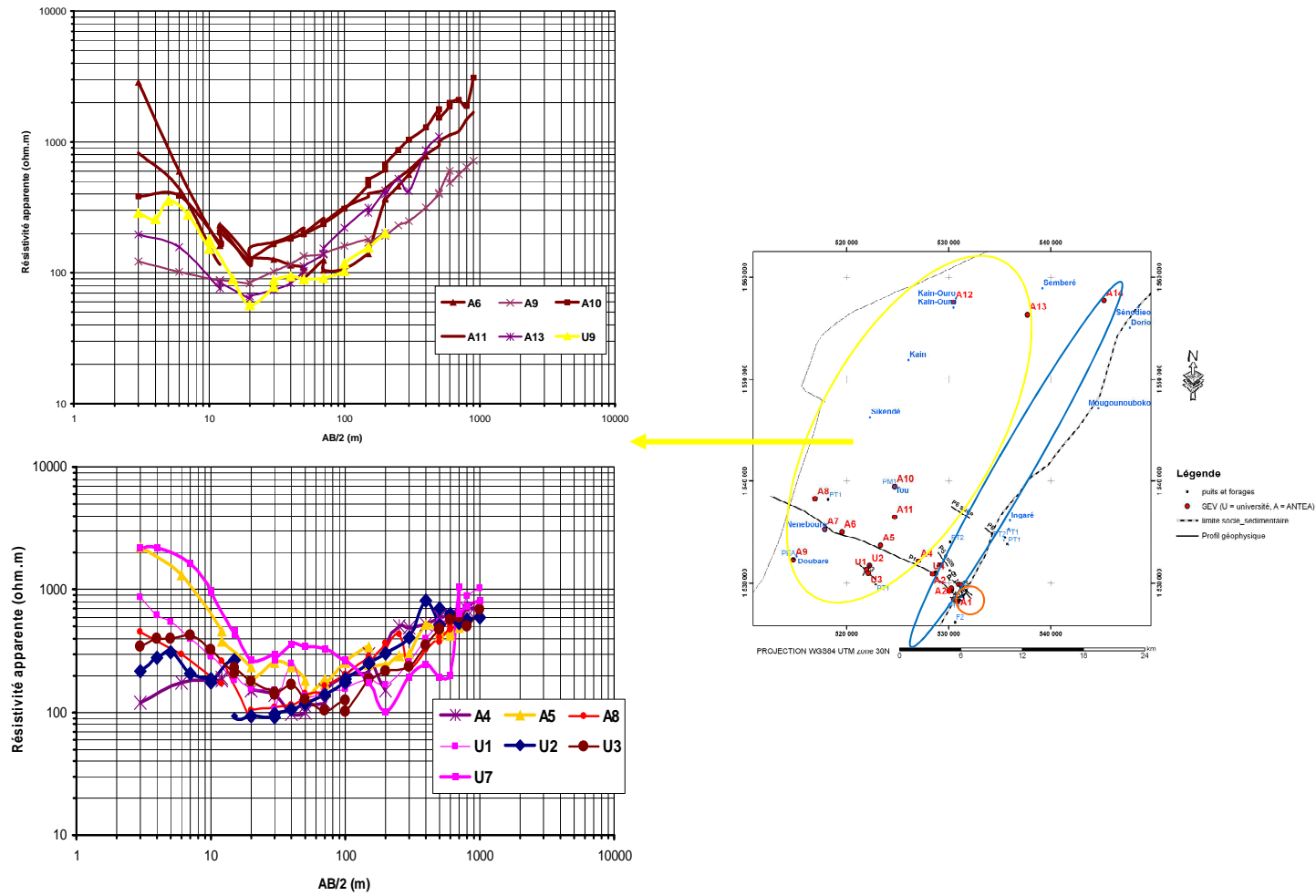


Fig. II. 24 : Classification des courbes de sondages électriques dans le Continental Terminal

Les courbes de sondages électriques du groupe 2 (Fig. II. 23) montrent après interprétation, les horizons suivants :

- une cuirasse latéritique moins épaisse (3 m) que dans le socle avec une résistivité plus forte (1 500 ohm.m).
- une couche d'altération superficielle de 10 ohm.m environ et 7 m d'épaisseur au dessus du socle de calcaires gréseux. Dans les zones où les argiles sableuses fines du Continental Terminal reposent sur les calcaires, la cuirasse est plus épaisse et les argiles sont plus résistantes (30 ohm.m) et plus épaisses (30 m). Cette succession lithologique est rencontrée aux sondages U5, U9. Dans ces conditions, cette variante peut se rattacher aux courbes de sondages électriques de type 3.
- les calcaires gréseux de l'Infracambrien.

Les sondages électriques du groupe 2 sont situés en bordure de bassin sédimentaire, dans la bande de calcaires gréseux de l'Infracambrien. La succession lithologique comprend un terrain superficiel peu cuirassé, donc peu résistant au dessus d'altération sableuses et argileuses. Puis vient le substratum fissuré de calcaires gréseux (Infracambrien) au dessus des calcaires gréseux moins fissuré.

Les sondages A2, A3, A4, A11, A12, A13, A14, A15, A16, A17, A18, A19, A20, U4, U5, U6, U8 appartiennent à ce groupe 2 (Tab. II. 5).

Le groupe 3 de sondages électriques réalisés sur le Continental Terminal reposant sur un substratum Infracambrien (Fig. II. 24), montre la succession lithologique ci-après :

- une cuirasse latéritique très épaisse par rapport à la variante de sondages électriques de type 2. La résistivité est de l'ordre de 2 000 ohm.m pour une épaisseur de 10 m.
- les argiles sableuses du Continental Terminal présentent une résistivité de 100 à 90 ohm.m et une épaisseur varie entre 40 et 60 m. Localement, selon les sites, des intercalations résistantes existent.

On distingue en effet, quatre sous-groupes selon la succession lithologique :

. le sous-groupe 3.1 - Les argiles sont plus résistantes (80 ohm.m) et plus épaisses (50 m) ce qui se remarque par la position hautes de la courbe au-delà de 100 ohm.m. Le socle représenté par le substratum calcaire gréseux est peu fissuré et la courbe remonte à 45 degrés sans flexures.

. le sous-groupe 3.2 - Cette forme de courbe de sondages électriques se remarque par la résistivité électrique importante de la cuirasse latéritique superficielle (2 000 ohm.m) mais

dont l'épaisseur est faible (5 m). Les argiles latéritiques allochtones et les argiles sableuses fines constituent l'horizon sus-jacent. La spécificité dans ces cas est la couche de calcaires gréseux de l'Infracambrien qui est fortement tourmentée.

. le sous-groupe 3.3 - On a le même type que le type 2.1, mais, le substratum des argiles représenté par les calcaires gréseux de l'Infracambrien est fracturé.

. Le sous-groupe 3.4 : Ce sous-groupe ne présente pas de cuirasse latéritique superficielle épaisse. Sa résistivité ne diffère pas de celle des argiles sableuses ou argiles latéritiques. Mais globalement, les sondages électriques de ce type, présentent des terrains superficiels ayant des résistivités nettement plus basses que dans les autres types. Le substratum Infracambrien est assez fissuré et la courbe n'est pas continue du fait de la présence de structures de type 3 D ou 2 D.

La figure II. 25 donne la représentation spatiale des sondages électriques du secteur de Sanga - Nomou. On y note un bon regroupement des trois groupes principaux de sondages électriques. Cette répartition géographique est en concordance avec les investigations latérales en géophysique et les logs de forages hydrauliques qui distinguent, dans le secteur de Sanga / Nomou, d'Est en Ouest, le socle cristallin (Paléoprotérozoïque), la bande de calcaires oolitiques (Infracambrien) et les argiles et grés très fins (Continental Terminal).

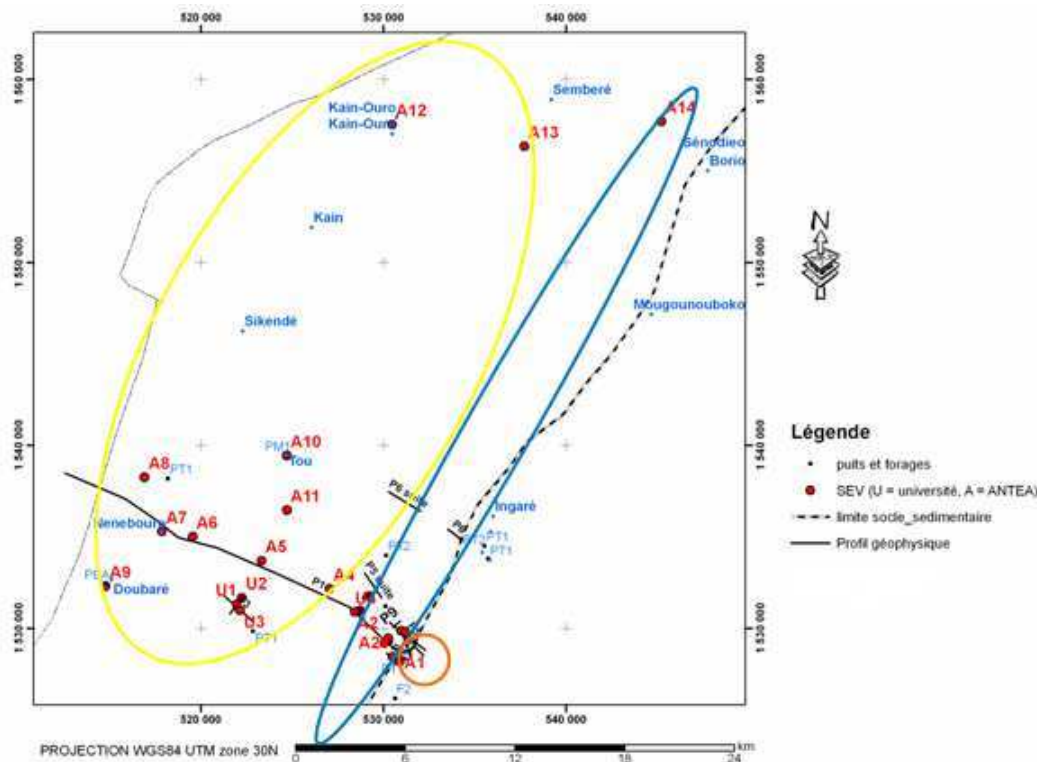


Fig. II. 25 : Situation des classes de courbes de sondages électriques dans le secteur de Sanga / Nomou : groupe 1 : en rouge ; groupe 2 en bleu ; groupe 3 en jaune

Une carte de résistivités apparentes pourrait être établie à partir des profils électriques. Mais à défaut d'avoir ces profils, la trentaine de sondages électriques du secteur de Sanga - Nomou ont été utilisée. On choisit des longueurs de ligne représentatives ($AB/2 = 12$ ou 15 m, $AB/2 = 50$ m, $AB/2 = 200$ m) et on tient compte des résistivités apparentes correspondantes. Une carte approximative de la distribution des résistivités apparentes peut être obtenue (Fig. II. 26). Ces cartes d'isorésistivités apparentes correspondent à différentes profondeur d'investigation et traduisent une image de la variation au fur et à mesure que l'on va en profondeur.

Pour la longueur de ligne $AB/2$ de 12 ou 15 m, la carte de résistivités apparentes donne la répartition des couvertures superficielles (cuirasse latéritique en A9 et A8 à Doubaré et Yensé, sable et argiles hydro-éoliens en A12, A13, A14 vers Kain et Yogono).

La carte de résistivités apparentes avec $AB/2$ de 50 m montre toujours dans la localité de Doubaré à Yensé (A9, A8) du fait de l'épaisse couche latéritique (>500 ohm.m). Vers Sanga, les faibles résistivités apparentes de pour 100 ohm.m correspondraient à la bande de calcaires (Infracambrien). Cette bande calcaire de 100 ohm.m semble se dessiner sur la carte de résistivités apparentes pour $AB/2$ de 200 m (Fig. II. 26). La faible répartition des sondages électriques dans le socle n'a pas permis de bien marquer le passage socle / bassin sédimentaire. De même la carte d'isorésistivités apparentes ne montre pas distinctement, les limites entre la bande des calcaires de bordure de bassin (Infracambrien) et le Continental Terminal.

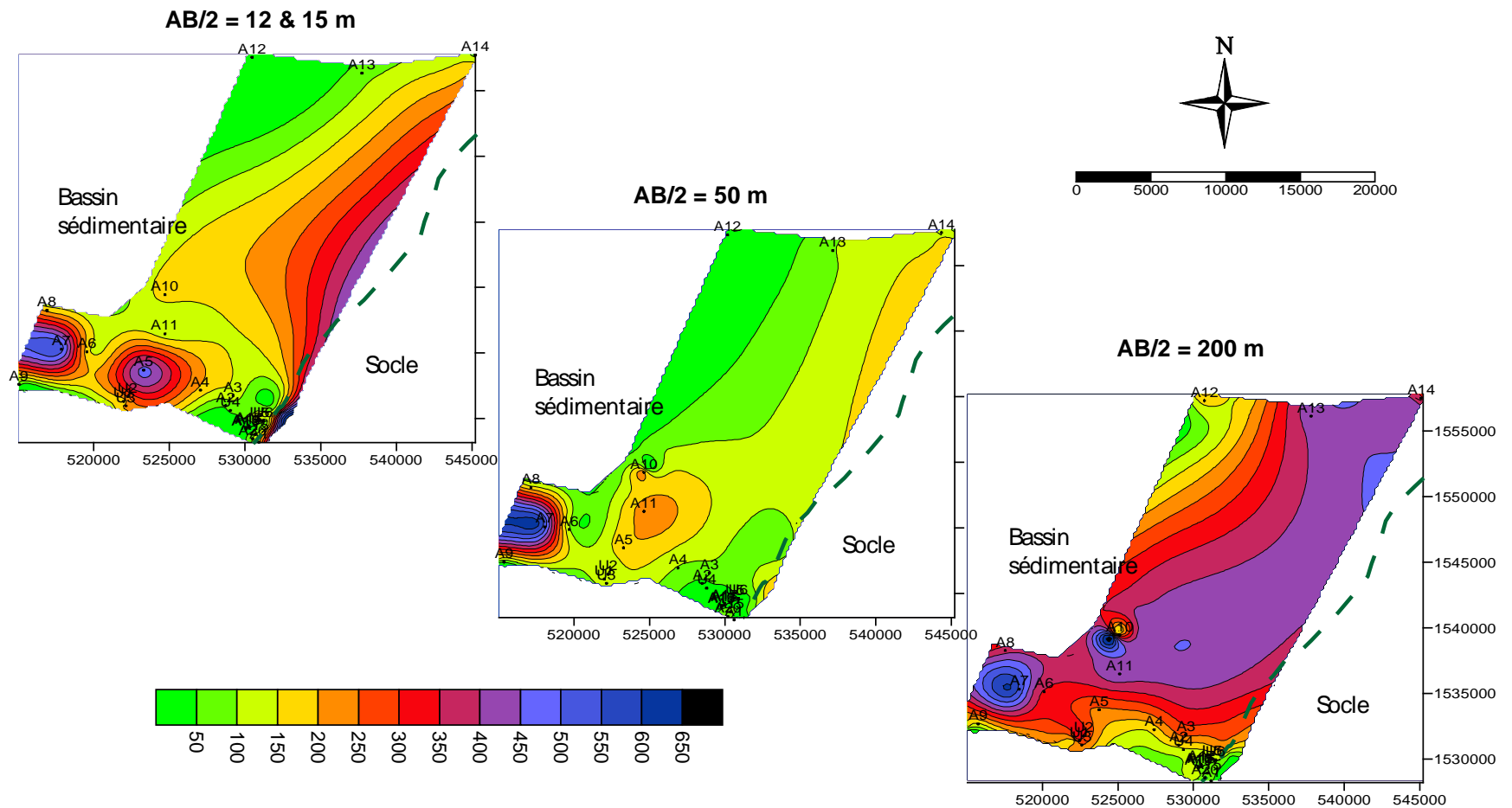


Fig. II. 26 : Cartes d'isoresistivités apparentes du secteur de Sanga - Nomou établies à l'aide des sondages électriques pour différentes valeurs de $AB/2$.

La ligne en tiretés longs représente le contact socle / bassin sédimentaire

Conclusion

Les profils géophysiques réalisés dans le secteur de Sanga - Nomo, en allant du socle vers l'intérieur du bassin sédimentaire, montrent des discontinuités marquées dans le socle d'une part et dans l'Infracambrien d'autre part et des discontinuités importantes affectant le socle et sa couverture (Fig. II. 20). L'intensité de la fracturation ne semble pas être la même pour tous les faciès géologiques (socle, Infracambrien, Continental Terminal). Le Continental Terminal constitué de matériaux détritiques du Mio-Pliocène recouvrant les calcaires (Infracambrien), semble avoir moins enregistré les failles (panafricain 2). Les coupes géologiques obtenues par les corrélations de forages hydrauliques (Fig. II. 9 à 11) ne montrent pas des failles qui recoupent les dépôts détritiques du Continental terminal. Les failles affectent le socle (Paléoprotérozoïque), la bande de calcaires de bordure ainsi que les calcaires sous-jacents recouverts par les dépôts détritiques du Continental Terminal. Mais, les allures des courbes géophysiques et l'efficacité des méthodes déployées n'est pas la même dans chaque cas. L'électrique qui est une méthode quantitative d'étude des discontinuités du sous-sol a servi de comparaison avec les autres profils géophysiques (magnétisme, électromagnétisme MaxMin). Le magnétisme déployé uniquement dans le bassin sédimentaire n'a pas permis l'identification du passage latéral socle / bassin sédimentaire ; en revanche, il a mieux marqué la faille d'effondrement de Sanga que les autres failles. L'électromagnétisme MaxMin a permis la mise en évidence nette des passages latéraux comme le confirment les coupes de logs de forages hydrauliques. La fracturation intense du socle cristallin et de la bande de calcaires gréseux (Infracambrien) en bordure du bassin, dans le secteur de Sanga - Nomou est bien illustrée par les profils MaxMin.

La classification des sondages électriques réalisés permet de distinguer trois (3) groupes principaux dans le socle cristallin (Paléoprotérozoïque), dans la couverture sédimentaire de calcaires gréseux (Infracambrien) et des dépôts argilo-sableux Mio-Pliocène (Continental Terminal) recouvrant l'Infracambrien et le Paléoprotérozoïque. La répartition spatiale de ces groupes de sondages électriques est conforme avec les investigations latérales géophysiques et la lithologie et les failles illustrées par les logs de forages et les corrélations qui en sont déduites (coupes géologiques sériées).

Au terme de cette étude des aquifères de la plaine du Gondo, on peut tirer les conclusions suivantes. Les aquifères dans la plaine du Gondo sont de lithologie très variée. On peut, délimiter la bande de calcaires qui affleurent (Infracambrien) dont la largeur atteint 4 km (Fig. II. 27), en contact direct avec la surface sans un recouvrement par les dépôts détritiques grésos-

argileux très fins du Continental Terminal. Dans le bassin sédimentaire du secteur de Sanga – Nomou, le toit des calcaires infracambriens est tourmenté, car il est à des profondeurs différentes du fait de la déformation. Les nappes souterraines de ces systèmes aquifères superposés avec des variations latérales importantes expriment-elles également un contraste aussi marqué du point de vue de leurs caractéristiques chimiques et isotopiques ? Le chapitre suivant traite de la question.

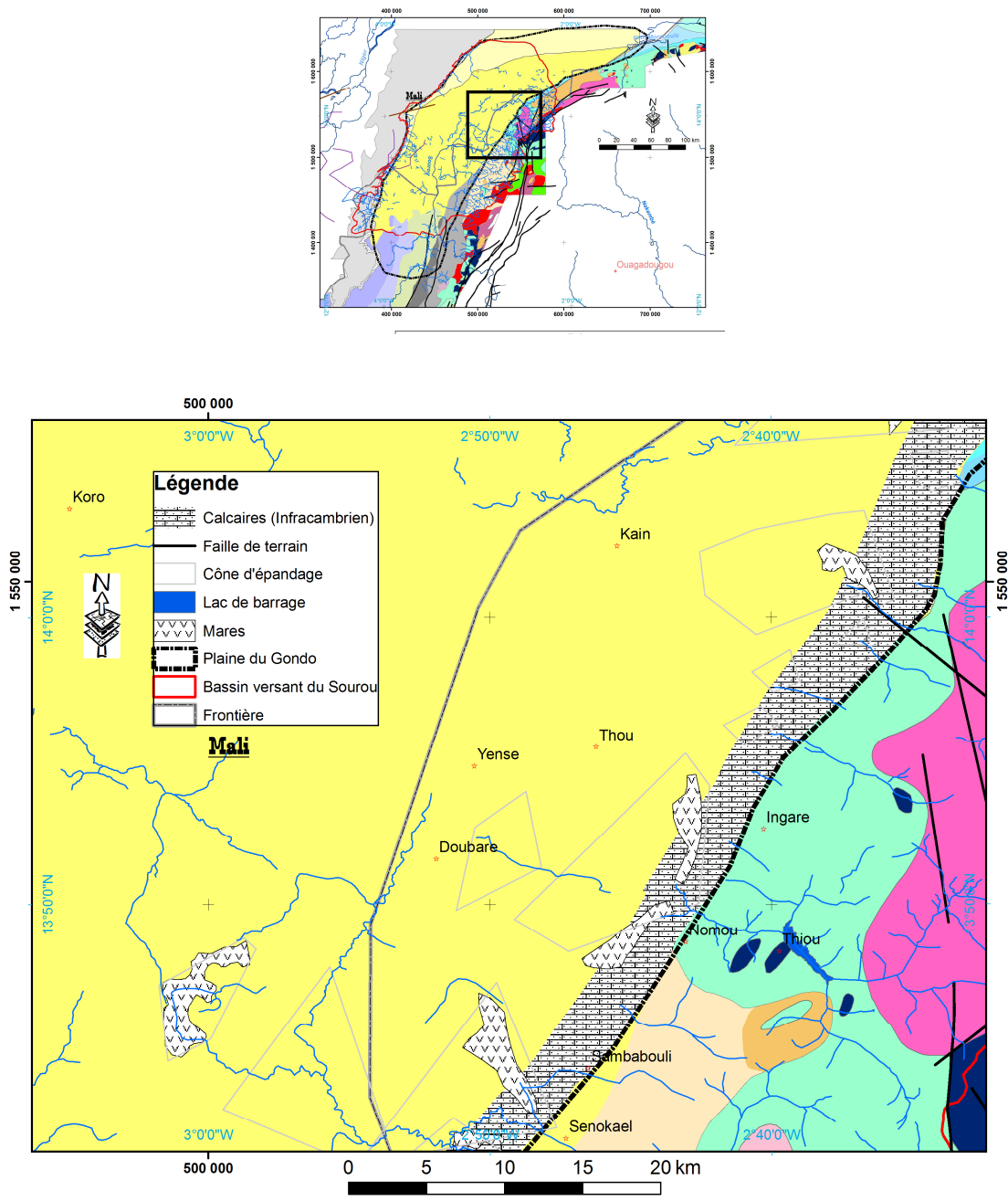


Fig. II. 27 : Nouvelle carte géologique dans le secteur de Sanga - Nomou

2.4 Caractérisation des nappes aquifères par les paramètres physico- chimiques

Ce chapitre vient à la suite du précédent qui a distingué, à travers les fluctuations piézométriques, différentes nappes et a permis d'établir les influences de la pluviométrie et des aménagements hydrauliques sur le régime de ces nappes. Les caractéristiques chimiques permettent-elles de bien distinguer ces mêmes nappes définies à partir de la piézométrie ? C'est ce que traitera le présent chapitre.

Pour mieux appréhender les caractéristiques chimiques des nappes aquifères de la plaine du Gondo, il paraît nécessaire d'examiner d'abord celles des pluies actuelles ainsi que celles des eaux de surfaces qui participent à la recharge des nappes aquifères.

2.4.1 Caractéristiques des événements pluvieux

Les paramètres physico-chimiques (ph, conductivité électrique, température) sont mesurés juste après les pluies. Quelques analyses chimiques ont été réalisées. L'analyse et l'interprétation de ces données permettent de tirer plusieurs enseignements. La variation de la conductivité électrique s'observe à l'échelle annuelle.

Les pluies des premiers mois de l'année (avril, mai) sont très chargées et troubles en liaison avec les éléments minéraux que transportent les masses d'air apportant la pluie. Au milieu de la saison pluvieuse, en août, la conductivité électrique baisse (Tab. II. 6). Le pH de l'évènement pluvieux est en général de l'ordre de 7,6 ; le pH est plus acide et atteint 5,5 en début de saison des pluies.

La minéralisation totale (conductivité électrique) suit également cette variation saisonnière selon le degré d'installation de la saison des pluies. En effet, la concentration de Na est de $0,75 \text{ mg.l}^{-1}$ en avril 2005, alors que pour la même année, elle ne vaut que $0,3 \text{ mg.l}^{-1}$ au mois d'août. En septembre la concentration augmente à $1,0 \text{ mg.l}^{-1}$.

La conductivité électrique pondérée des eaux de pluies (mélange du mois) évolue en ordre inverse par rapport à la quantité de la pluie mensuelle (Tab. II. 6). En début de saison des pluies, l'atmosphère chargée de particules en suspension participe à élever la conductivité électrique ($55 \mu\text{S.cm}^{-1}$ en moyenne). En milieu de saison des pluies (août), elle est plus basse ($10 \mu\text{S.cm}^{-1}$). La fin de la saison des pluies marquée par la rareté des pluies et leur espacement dans le temps se manifeste par une augmentation de la conductivité électrique. En effet, les valeurs de conductivité électrique (CE) des événements pluvieux dépendent fortement de régime pluviométrique et des périodes de sécheresse. Si les événements pluvieux sont

rapprochées, CE baisse ; CE augmente entre les événements pluvieux espacés indépendamment du fait que l'on soit en début, milieu ou fin de saison des pluies.

Tab. II. 6 : Pluie mensuelle à Ouagadougou et variation de la concentration en K⁺ et Na⁺ (pour l'année 2005)

Mois	CE (μ Siemens. cm ⁻¹)	Pluie mensuelle (mm)	Na ⁺ (mg.l ⁻¹)	K ⁺ (mg.l ⁻¹)
Avril	56,2	38,7	0,75	1,0
Mai	42,1	51,6	1,0	2,0
Juin	26,5	76,3	1,0	1,0
Juillet	14,6	181,1	0,5	0,3
Août	10,2	256,9	0,5	0,33
Septembre	28,7	115,3	1,0	1,0
Octobre	39,5	21,0		
Total		741		

2.4.2 La silice dissoute dans les eaux souterraines

La concentration dans le socle cristallin est d'environ 40 mg.l⁻¹ alors que dans les eaux de surface elle n'est que de 15 mg.l⁻¹ (Fig. II. 28). Bien que la silice ne soit pas été dosée dans l'eau de pluie, on peut penser que les concentrations seraient très négligeables car les particules de silice en suspension dans l'air (aérosols) sont très faibles. Les aérosols proviennent des sols dénudés et érodés qui subissent l'action de déflation par le vent. Tout compte fait, les conditions de solubilisation de la silice sont difficiles à remplir dans notre contexte climatique. La présence de la silice dissoute dans les eaux souterraines est à même d'expliquer le contexte géologique de l'aquifère qui, pendant des milliers d'années et dans des conditions particulières, l'eau souterraine en contact avec la roche a permis la mise en solution de la silice. Ainsi, dans un contexte quasi général de mauvaises conditions d'affleurements rocheux, la concentration en silice dissoute des eaux souterraines sert de bon traceur de la lithologie des grands ensembles géologiques du bassin sédimentaire de Taoudéni et du bassin du Sourou en particulier ainsi que de leur bordure cristalline.

En effet, le tableau II. 7 et la figure II. 28 présentent les concentrations en silice de différentes nappes du socle cristallin paléoprotérozoïque, des grès néoprotérozoïques de l'Ouest du Burkina Faso, ainsi que des formations géologiques du bassin du Sourou.

Tab. II. 7 : Concentrations des majeurs et de la silice des eaux du socle et des couvertures sédimentaires

Echantillons	T Y P E	pH	CE	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ²⁻	SiO ₂	NS	Géo- lo- gie
		μS.cm ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	m	
Toundoura-Ecole	P	6,50	423,00	28,00	20,64	0,10	6,80	21,02	24,00	40,48	54,90	40,80	36,01	P A L É O P R O T É R O Z O Ï Q U E
Déguè-Déguè	F	6,10	217,00	11,20	11,52	14,17	3,51	3,00	28,00	1,76	97,60	48,80	7,4	
Mossobadougou	F	6,20	201,00	13,20	11,76	11,08	3,68	4,00	2,00	3,96	134,20	46,10	8,60	
Niangoloko (AEPS)	F	6,30	199,00	15,60	3,60	18,48	4,22	7,01	3,00	15,84	91,50	48,90		
Gouindougouni	F	6,13	124,00	7,20	6,72	12,75	3,92	3,00	9,00	1,76	91,50	46,00	12,50	
Nomou Ecole	F	7,10	786,00	23,60	27,84	123,00	7,00	20,02	28,00	36,52	372,00	40,77		
Noumoundara	F	5,10	30,00	2,80	0,00	0,75	4,30	5,01	0,00	1,76	6,10	4,50	26,85	
Dimikuy	F	6,70	166,00	13,60	6,80	21,00	10,50	24,85	2,00	0,20	97,60	34,32	61	
Yenderé (UNICEF)	F	6,40	291,00	10,40	15,12	7,94	1,43	5,01	2,00	0,44	109,80	40,10		
MOYENNE		6,24	258,10	13,32	10,67	23,18	5,94	12,49	11,40	10,27	110,40	35,93		
Djibasso	F	5,90	144,00	7,60	2,67	22,50	14,00	31,95	16,00	0,00	48,80	9,03		N É O P R O T É R O Z O Ï Q U E
Ouahirmabougou	F	6,30	193,00	14,00	10,08	9,08	3,20	4,00	1,00	1,32	128,10	41,50		
Kimini	F	7,90	483,00	46,00	33,05	12,00	8,00	28,40	3,00	0,00	325,74	21,24	10,8	
Takalédougou	F	5,10	40,00	2,00	2,64	1,07	4,93	4,00	1,00	0,44	18,30	22,00	8,20	
Sara Sore	F	7,00	358,00	35,60	22,84	4,00	8,20	21,30	2,00	0,00	220,82	10,96	15	
Balla II	F	7,00	501,00	50,80	27,22	23,00	6,00	28,40	4,00	0,00	323,30	7,68	10,70	
Darsalamy-APES	FEX	5,20	56,00	4,00	4,80	0,88	7,88	3,01	0,00	0,00	54,90	18,80		
Darsalamy-école	F	5,80	220,00	24,40	12,96	1,28	21,77	6,01	0,00	0,00	158,60	22,30		
Loumana	F	6,70	271,00	26,00	12,72	13,40	2,62	9,01	0,00	0,88	189,10	45,30		
MOYENNE		6,38	265,25	25,35	15,79	8,09	7,83	13,02	1,38	0,33	177,36	23,72		
Soin PM	PM	7,10	447,00	46,40	29,40	9,00	4,20	24,85	1,00	0,20	276,94	8,09	32,64	C O N T I N E N T A L T E R M I N A L
Yensé	PT	6,96	204,00	20,80	4,32	10,50	5,00	55,00	15,02	0,09	24,20	7,55		
Doubaré	F	6,65	74,30	6,00	0,72	3,00	1,50	6,00	8,01	0,02	12,76	6,60		
Bourasso-Dispensaire	F	7,10	555,00	48,40	43,01	16,50	3,50	28,40	12,00	0,10	359,90	13,42	10,00	
Lekuy Ecole	PM	6,40	501,00	45,20	33,53	18,50	7,00	39,05	0,00	1,10	290,36	16,08		
Lekuy - Dispensaire	F	7,10	208,00	15,60	5,10	13,00	10,50	63,90	3,00	6,70	6,10	10,50	4,80	
Nouna F1	FEX	7,10	506,00	48,40	31,35	14,00	12,50	28,40	37,00	0,70	284,26	9,32		
Nouna F2	FEX	7,10	704,00	58,40	51,03	25,50	16,00	28,40	84,00	0,00	357,46	8,76		
MOYENNE		6,86	410,48	45,33	34,85	25,78	8,80	42,67	90,67	0,99	206,90	9,69		

F : forage ; FEX : forage d'exploitation ; PT : puits traditionnel ; PM : puits moderne

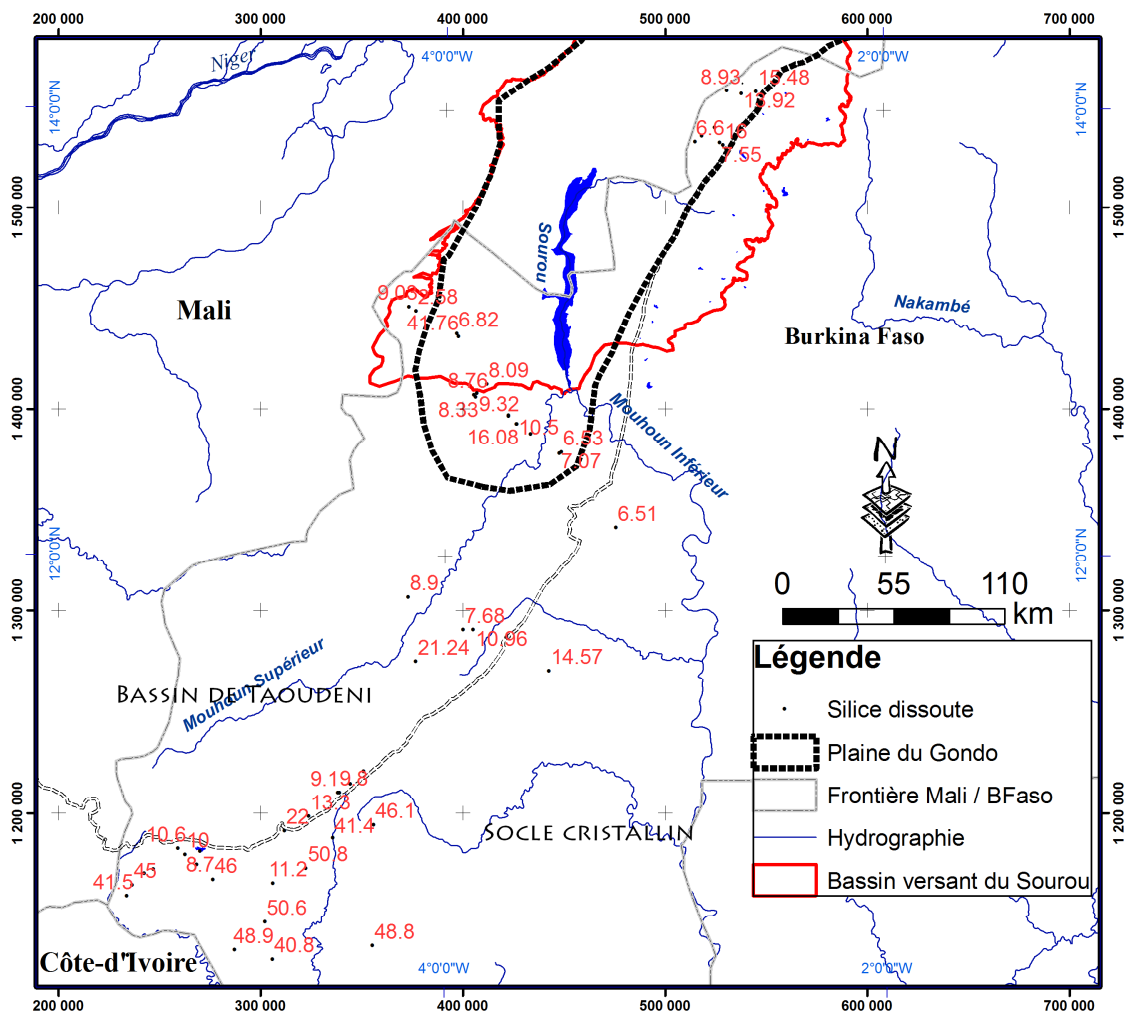


Fig. II. 28 : Efficacité de la concentration en silice dissoute (en mg.l^{-1}) dans la discrimination entre les nappes aquifères différentes

Le socle cristallin granitique montre des concentrations en silice dans les eaux souterraines de l'ordre de 40 mg.l^{-1} . Quelques valeurs exceptionnelles s'observent à 14 et 6 mg.l^{-1} (Houndé et Safané) dans le socle et correspondent à des aquifères de roches basiques ou schisteuses des sillons birimiens. Les eaux de surfaces présentent quant à elles des concentrations de l'ordre de 11 mg.l^{-1} au Sud de Banfora (plaine de Niofila). Ces concentrations des eaux de surface augmentent au fur et à mesure que le réseau draine le socle cristallin.

La couverture gréseuse néoprotérozoïque présente une concentration en silice dissoute de 8 mg.l^{-1} en moyenne. Il y a cependant des concentrations anormales liées à des intrusions à Yallo (42 mg.l^{-1}) ou du niveau capté par le forage (forage d'exploitation profond de Nouna à 26 mg.l^{-1}).

La silice dissoute dans les eaux souterraines a permis de discriminer les nappes aquifères des dépôts détritiques du Continental Terminal (argiles sableuse) des nappes aquifères de la bande d'Infracambrien (calcaires gréseux) qui affleure vers Sanga - Nomou.

Dans le secteur de Sanga - Nomou, le passage latéral du socle cristallin au bassin sédimentaire est bien illustré par les variations de la silice dissoute dans les eaux souterraines. De 40 mg.l^{-1} dans le socle, cette concentration est de 15 mg.l^{-1} dans la bande des calcaires gréseux et de 8 mg.l^{-1} dans les bandes gréseuses Néoprotérozoïque ainsi que dans les dépôts fluvio-lacustres argilo-sableuses du Continental Terminal (Fig. II. 28, Fig. II. 29). Cela suggère une alimentation des nappes du bassin à partir du socle cristallin. La pétrographie des roches du bassin du Gondo dans ce secteur a montré en première partie de cette thèse, des débris de quartz et d'autres minéraux détritiques d'origine cristalline dans les dépôts du Continental terminal. Le quartz qui transporté du socle vers l'intérieur du bassin, s'accompagne avec la concentration en silice dissoute dans les eaux souterraines qui diminue du socle (40 mg.l^{-1}) aux dépôts détritiques tertiaires (8 mg.l^{-1}).

La discrimination nette entre les nappes aquifères du Continental Terminal et le Néoprotérozoïque n'est pas bien établie à partir de la concentration de la silice dissoute. La nappe contenue dans le Continental Terminal est contaminée par celle de calcaires gréseux infracambriens sous-jacents, ce qui rend difficile sa caractérisation chimique précise à partir de la silice dissoute. Mais, entre le puits de Lekuy et le forage dans la même localité (Fig. II. 23) une discrimination verticale est possible. Aussi, le puits busé de l'école de Lekuy (profondeur de 21 m) indique une faible concentration en silice (10 mg.l^{-1}) car il capte les horizons superficiels du Continental Terminal, alors que le forage de l'école plus profond (70

m) présente une concentration plus élevée (16 mg.l^{-1}) à cause des calcaires gréseux qu'il capte (Tab. II. 7).

Ces résultats concluant de la variation latérale de la lithologie des aquifères dans le secteur de Sanga – Nomou, nous ont amené à utiliser la concentration de silice dissoute dans la distinction des couches aquifères au forage-test de Doubaré, comme cela a été tenté à Lekuy. Les dosages ont été effectués à 50 m, 75 m et 100 m de profondeur. Les concentrations en silice sont de l'ordre de 22 mg.l^{-1} pour les différents niveaux de prélèvements. Cela témoigne d'un aquifère différent de celui de la bande calcaire (16 mg.l^{-1} à Sanga) d'une part et de celui des dépôts du Continental terminal d'autre part. Un mélange des concentrations d'eau souterraine entre les calcaires gréseux oolitiques (Infracambrien) et la base du Continental Terminal (CT) est possible, car les premières venues d'eau ont été enregistrées à la base du CT (cote 205 m). Du reste, ces mélanges entre des niveaux différents ont été constatés pendant le développement du forage test où les paramètres physico-chimiques relevés aux différents paliers montrent : des conductivités électriques variables d'un palier à l'autre sans une progression continue, des températures variables entre le premier palier à 90 m et le dernier à 245 m (Fig. II. 29, Tab. II. 8). On signale que la première venue d'eau a été constatée à 75 m, dans les grès calcaires de l'Infracambrien. Le Continental Terminal n'est pas productif dans cette partie du bassin sédimentaire.

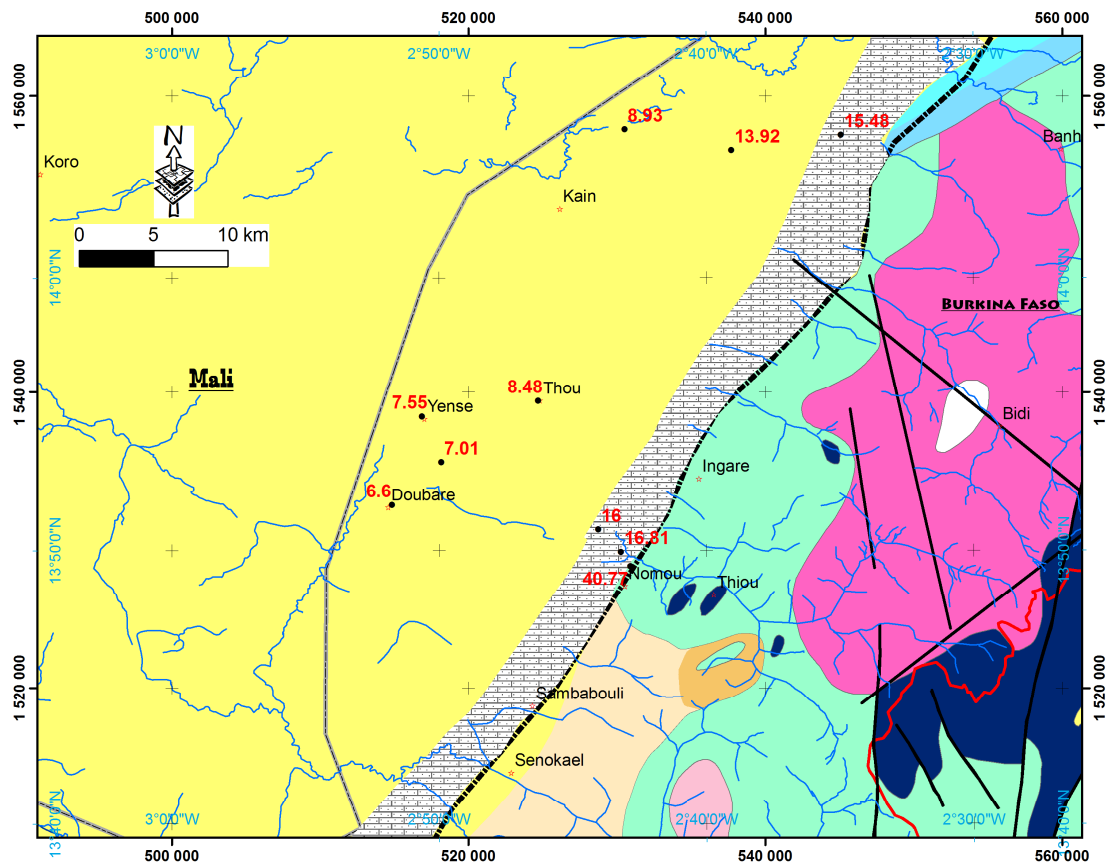


Fig. II. 28 : Concentration en silice en mg.l^{-1} dans le socle, les calcaires gréseux et les argiles sableuses (secteur de Sanga - Nomou). La légende est la même que sur la

Tab. II. 8 : Silice dissoute à différentes profondeurs ans la nappe du forage-test de Doubaré

Cote (nivellement général)	Profondeur de prélèvement	Silice dissoute (mg.l^{-1})
-	Mélange en fin de développement	22,6
237 m	50 m	22,9
218 m	75 m	24,0
187 m	100 m	23,3

Forage de DOUBARE (U3)

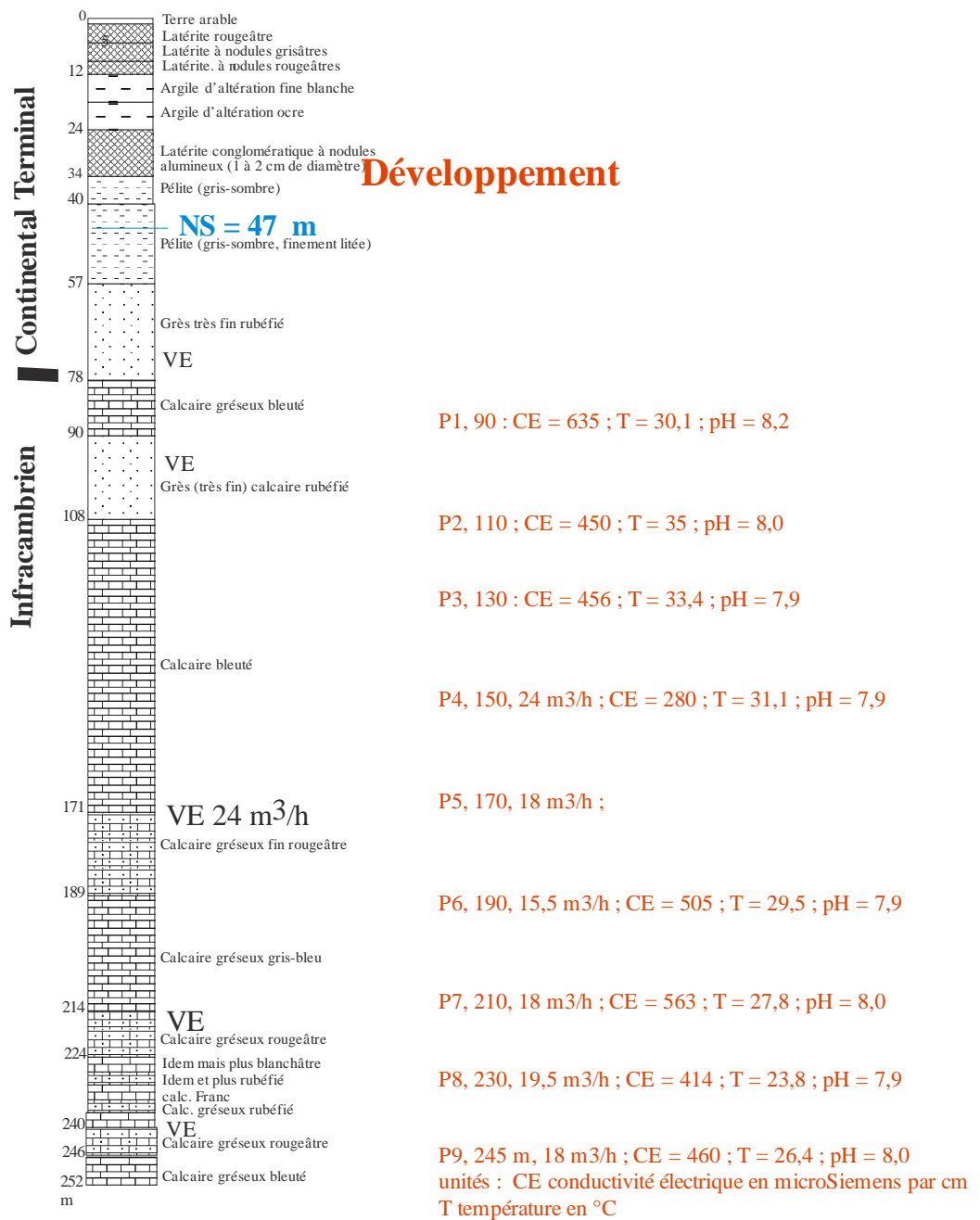


Fig. II. 29 : Paramètres physico-chimiques au développement du forage-test de Doubaré.

2.4.3 Caractéristiques chimiques moyennes des eaux souterraines

Trois types de nappes aquifères appartenant à des contextes différents ont été distingués à partir de l'analyse de la silice dissoute : le socle cristallin Paléoproterozoïque, le bassin sédimentaire néoproterozoïque (Infracambrien compris) et le bassin Tertiaire du Gondo. Dans ce paragraphe, différents éléments physico-chimiques seront utilisés pour montrer leur efficacité dans la caractérisation de ces trois types de nappes aquifères.

Les caractéristiques chimiques (éléments majeurs) seront définies à partir de l'examen : -

- de la conductivité électrique ;
- des concentrations moyennes des éléments chimiques majeurs ;
- du diagramme de Piper ;
- de l'analyse en composantes principales.

2.4.3.1 La conductivité électrique

La conductivité électrique des eaux souterraines permet une discrimination entre différentes nappes. Sur le tableau II. 7, la conductivité électrique de la nappe du Continental Terminal est d'environ 400 mg.l^{-1} en moyenne et est plus élevée que dans les autres aquifères. La nappe du Continental Terminal se singularise par des concentrations en sulfates exceptionnelles (90 mg.l^{-1}) par rapport aux autres nappes 1 mg.l^{-1} et 11 mg.l^{-1} respectivement pour le Néoproterozoïque et le socle cristallin. Cette tendance est la même pour les concentrations en nitrates. En effet, dans la plaine du Gondo, Groën *et al.* (1988) signalent des fortes teneurs des nitrates et des sulfates dans la nappe. Le style d'habitats dispersé fait de cases des éleveurs nomades et bien regroupé chez les sédentaires, expliquerait ces concentrations exceptionnelles dans le second cas, mais pas dans le premier cas. En effet, les décharges publiques anciennes sont présentes chez les populations sédentaires que l'on rencontre le long du Sourou. Par ailleurs, les mêmes auteurs établissent une bonne corrélation entre la teneur en nitrates et la conductivité électrique pour ces eaux.

En effet, à partir des mesures fournies à la foration ou lors de l'inventaire effectué en 2007 au Burkina Faso, une cartographie des conductivités électriques montre des pics à plus de $3\,000 \text{ }\mu\text{S.cm}^{-1}$ dans l'axe central de la dépression piézométrique, le long du Sourou. Ces minéralisations fortes ne sont pas liées comme on vient de le voir à des chlorures en teneurs exceptionnelles (Fig. II. 30), mais peut-être liées à une forte concentration du fait de l'évapotranspiration.

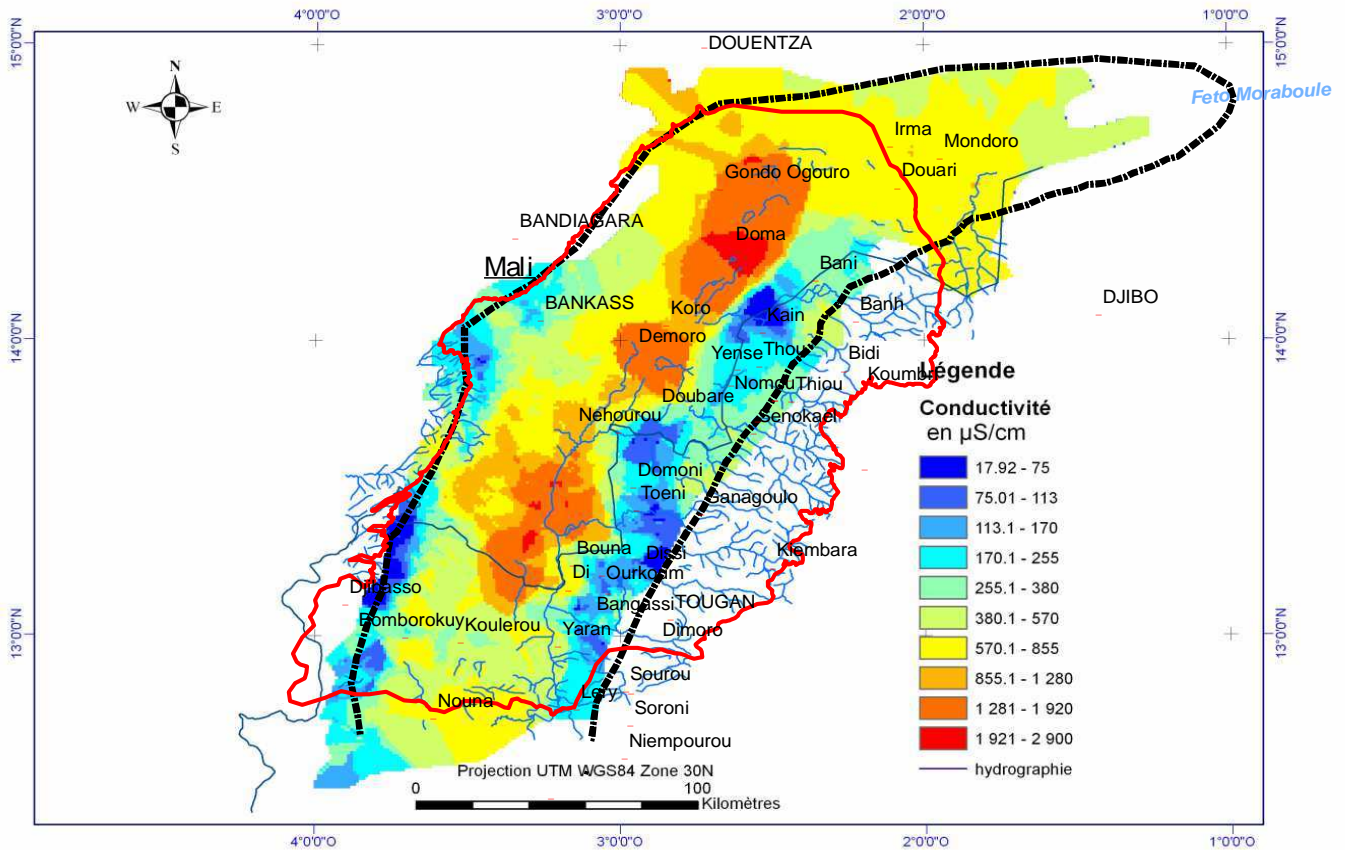


Fig. II. 30 : Distribution spatiale de la conductivité électrique des nappes dans la plaine du Gondo

La distribution spatiale des conductivités électriques permet une bonne visualisation des différents domaines. La figure II. 30 permet de localiser le long couloir de la zone centrale de la vallée du Sourou, où les conductivités électriques sont élevées voir exceptionnelles ($> 2\ 000\ \mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$). Plus l'on va vers les bordures de la plaine du Gondo, plus les conductivités diminuent pour atteindre $20\ \mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$.

En l'absence de données couplées des différentes concentrations (paramètres) mesurées, on peut dire, que dans cette bande centrale, la concentration en sulfates est élevée. Il s'agirait donc d'une bande où l'on rencontre des sulfures associés aux carbonates. En effet, dans l'évolution métasomatique des gisements carbonatés, des sulfures peuvent être associés aux dépôts carbonatés et on peut même rencontrer des gisements de sulfures divers (plomb, zinc, fer), Quinif, 1988.

Les concentrations exceptionnelles de nitrates soulignent des cas de pollution anthropique le long de l'axe central du Sourou. Mais, d'autres cas similaires existent en dehors de la vallée

du Sourou. Il s'agit, des forages d'exploitation de Nouna. Les échantillons prélevés, montrent des concentrations élevées aussi bien pour des cations (Na, K) que pour les anions (SO_4^{2-} HCO_3^{2-}). Les conductivités électriques sont également élevées en corrélation avec les concentrations de nitrates.

Une corrélation est en effet établie entre la conductivité électrique et les concentrations en sulfates des eaux du Continental Terminal (Fig. II. 31) comme l'ont montré les auteurs antérieurs (Groën *et al.* 1988) sur des échantillons de la région de la Boucle du Mouhoun, située à l'extrémité méridionale de la plaine du Gondo.

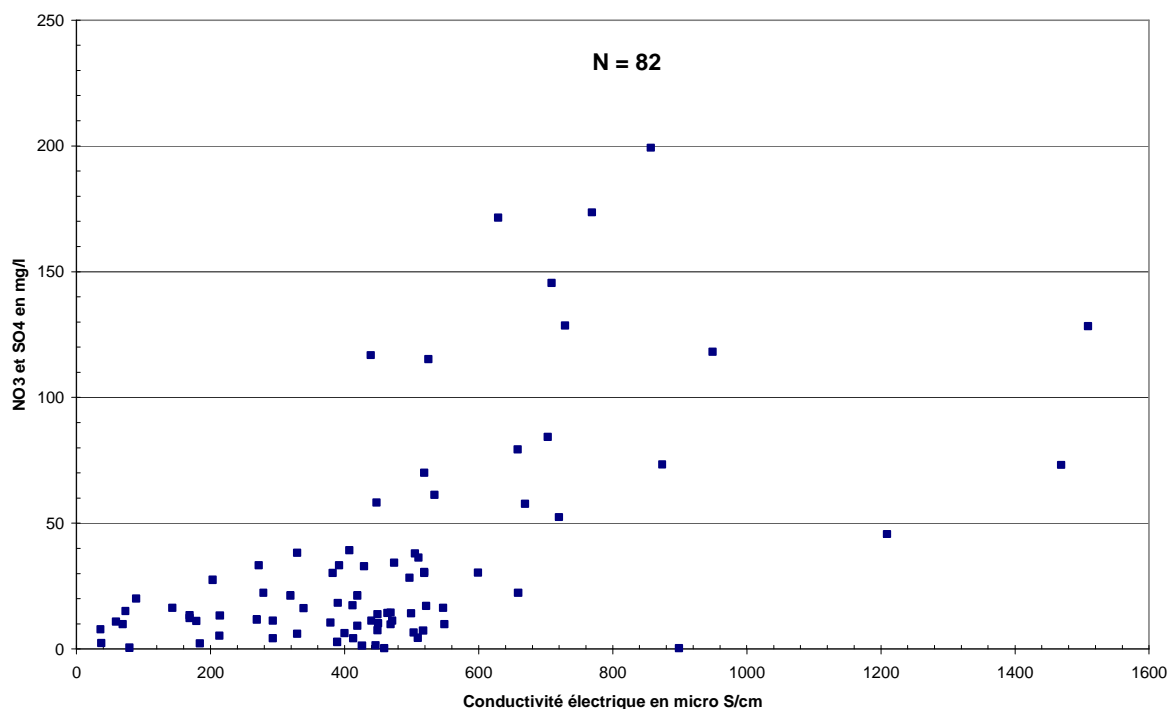


Fig. II. 31 : Corrélation entre la conductivité électrique (CE) et les concentrations en nitrates (NO3) et en Sulfates (SO4) des eaux souterraines du Continental Terminal

2.4.3.2 Concentrations de quelques éléments chimiques majeurs

L'analyse des concentrations des éléments chimiques majeurs permet une distinction entre les nappes aquifères.

Ainsi, le tableau II. 7 indique une plus grande concentration en Calcium et en Magnésium dans le Continental Terminal (45 et 35 mg.l^{-1}) par rapport au Néoprotérozoïque (25 et 15 mg.l^{-1}) et le Paléoprotérozoïque (13 et 10 mg.l^{-1}). Parmi les anions, la concentration en chlorure de la nappe semble augmenter du socle cristallin (12 mg.l^{-1}) vers l'intérieur du bassin sédimentaire (42 mg.l^{-1}). Mais, la concentration en chlorure des eaux souterraines du

Continental Terminal (et de l’Infracambrien) est plus faible par rapport à d’autres environnements similaires où l’on observe une forte conductivité électrique des eaux. Ces valeurs sont dans les mêmes ordres de grandeurs que celles fournies par Dakouré (2003) sur les échantillons de nappe du Continental Terminal (Tab. II. 9).

Tab. II. 9 : Concentrations chimiques moyennes des eaux du Continental Terminal (Dakouré, 2003)

Paramètres	pH	CE	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	FeT	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	Minér. totale
Unité		μS.cm ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹	mg.l ⁻¹
Valeurs moyennes	7,5	413	43,3	22,7	6,9	5,7	0,08	4,7	234	17,7	14,5	350

L’analyse en composante principales réalisée sur 82 échantillons du Continental Terminal Burkinabé permet de distinguer trois groupes d’eau (Fig. II. 32) :

- des eaux à conductivité électrique élevées avec une forte concentration en nitrates,
- des eaux à conductivité électrique forte avec une forte concentration en sulfates,
- des eaux à faible conductivité électrique et avec des concentrations en nitrates et en sulfates faibles.

Si l’origine anthropique des nitrates est avérée, cela n’est pas vérifié pour les sulfates. En effet, les sulfates dans les eaux le long de l’axe central de la vallée du Sourou seraient liés à la présence de sulfures quadrangulaires, à éclat métallique et de couleur jaune pâle (pyrite), dans les roches carbonatées (Bethemont *et al.* 2003).

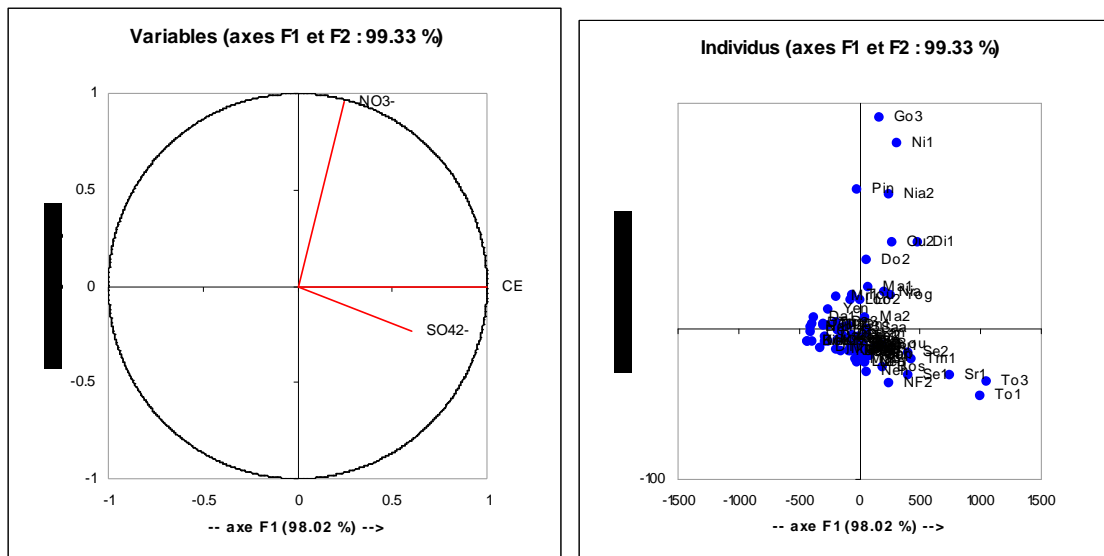


Fig. II. 32 : ACP sur montrant la corrélation entre la conductivité électrique et les nitrates et sulfates d'échantillons du Continental Terminal (bassin du Sourou)

2.4.3.3 Les eaux souterraines de la plaine du Gondo dans le diagramme de Piper

La représentation des concentrations en cations et en anions dans le diagramme de Piper (Fig. II. 33) permet l'identification des eaux hydrogéo-carbonatées calciques à magnésiennes pour l'ensemble des échantillons considérés. Ce même type d'eau est obtenu par Dakouré (2003) à partir d'échantillons d'eau du Continental Terminal. Mais, cette représentation n'a pas permis distinguer différents types d'eau caractéristiques de nappes aquifères séparées.

Bassin sédimentaire et Ct

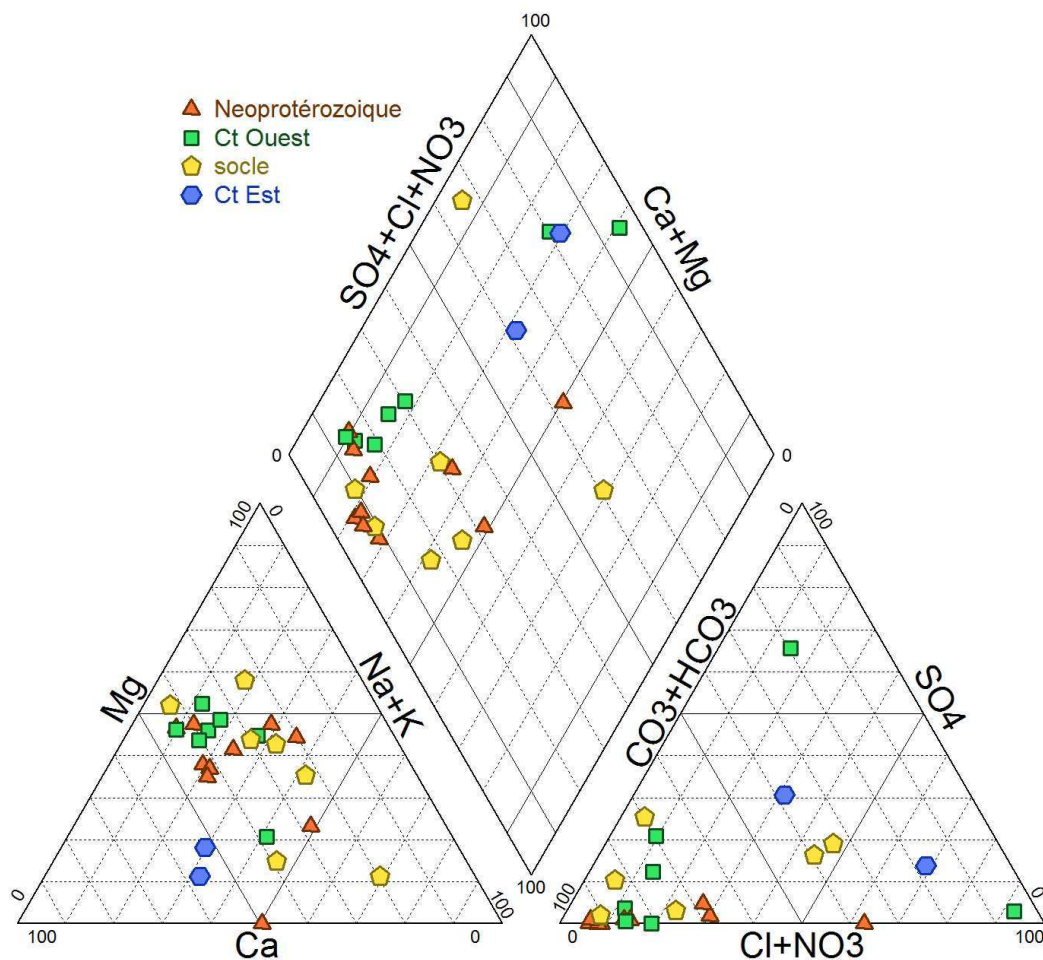


Fig. II. 33 : Les eaux du bassin sédimentaire (y compris du CT) dans le diagramme de Piper

2.4.3.3 Analyse en composantes principales des eaux souterraines de la plaine du Gondo

L'analyse en composantes principales a porté sur les échantillons du tableau II. 7, appartenant au socle et à sa couverture. Dans un second temps, seuls les échantillons de formations de la couverture (Infracambrien, Continental Terminal) ont été utilisés pour l'analyse en composantes principales. Dans les différents cas d'analyse, l'ensemble des 11 variables est représenté dans l'ACP.

Dans le plan des variables on distingue deux axes principaux (Fig. II. 34) :

- le premier axe représente la conductivité électrique et les cations en présence
- le second axe représente plutôt la silice et les anions en présence.

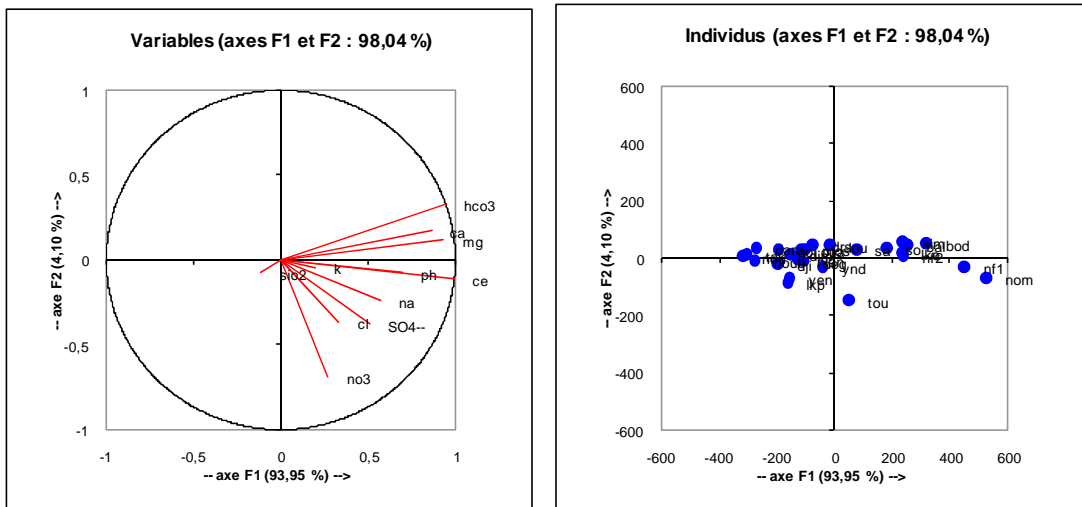


Fig. II. 34 : ACP des majeurs et de la silice pour les différentes nappes (socle et couvertures sédimentaires)

Les eaux du socle et du bassin se distinguent difficilement de celles du Continental Terminal. En reprenant l'ACP pour les eaux du Continental Terminal seulement, l'échantillon de Barakuy du fait de sa teneur exceptionnelle en sulfates a été soustrait. Dans le plan des individus, deux groupes d'échantillons se dégagent (Fig. II. 35):

- le groupe des échantillons de la nappe du Continental Terminal argilo-sableux fin (cas de Thou, Soin);
- le groupe d'eaux du Continental Terminal qui sont contaminées par la nappe aquifère sous jacente (Infracambrien) avec des concentrations plus élevées en Ca, en bicarbonates, en silice et en sulfates. C'est le cas des forages de Doubaré et de Yensé par exemple.

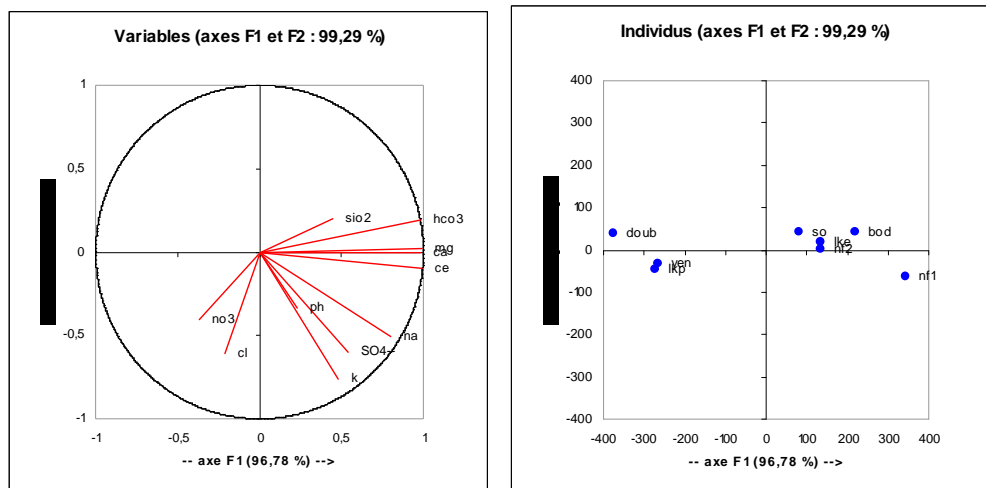


Fig. II. 35 : ACP des majeurs et de la silice de la nappe du Continental Terminal

Conclusion

Cette partie sur la chimie des majeurs et de la silice a permis de distinguer les différents types de nappes aquifères et de les localiser dans l'espace à l'aide de la silice dissoute. De plus, les paramètres chimiques permettent de mettre en évidence la pollution de la nappe par les nitrates et les sulfates en raison des activités humaines. En effet, les nappes du Continental Terminal se caractérisent par des teneurs en calcium et en bicarbonates assez élevées que le socle du fait de la contamination par la nappe sous jacente plus importante. Des boxworks de minéraux quadrangulaires et des sulfures bien cristallisés sont observables dans les calcaires gréseux (Infracambrien) et quelquefois sous forme de minéraux très altérés dans les argiles sableuses du Continental Terminal, dans le secteur de Sanga - Nomou. Ces sulfures seraient responsables des concentrations exceptionnelles en sulfates des eaux. Groën *et al.* (1988) ont attribué également aux sulfures du substratum calcaire remonté par les forages hydrauliques le long de l'axe central de la vallée du Sourou, les concentrations fortes en sulfates.

L'analyse en composantes principales effectuée sur des échantillons du bassin sédimentaire permet de distinguer les nappes aquifères du Néoprotérozoïque ou de l'Infracambrien des nappes aquifères du Continental Terminal.

Après avoir examiné les caractères des nappes aquifères à partir des éléments chimiques naturels dosés dans des échantillons, le chapitre suivant sera consacré à l'utilisation des isotopes naturels de l'eau comme traceurs et marqueurs de la recharge des nappes aquifères de la plaine du Gondo.

2.5 Caractérisation des nappes par les isotopes de l'environnement

Ce chapitre porte sur les résultats de la géochimie isotopique en vue de voir sa pertinence dans :

- la caractérisation des nappes aquifères ;
- l'estimation de la recharge des nappes aquifères et dans l'identification des mélanges d'eau entre différentes nappes comme nous l'avons montré dans le paragraphe précédent.

Les isotopes de l'environnement utilisés pour caractériser les nappes sont des isotopes stables (^2H , ^{18}O) et le tritium (^3H), qui est un isotope radioactif de l'eau. Avant d'aborder l'interprétation des isotopes des nappes, le signal en entrée du système aquifère qu'est la pluie sera d'abord examiné.

2.5.1 Caractéristiques isotopiques de la pluie

Les concentrations moyennes en isotopes stables sont de $-30,0\text{‰}$ pour ^{18}O et de $-4,6\text{‰}$ pour le ^2H (Fig. II. 36). La relation qui lie les deux isotopes stables est linéaire et définit la droite météorique locale (DML) répondant à l'équation suivante : $\delta\text{D} = 7,7 \delta^{18}\text{O} + 12$ avec $R^2 = 0,97$. Cette équation est proche de celle de la station de Bamako où on a une série plus longue de données, ou de celle de Bobo-Dioulasso (Dakouré, 2003).

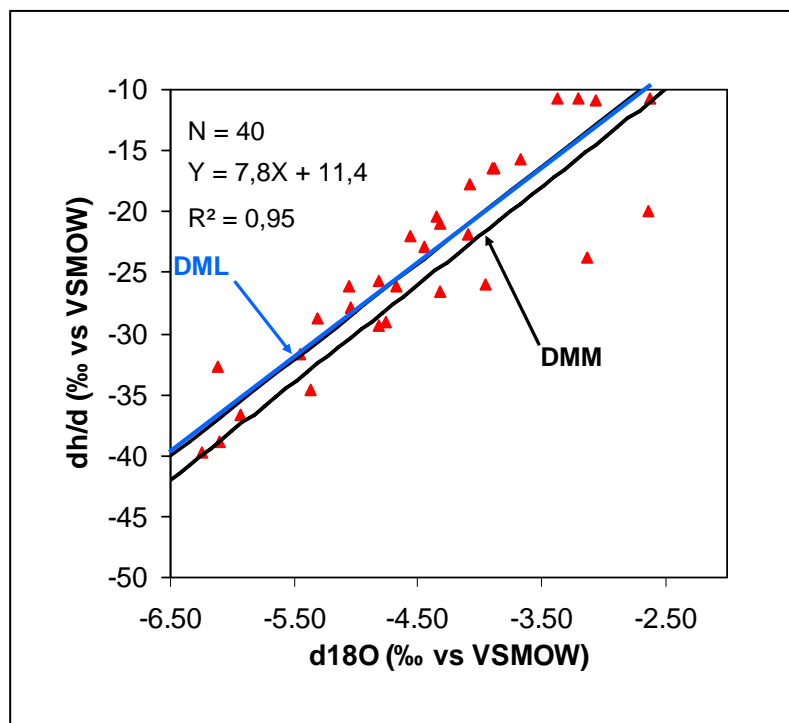


Fig. II. 36 : Droite météorique locale (DML)

La figure II. 36, montre que la droite météorique locale des eaux de pluie (DML) est légèrement au dessus de la droite météorique mondiale (Craig, 1961). Cette position serait liée à l'effet de continentalité d'une part et à la participation de vapeur d'eau ré évaporées localement aux masses d'air de mousson apportant la pluie.

La teneur moyenne en tritium dans les eaux de pluies est de 5 UT. Cette signature isotopique de la pluie constitue un référentiel des eaux actuelles qui servira de base dans le paragraphe suivant pour dire si les signatures isotopique des nappes souterraines sont du même ordre de grandeur. La question qui mérite d'être élucidée c'est de savoir si le tritium permet de se prononcer sur la recharge actuelle ou ancienne des nappes souterraines de la plaine du Gondo ?

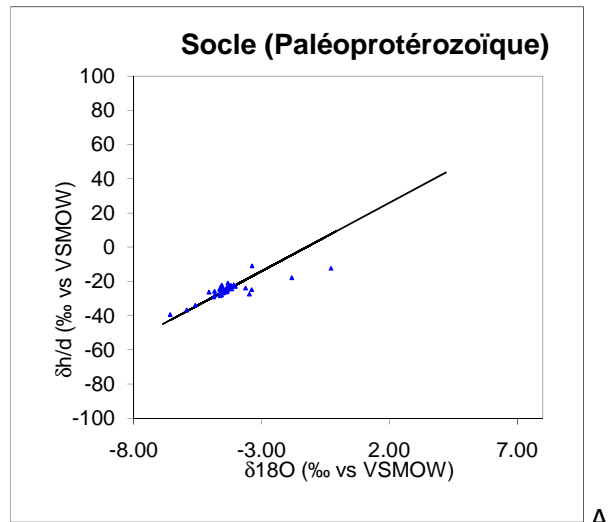
2.5.2 Les signatures isotopiques des nappes d'eau souterraine

L'analyse sera dans un premier temps faite à partir des concentrations en isotopes stables puis dans un second temps sur les concentrations de la nappe en tritium. Dans chaque cas, on essaiera de comparer la valeur isotopique des nappes avec la droite météorique locale des pluies actuelles pour les isotopes stables ($\delta\%$) d'une part et la comparaison se fera entre la valeur moyenne de $^3\text{H}\delta$ des pluies (5 UT) avec celle des nappes souterraines d'autre part.

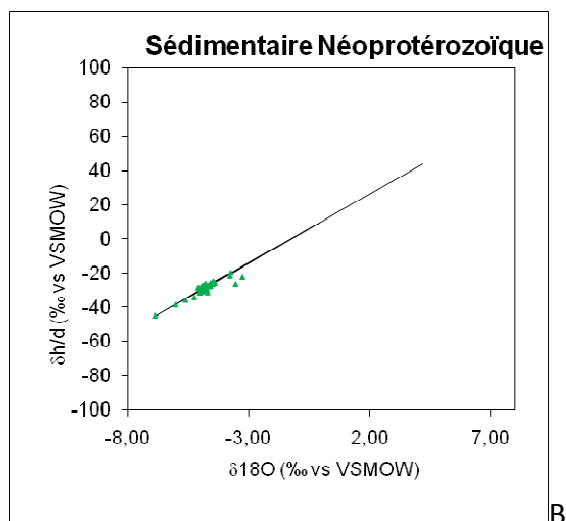
2.5.2.1 Les isotopes stables

L'examen des graphes ($\delta^{18}\text{O} \%$ - $\delta^2\text{H} \%$) permet de distinguer des caractéristiques de réalimentation propres aux trois principales nappes aquifères distinguées : le socle cristallin, l'Infracambrien et le Continental Terminal.

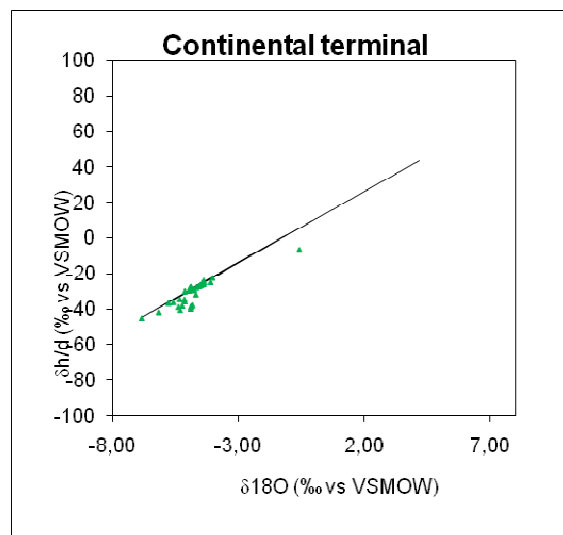
Dans les trois cas, la position des échantillons situés sur la droite météorique mondiale (DMM), Fig. II. 37, permet de confirmer la dépendance des nappes vis-à-vis des pluies actuelles. Par ailleurs, la position des échantillons par rapport à la droite d'évaporation permet d'en déduire l'effet de l'évaporation des eaux souterraines. Ainsi, dans les différents cas, une recharge actuelle, une recharge ancienne et une composante de nappes évaporées semblent bien se dégager.



A



B



C

Fig. II. 37 : Graphes illustrant la recharge des nappes souterraines du socle et de sa couverture sédimentaire ainsi que l'impact de l'évapotranspiration.

Ce qui constitue la preuve que nous avons à faire à des nappes aquifères rechargées à une période plus ancienne et des nappes qui reçoivent des pluies actuelles. Une composante d'évaporation est signalée. Pour le cas des nappes du socle, c'est surtout les plans d'eau de surface qui décrivent très bien cette tendance. Aussi, dans le cas des nappes du Continental Terminal, les ouvrages captant la nappe superficielle de bas-fonds, où le niveau statique est subaffleurant, subissent le phénomène de l'évapotranspiration.

2.5.2.2 La teneur en tritium des eaux souterraines

L'examen de la variation spatiale de la teneur en tritium montre des différences importantes selon la lithologie des nappes aquifères. L'illustration est faite dans le secteur de Sanga - Nomou (Fig. II. 38), où on remarque que dans le cône d'épandage, la teneur en tritium est de 2.7 au forage de l'école de Nomou. Dans le domaine sédimentaire on a des valeurs de 5 et de 6 respectivement pour le puits moderne et le forage de l'école de Sanga, tous deux en contexte de calcaires gréseux de l'Infracambrien. Dans ce même contexte géologique, la valeur en tritium est de l'ordre de 4 plus au Nord, à Saabaré et à Yogono. On peut considérer que pour ce contexte géologique de calcaires Infracambriens subaffleurants, le tritium marque bien la signature des eaux avec une moyenne de 5 UT. Mais qu'en est-il de la zone d'effondrement remplie de dépôts Tertiaires (Continental Terminal) reposant sur les calcaires gréseux de l'Infracambrien ?

La nappe captant la base du Continental Terminal présente des teneurs de 1,6 UT au puits moderne de Thou. La teneur en tritium est de 2 UT à Kaïn et de l'ordre de 4 UT dans le secteur du horst de Yensé (Doubaré, Nenebrou). Une relation de chenalisation peut expliquer cette variation importante des teneurs en tritium. En effet, les profils électromagnétique MaxMin passant par le puits moderne de Thou n'y a décelé aucune fracturation importante ; le forage-test qui a été exécuté n'a donné que 300 litres. Par contre, les coupes géologiques sériées (coupe de référence, Fig. II. 9) passant par les forages de Doubaré et de Nenebrou, montre une faille normale. Ces localités sont à moins de 15 km de la bordure du socle cristallin Paléoproterozoïque.

Plus l'on va vers l'intérieur du bassin, dans la zone de l'axe central du Sourou, les concentrations en tritium des nappes aquifères marquent des teneurs faibles à nulles (Wolanakanda).

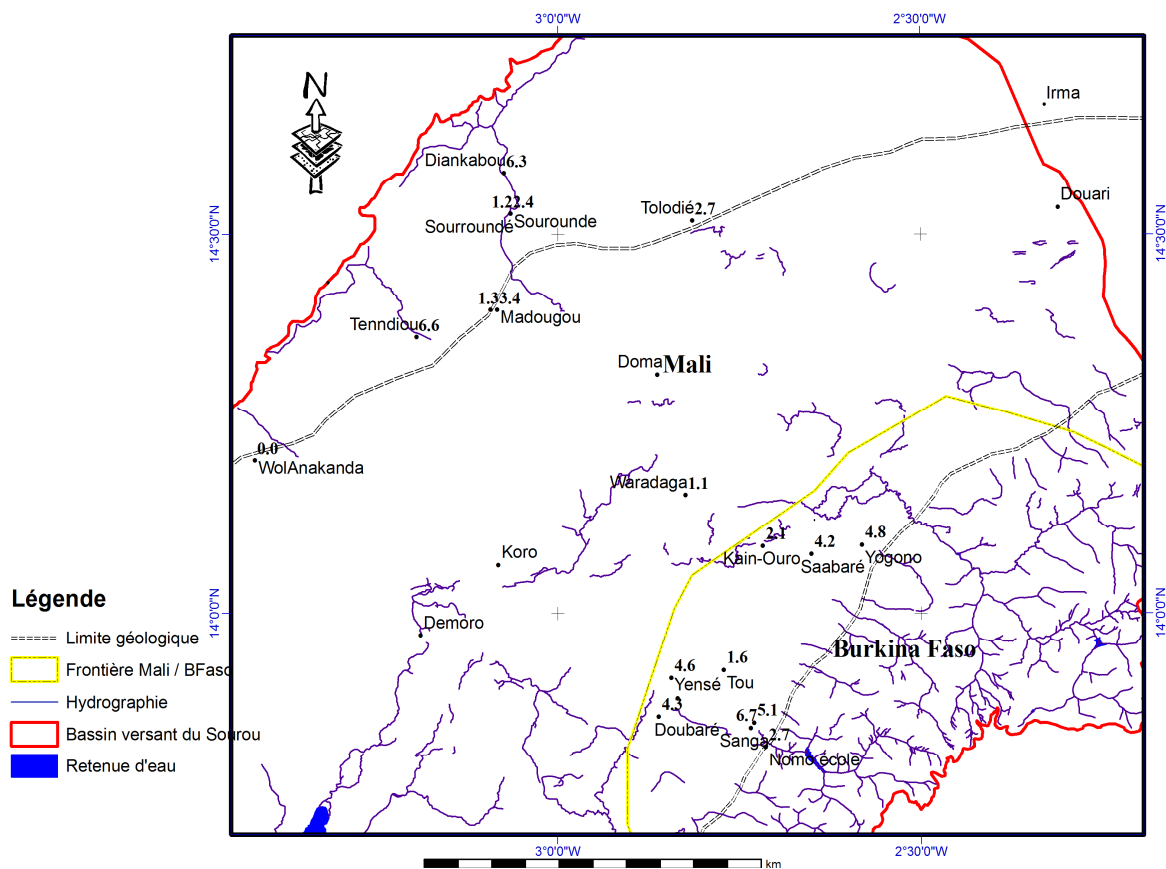


Fig. II. 38 : Variation spatiale de la teneur en tritium des nappes (secteur de Sanga - Nomou)

Dans un même domaine géologique (sable quaternaire, Calcaire de l’Infracambrien), du fait des mélanges d’eau ancienne des calcaires infracambriens avec celles des argiles sableuses ou de nappes perchées alimentées par les eaux de surface, la teneur en tritium augmente et peut atteindre 6 UT (Fig. II. 38). Ce phénomène de mélange avec des eaux de surface a été observé dans plusieurs régions arides et semi-aride d’Afrique (Niger, Mali, Tunisie) : Favreau *et al.*. 2009, Dassi *et al.* 2005, Leduc *et al.* 2003, Maliki *et al.* 2000, Gourcy *et al.* 2000).

Dans le cas de la plaine du Gondo, la topographie de la zone d’alimentation (paléorelief) des eaux anciennement rechargées à des périodes plus froides que l’actuel semble être la cause des teneurs isotopiques. On rencontre donc soit des eaux rechargées il y a au moins 50 ans ou soit des eaux dont le transit souterrain est très lent du fait de l’évapotranspiration importante comme l’ont expliqué Gaye et Edmunds (1996) dans le bassin sédimentaire du Ferlo. Les concentrations exceptionnelles en nitrates en corrélation avec la conductivité électrique importante dans l’axe central de la vallée du Sourou avaient été expliquées par ce phénomène

d'évapotranspiration (épaisse zone non saturée) par Groën *et al.* 1988. D'autres auteurs, au Niger, ont fait les mêmes constats montrant le rôle de la recharge et la géologie pour les nappes profondes d'une part et le rôle de l'évaporation dans les concentrations en nitrates et la conductivité pour les nappes superficielles d'autre part (Elbaz-Poulichet *et al.* 2002). Dans le cas du Gondo, le processus géologique (présence de sulfures dans le système aquifère) expliquerait dans la zone centrale du Sourou, les teneurs exceptionnelles de sulfates ; aussi, le processus d'évaporation s'ajoute aux déchets des ordures ménagères des populations sédentaires pour expliquer les conductivités électriques fortes dans l'axe central du Sourou.

Les teneurs isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. II. 39) permettent de comprendre que pour la localité de Diankabou, la nappe est dans le lit de la rivière et il s'agit d'eau évaporée ($\delta^{18}\text{O} = - 0,47 \text{ ‰}$). Les teneurs en tritium proches de 0 UT correspondent à des eaux situées en dessous du pôle des eaux rechargées actuellement. La nappe à Thou présente une teneur isotopique $\delta^{18}\text{O}$ de $- 4,39 \text{ ‰}$; cette valeur est supérieure à la moyenne des eaux de pluies actuelles ($- 4,5 \text{ ‰}$). La recharge est donc plus faible du fait du phénomène d'évapotranspiration liée à l'épaisse zone non saturée (63 m).

Les eaux rechargées actuellement sont situées dans les cônes d'épandage (Sanga) ou dans des secteurs faillés (Doubaré, Yensé) : elles présentent alors des valeurs isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles ($< - 4,5 \text{ ‰}$) du fait de la forte contribution des eaux de surface à la recharge de la nappe.

On note ainsi une bonne concordance entre les teneurs isotopiques en Tritium et en isotopes stables qui permettent dans les deux cas de distinguer des zones de recharges actuelles et des secteurs faiblement rechargés où la participation d'eau anciennement rechargée à des périodes froides (ou rechargée à des altitudes plus élevées) est plus importante.

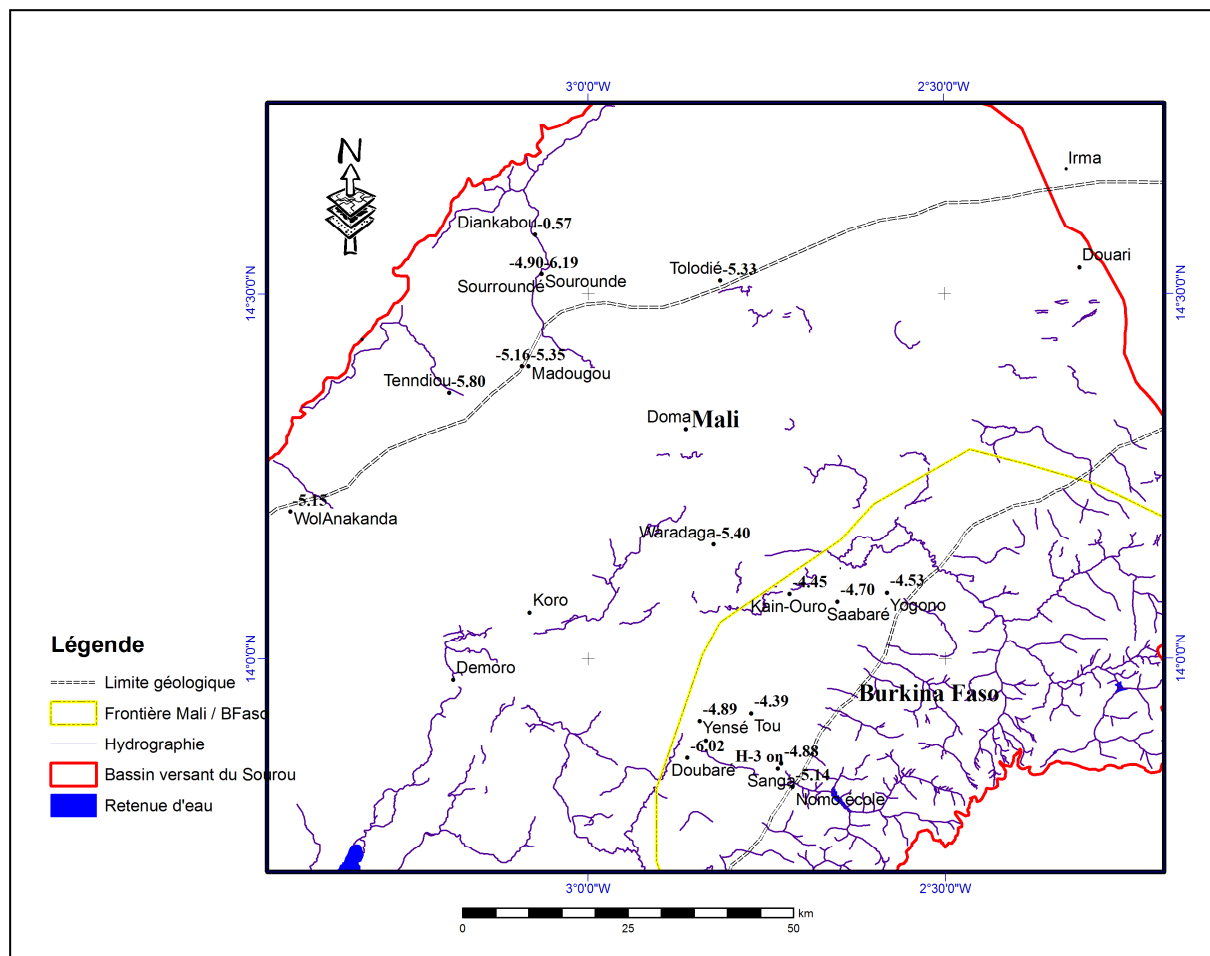


Fig. II. 39 : Variation spatiale de la teneur en ^{18}O des nappes (secteur de Sanga - Nomou)

2.5.2.3 Variation isotopique suivant des profils verticaux : stratification des nappes

Les résultats du protocole de mesures consistant à échantillonner la partie supérieure de la nappe et la partie la plus profonde de la nappe seront présentés sous deux aspects : les isotopes stables et l'isotope radioactif. Dans chaque cas, deux cas de nappes aquifères sont examinés. Le cas des nappes de socle et le cas des nappes du Néoprotérozoïque. Nous n'avons pas pu faire ce protocole de mesures dans des nappes captant à la fois le Continental Terminal et les dépôts anciens (Infracambrien, Néoprotérozoïque).

- Stratification de la nappe dans le socle cristallin Paléoprotérozoïque

Le tableau II. 10 présente les variations isotopiques entre la base de la nappe de socle cristallin et sa partie supérieure. En comparant les isotopes stables il apparaît un effet thermique d'enrichissement en période sèche et l'appauvrissement en isotopes lourds en période de hautes eaux (Koro 1). Le tritium moyen de la pluie actuelle est de 5 UT. Il n'y a pas de façon tranchée une différence de signature isotopique entre la surface de la nappe et sa base. Cependant, en octobre, une légère augmentation en Tritium peut être notée par rapport à

la période d'été (avril). Dans le cas du forage de Houndé (Centre Médical), on observe la même situation qu'à Koro : des différences existent entre la valeur $\delta^2\text{H}$ entre la partie supérieure (22 m) et la partie inférieure de la nappe (40 m) ; la concentration en tritium entre la partie supérieure et la partie inférieure de la nappe est pratiquement identique, mais cette fois-ci, du fait de la valeur presque nulle, on suppose que la recharge se fait très lentement, ou alors, on a à faire à des eaux rechargées à une période plus ancienne de plus de 60 ans.

Tab. II. 10 : Variation isotopique de la nappe de socle entre la partie supérieure et la partie inférieure de la nappe ainsi qu'entre les périodes de hautes eaux et de basses eaux

VILLAGE	Année foration	DATE échant,	NS/profon, (m)	Niveau prélevé m	18O ‰	D ‰	T UT	D_Excess
Koro 1	1998	01/05/2005	24,1/50,9	26,0	-3,63	-23,8	4,8 ± 0,5	5,3
Koro 1	1998	01/05/2005	24,1/50,9	45,0	-1,82	-17,9	5,0 ± 0,4	3,3
Koro 1	1998	14/10/2005	21,3/50,9	26,0	-4,33	-25,0	5,2 ± 0,4	9,6
Koro 1	1998	14/10/2005	21,3/50,9	45,0	-4,27	-22,4	5,0 ± 0,4	11,7
Dimikuy	1998	02/05/2005	12,5/61	14,0	-4,45	-25,0	0,0 ± 0,3	10,6
Dimikuy	1998	02/05/2005	12,5/61	55,0	-4,58	-27,2	0,1 ± 0,3	9,5
Dimikuy	1998	15/10/2005	9,0/61	14,0	-4,48	-26,5	0,3 ± 0,3	9,3
Dimikuy	1998	15/10/2005	9,0/61	55,0	-4,68	-27,5	0,3 ± 0,3	9,9
Houndé CM		02/05/2005	21,1/43,2	22,0	-3,40	-24,8	0,0 ± 0,4	2,4
Houndé CM		02/05/2005	21,1/43,2	40,0	-3,48	-27,3	0,3 ± 0,4	0,6

- Stratification de la nappe aquifère Néoprotérozoïque

Dans le cas des nappes du bassin Néoprotérozoïque, c'est le tritium qui permet de mieux caractériser la stratification des nappes (Tab. II. 11). Une forte disparité entre la partie supérieure et la partie inférieure de la nappe existe dans la plupart des cas (Wigayatoulaye, Toussiana, Tab. II. 11). Cela s'accompagne par une diminution de l'excès en deutérium (< 12) lorsque la nappe est faiblement tritiée. On voit ainsi une stratification de la nappe avec des eaux jeunes en surface qui proviennent de pluies récentes et des nappes plus anciennes provenant de recharge à des périodes plus humides.

Tab. II. 11 : Variation isotopique de la nappe Néoprotérozoïque entre la partie supérieure et la partie profonde de la nappe

VILLAGE	Année foration	Date échantillonnage	NS/profondeur (m)	Niveau prélevé	18O	D	T	D Excess
				m	‰	‰	UT	
Wigayatoulaye	1994	30/04/2005	29,5/65,80	31,0	-4,69	-25,9	3,1 ± 0,4	11,5
Wigayatoulaye	1994	30/04/2005	29,5/65,80	50,0	-4,88	-30,7	0,2 ± 0,4	8,3
Wigayatoulaye	1994	13/10/2005	26,6/65,80	31,0	-4,63	-25,8	3,3 ± 0,4	11,2
Wigayatoulaye	1994	13/10/2005	26,6/65,80	50,0	-5,06	-31,2	0,2 ± 0,3	9,3
Nasso	Guinguette	18/12/2004	Source	rivière	-4,98	-28,7	0,0 ± 0,3	11,2
Nasso	Guinguette	01/05/2005	source	rivière	-4,95	-29,8	0,0 ± 0,3	9,8
Nasso	Guinguette	14/10/2005	Bec du forage	rivière	-4,79	-26,2	0,0 ± 0,3	12,0
Nasso	puits	18/12/2004	8,9/8,9	8,9	-4,57	-25,9	1,9 ± 0,4	10,6
Nasso ONEA F1	1998	01/05/2005	190,000	Bec du forage	-4,57	-30,0	0,0 ± 0,4	6,5
Nasso ONEA F2	1998	01/05/2005	180,000	Bec du forage	-5,13	-31,9	0,2 ± 0,4	9,1
Kimini	1991	30/04/2005	10,8/72,8	12,0	-4,90	-30,6	1,0 ± 0,4	8,6
Kimini	1991	30/04/2005	10,8/72,8	60,0	-4,94	-31,0	0,6 ± 0,4	8,5
Kimini	1991	13/10/2005	7,26/72,8	12,0	-4,72	-30,1		7,7
Kimini	1991	13/10/2005	7,26/72,8	60,0	-4,99	-30,4		9,6
Toussiana		06/01/2004	18,8/51,61	18,8	-5,02	-31,8	8,9 ± 0,5	
Toussiana		06/01/2004	18,8/51,61	45	-4,92	-30,5	1,1 ± 0,5	
Kimene	2003	29/04/2005	25,33/82,4	26,0	-5,08	-28,7	0,6 ± 0,4	12,0
Kimene	2003	29/04/2005	25,33/82,4	60,0	-4,91	-28,2	0,2 ± 0,4	11,1
Gnankan- Békuy	2003	29/04/2005	19,25/61,25	30,0	-4,87	-27,7	9,1 ± 0,6	11,3
Gnankan - Békuy	2003	29/04/2005	19,25/61,25	50,0	-4,67	-27,6	1,7 ± 0,4	9,7
Balla 2		29/04/2005	10,24/120	12,0	-5,01	-31,7	0,6 ± 0,4	8,4
Balla 2		29/04/2005	10,24/120	80,0	-5,24	-34,5	0,2 ± 0,4	7,5
Balla 2		12/10/2005	10,7/120	12,0	-4,93	-30,2	0,4 ± 0,3	9,3
Balla 2		12/10/2005	10,7/120	80,0	-5,61	-36,0	0,4 ± 0,3	8,8
Lekuy puits		11/10/2005	4,4/13,0	5,0	-4,39	-26,0	4,0 ± 0,4	9,1
Lekuy - Ecole		11/10/2005		Bec du forage	-4,45	-25,6	5,2 ± 0,4	10,0
Bourasso puits		11/10/2005	26,97/31,0	27,0	-4,70	-31,6	5,0 ± 0,4	6,0
Bourasso CSPS		11/10/2005		Bec du forage	-4,53	-26,6	3,0 ± 0,4	9,6
Koro source	source	01/05/2005		rivière	-3,75	-19,7	7,4 ± 0,5	10,3

Les isotopes stables marquent une différence bien tranchée entre la partie supérieure et la partie inférieure de la nappe : ainsi, à Wigayatoulaye, les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont de -4,69 ‰ et -2 5,9 ‰ à 31 m de profondeur alors qu'elles sont de - 4,88 ‰ et de - 3,7 ‰ respectivement, à 50 m de profondeur. On observe les mêmes différences tranchée à Balla 2

entre la surface de la nappe à 12 m (- 5,01 ‰, - 31,7 ‰) et le prélèvement effectué à 80 m dans la partie profonde de la nappe (- 5,24 ‰, - 34,5 ‰).

Dans certains cas, les signatures en isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) ne sont pas différentes entre la partie supérieure et la partie inférieure de la nappe. Ce sont les cas de Gnanka Bekuy et de Toussiana.

On peut comparer les valeurs en isotopes stables de la rivière du Kou (Guinguette) et le puits traditionnel profond de 9 m seulement à la même date de décembre 2004. En fait, la rivière étant alimentée par une source remontant des eaux anciennes (Dakouré 2003), on peut raisonnablement considérer que les valeurs en isotopes stables représentent un niveau profond de la nappe. On se rend compte des différences entre la nappe à 9 m (- 4,57 ‰, - 25,9 ‰) et la nappe plus profonde (- 4,98 ‰, - 28,7 ‰).

Le tritium marque également des différences importantes entre la partie supérieure et la partie plus profonde de la nappe. C'est le cas de Toussiana (8,9 UT, 1,1 UT) entre 18 m et 45 m de profondeur ; du puits de Lekuy (4 m) et du forage de l'école à 90 m de profondeur on a des valeurs de (4,0 UT) et (5,2 UT) respectivement. Une différence nette est observée également à Gnankan Békuy avec 9,1 UT à 30 m et 1,7 UT à 50 m de profondeur.

L'enseignement que l'on peut tirer c'est que les valeurs en isotopes stables et radioactif (Tritium) de l'eau au bec de forage ne représentent qu'une idée d'un mélange d'eau de signatures différentes. On a une stratification importante entre la partie supérieure et la partie inférieure de la nappe. L'équipement technique des forages consistant à capter le plus de venues d'eau, des plus superficielles jusqu'aux plus profondes, fait que l'on se retrouve avec des eaux au bec du forage qui ne sont que la signatures d'un mélange de nappes bien séparées, ayant des sources d'alimentation venant de la recharge saisonnière actuelle et des recharges plus anciennes.

Entre la période des hautes eaux (octobre à décembre) et les basses eaux (avril à juin) des différences s'observent également aussi bien au niveau des isotopes stables qu'au niveau de l'isotope radioactif, entre la partie supérieure de la nappe et les parties plus profondes. En période de hautes eaux, on constate un enrichissement isotopique alors qu'en période sèche, un fractionnement important est noté. C'est le cas à Kimini avec entre la période de hautes eaux et la période sèche respectivement (- 4,72 ‰, - 30,1 ‰) et (- 4,90 ‰, -30,9 ‰) à la surface de la nappe à 12 m. La même tendance s'observe à 60 m de profondeur. Les mêmes tendances s'observent entre la partie supérieure et la partie inférieure de la nappe en saison sèche comme en fin de saison humide à Wigayatoulaye et à Balla 2.

Conclusion

L'analyse des résultats fournit plusieurs contributions sur la connaissance des ressources en eau aussi bien dans le socle que dans les formations sédimentaires de couverture (Néoprotérozoïque et Continental Terminal). La méthodologie utilisée associant la signature de la pluie et celles des nappes en isotopes stables (^2H , ^{18}O) et radioactifs (^3H) a permis de distinguer des nappes rechargées actuellement et des nappes rechargées il y a au moins 50 ans. Le premier groupe de nappes est superficiel ou profond lorsque qu'il est situé sur les bordures de la plaine du Gondo dans les calcaires gréseux affleurant (secteur de Thiou). Le second groupe de nappes est situé en profondeur, en dessous de la première nappe. Ces cas de figures se rencontrent aussi bien dans le socle que dans les dépôts de couverture sédimentaire. Le prochain chapitre porte sur la piézométrie des années 2000.

2.6 La piézométrie

La plaine du Gondo a été identifiée comme un espace géographique dont le niveau statique de la nappe phréatique montre des isopièzes ayant des cotes de plus en plus basses vers le centre : on parle alors de nappe en « creux » ou de dépression piézométrique (Archambault 1960, Dakouré 2003). L'étude de la piézométrie paraît donc importante pour souligner la distribution dans l'espace des niveaux statiques d'une part et pour comprendre leur variation dans le temps d'autre part.

Ce chapitre porte sur l'étude de la piézométrie dans la plaine du Gondo. Compte tenu de l'étendue de la zone des points de vue géomorphologique et lithologique, nous allons procéder par une description ciblée de la piézométrie par secteurs géographique et géologique. Cette présentation de la piézométrie se fera à travers une analyse des variations temporelles des puits ou des forages ainsi que du réseau piézométrique; par la suite, une présentation des variations spatiales de la piézométrie dans la plaine du Gondo sera entreprise.

2.6.1 Variation temporelle de la piézométrie

La variation temporelle de la piézométrie est fournie par les chroniques du réseau national piézométrique du Burkina Faso et par un dispositif de puits et piézomètres mis en place dans le cadre de cette étude. Le premier dispositif (réseau piézométrique national) est formé de piézomètres installés dans différents contextes morphologiques et géologiques et sont répartis dans la plaine du Gondo. Le second dispositif est formé de puits et piézomètres (forage test de Doubaré) qui sont bien concentrés dans le secteur de Sanga – Nomou. Les mesures du niveau statique de la nappe dans les piézomètres du réseau national ont une durée de suivi qui permet d'avoir les amplitudes interannuelles et de faire des comparaisons intéressantes d'un domaine géologique à un autre. En plus, ces données piézométriques devraient permettre d'apprécier l'impact des aménagements du barrage du Sourou sur le niveau des nappes.

2.6.1.1 Variation piézométrique et contexte géologique

Les nappes aquifères de socle et du bassin sédimentaire ont des caractéristiques piézométriques différentes.

Le régime de fluctuations piézométriques des nappes de socle cristallin est bien connu et bien étudié en général au Burkina Faso (Savadogo 1984, Koussoubé 1996). Dans le bassin versant du Sourou, en zone de socle, les périodes de hautes eaux sont de septembre à novembre, et de basses eaux d'avril à juin. L'illustration est faite par le piézomètre Pz 5 de Kwarmenguel situé en contexte de socle cristallin en contact avec le bassin sédimentaire (Fig. II. 40). La recharge commence avec un décalage de 2 mois environ par rapport aux premières pluies. En 1985 par

exemple, les pluies sont tombées dès le mois de mars et la recharge est observée en mai pour se poursuivre jusqu'en septembre soit une durée 6 mois (juin à septembre). En général, la recharge de la nappe se poursuit 2 à 3 mois après le mois le plus pluvieux (août). On note ainsi que la vitesse de la recharge de la nappe est plus grande en saison des pluies (mars-avril à septembre-octobre) en raison de la vitesse des précipitations. La décharge s'en suit avec une vitesse plus faible et s'étale du mois d'octobre au mois de mai en général. Ainsi, en 1985, l'amplitude de la recharge de la nappe est de 9 m en 6 mois alors que la vidange de la nappe (décharge) fait baisser le niveau de la nappe de 3 m en 6 mois (Fig. II. 40).

Sur la figure II. 11, on s'aperçoit du lien étroit entre la piézométrie et la pluviométrie. En 1986, la pluviométrie enregistrée à la station de Tougan qui était de 614 mm s'accompagne par une recharge prononcée passant de la cote à la cote 265 à la cote 275 m. Par contre, en 1990, la faible pluviométrie enregistrée (514 mm) entraîne une diminution de l'amplitude pluviométrique (1 m) et une réduction de la durée de la recharge (1 mois).

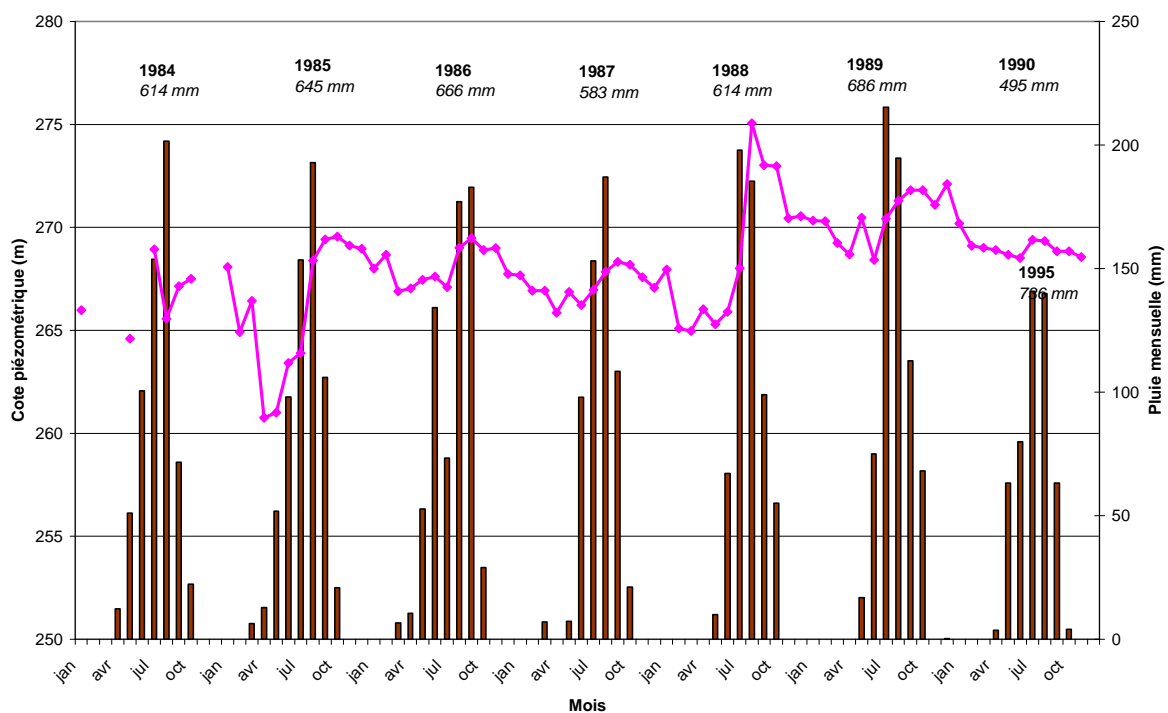


Fig. II. 40 : Fluctuations piézométriques à Kwarmenguel (Pz5), bassin du Sourou.

Le piézomètre est localisé sur la Fig. II. 3, sa cote piézométrique est de 280 m.

Dans la plaine du Gondo, trois différences se dégagent nettement sur les fluctuations piézométriques en contexte sédimentaire par rapport aux piézomètres situés en zone de socle.

- Les niveaux mesurés semblent très perturbés et les variations temporelles du niveau de la nappe ne sont pas progressives comme le montre la figure II. 40 en zone de socle cristallin. Ce qui ne permet pas de voir de façon nette l'influence de la pluviométrie sur la piézométrie.

- La profondeur de la nappe est plus grande dans le bassin du Gondo par rapport au contexte de socle cristallin, quelque soit la saison considérée. Cette plus grande profondeur de la nappe va de paire avec la piézométrie, du fait de la côte plus élevée du socle par rapport au bassin du Gondo. Mais cette remarque n'est pas générale, car en zone de socle, les profondeurs de la nappe phréatique peuvent dépasser la trentaine de mètres.

- La plus grande symétrie entre les fluctuations en hautes eaux et en basses eaux en contexte sédimentaire, contrairement aux fluctuations en contexte de socle. Les vitesses de recharge et de décharge sont presque identiques (Fig. II. 40).

Dans le secteur de Sanga / Nomou, beaucoup de paramètres sur la lithologie et les failles ainsi que sur les paramètres hydrodynamiques et de productivité sont disponibles. Dans ce secteur, les fluctuations saisonnières de 2007 à 2009 permettent de distinguer quatre types de nappes aquifères :

- la nappe superficielle de socle cristallin capté par le puits de Nomou

- la nappe des calcaires (Infracambrien) de bordure de bassin en contact avec le socle cristallin, captée à Sanga.

- la nappe captant les formations argilo-sableuses fines du Continental Terminal (Thou),

- la nappe profonde captant les calcaires sous-jacents (Infracambrien), captée au forage-test profond de Doubaré.

Pour un cycle hydrologique complet d'observation (2008 – 2009), on arrive à montrer les fluctuations piézométriques dans le secteur de Sanga - Nomou (Tab. II. 12 ; Fig. II. 41). Les différents puits et piézomètre (forage-test de Doubaré) suivis ne réagissent pas de la même manière.

- Le puits de Nomou sur des altérations de socle cristallin reçoit les infiltrations directes des pluies. Sa réaction est positive vis-à-vis des pluies. Le niveau maximum atteint la cote 290 m en septembre 2009, alors qu'il était à son plus bas niveau en avril 2008 (286 m), soit 4 m d'amplitude piézométrique.

- Les puits modernes de Sanga sont en basses eaux en février –mars; en septembre (265 m), la cote piézométrique remonte en septembre à 266. L'amplitude piézométrique est de l'ordre de 2 m.

- C'est dans la nappe aquifère des calcaires (Infracambrien) que le battement de la nappe est plus élevé (6 à 8 m), dans les puits de Doubaré et de Nenebrou. La proximité des failles peut

expliquer cette situation. La chimie isotopique a, du reste, enregistré des teneurs en tritium proches de la pluie actuelle, comme nous le soulignerons dans le chapitre portant sur la chimie des eaux.

- La fluctuation du piézomètre installé sur le forage-test de Doubaré est faible. Le niveau de la nappe du forage-test est remonté à la cote 233 m, alors que lors de la foration, les premières venues d'eau étaient plus basses à la cote 205 m. Il s'agit donc d'une remontée du niveau de la nappe à cause de la charge élevée (nappe en charge, nappe captive). Cette remontée a atteint la cote 244 m de profondeur lors de la foration et ce n'est qu'après stabilisation de la nappe que le niveau de la nappe a atteint 233 m. Le battement de la nappe entre janvier et septembre 2009 est faible (0,70 m).

Tab. II. 12 : Amplitude piézométrique entre 2008 et 2009 dans les nappes aquifères du secteur de Sanga – Nomou (voir situation sur la carte jointe en encart)

Puits d'observation	Lithologie		Amplitude piézométrique (m)
Nomou PT	Altérations argileuses sur socle	Plaéoprotérozoïque	4,7
Sanga PM1	Calcaires gréseux fins	Infracambrien	2,07
Sanga PM2	Calcaires gréseux fins	Infracambrien	1,82
Forage test Doubaré	Calcaires gréseux fin	Continental Terminal recouvrant Infracambrien	0,71
Doubaré PM1	Calcaires gréseux fins, dolomies	Continental Terminal recouvrant Infracambrien	6,2
Nenebrou PM1	Calcaires gréseux fins, Dolomies	Continental Terminal recouvrant Infracambrien	8,12
Yensé PT	Altérations et calcaires gréseux fins	Continental Terminal recouvrant Infracambrien	3,17
Thou PM1	Argiles sableuses	Continental Terminal	2,05

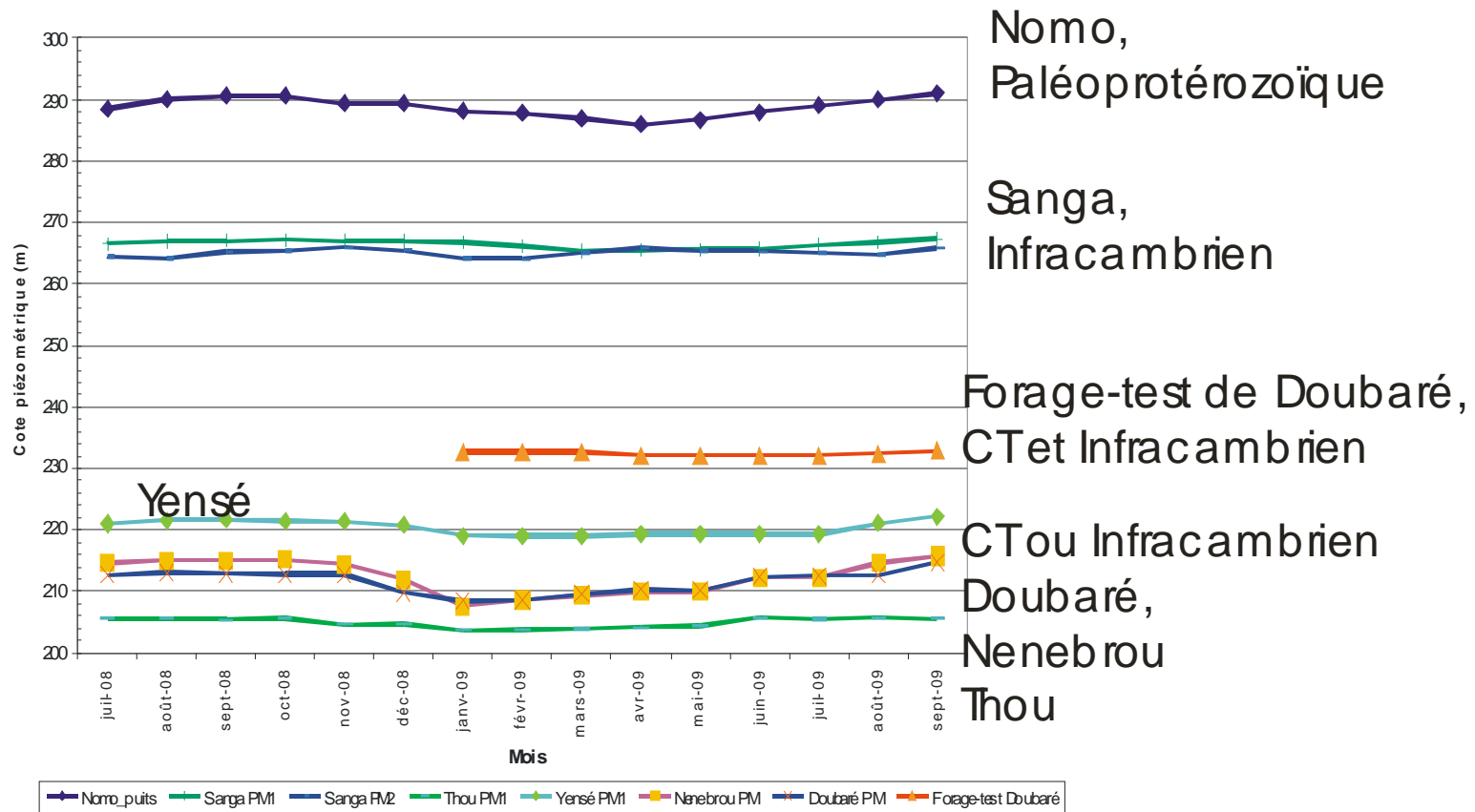


Fig. II. 41 : Fluctuations piézométriques dans le bassin versant du Sourou (socle : Nomou ; bassin sédimentaire : Sanga, Thou, Yensé, Doubaré, Nenebrou)

Globalement, l'étagement des cotes piézométriques sur une distance de moins de 15 kilomètres permet ainsi de distinguer trois nappes distinctes :

La nappe de socle cristallin à 290 m, avec 4 m de fluctuations annuelles ;

Dans le bassin sédimentaire, on distingue quatre nappes distinctes :

- la nappe des dépôts fluvio-lacustres tertiaires à 80 m de dénivelée par rapport à la nappe de socle dont l'amplitude de fluctuations est faible.

- la nappe de la bande de calcaires gréseux (Infracambrien) dont la cote est en moyenne à 268 m ; l'amplitude piézométrique est faible pour la période d'observation (2 m) ;

- la nappe des calcaires sous-jacents et fracturés du horst de Yensé. La cote piézométrique est à 210 m et de 215 m. Du fait de la fracturation, les transits hydrauliques souterrains sont importants et en connexion avec les eaux de surface. L'amplitude varie entre 6 et 8 m dans la zone effondrée et de 3 m sur le horst.

- la nappe profonde des calcaires en dessous des dépôts du Continental Terminal. Cette nappe est en charge hydraulique, donc captive. Le niveau de la nappe est stabilisé à 233 m et ne subit aucune influence des nappes connexes avoisinantes.

Les amplitudes piézométriques obtenues montrent la dépendance du battement des nappes vis-à-vis des pluies. La saison des pluies 2009 ayant été mauvaise dans le secteur de Sanga – Nomou (environ 350 mm contre 550 mm pour une année normale), les amplitudes semblent modestes, mais de façon relative entre les différents aquifères, la classification proposée semble cohérente.

Les nappes se réalimentent par la pluie, les bas-fonds et marigots naturels mais également par les aménagements hydrauliques.

- la nappe profonde dans les calcaires fracturés. Cette nappe ne fluctue pas en fonction des saisons, et n'a donc pas de lien avec les infiltrations directes venant de la surface. Cette nappe est indépendante des autres nappes et n'est pas en relation avec celle-ci, car les fluctuations des nappes supérieures ne sont pas ressenties sur le forage profond de Doubaré.

2.6.1.2 Effet des aménagements hydrauliques du Sourou sur le niveau des nappes

Le chapitre 1 a montré l'impact des changements climatiques et des aménagements hydrauliques (constructions du barrage et du canal de dérivation à Lery respectivement en 1976 et en 1984) sur l'hydrologie du Sourou. Cela n'est pas sans conséquence sur les ressources en eaux souterraines. En effet, un accroissement progressif du niveau de la nappe s'observe pour la plupart des ouvrages situés à proximité du lac. Le piézomètre Di_5 (Fig. II. 3, Fig. II. 42), qui se situe non loin de la zone d'inondation du barrage du Sourou, est à la cote

250 m. Avant la réalisation du canal de dérivation en 1984, la nappe était à 240 m. En 1994, soit dix ans après les aménagements hydrauliques, le relèvement du niveau de la nappe a été de 8 m a atteint la cote 247 m en basses eaux. La durée de la recharge atteint ici 10 mois (de juin à mars pour l'année 1985) au lieu de 6 mois en contexte de socle cristallin, à une grande distance du lac (piézomètre de Kwaremenguel). La décharge est de durée plus courte (avril à mai) mais d'amplitude plus faible (1 m en 1985). On note ainsi un lien étroit entre la limnimétrie du lac du Sourou (Fig. I. 35) et la piézométrie à Di. Même sans avoir les données limnimétriques à Di pour la période d'observation piézométrique (1985-1990), on peut admettre que la recharge est en liaison avec le gonflement des eaux du lac du Sourou. Nous avons observé sur cette figure I. 35 un décalage de 4 mois entre la plus haute cote limnimétrique (décembre) et la hauteur pluviométrique mensuelle (août). Mais cette augmentation de la piézométrie n'est pas générale dans tous les piézomètres situés à proximité du lac du Sourou. A Ban par exemple, les déviations des canaux d'irrigation auraient entraîné une baisse de la nappe.

En plus de l'effet du lac du Sourou sur la recharge qui est bien net, on en déduit le lien établi entre la hauteur limnimétrique et la pluviométrie. En effet, l'année 1988 plus pluvieuse à la station de Tougan (614 mm) a entraîné une hausse piézométrique importante. Les années sèches qui ont suivi de 1989 à 1991 sont marquées par une tendance à la baisse piézométrique. La reprise de la pluviométrie abondante en 1995 se traduit par une amplitude de 4 m par rapport à la période antérieure plus sèche (Fig. II. 42).

La recharge se fait donc de façon directe à partir du lac ; elle se fait également de façon diffuse, latéralement à une distance plus ou moins longue sur les bordures du Gondo, mais elle peut se prolonger sur plusieurs km le long de l'axe central du Gondo. La hausse piézométrique affecte également le piézomètre de Kwarmenguel situé à 50 km du lac du Sourou (Fig. II. 41) mais à un degré moindre. L'influence du lac du Sourou est presque nulle, mais, la situation en zone de bas-fond recevant les eaux de ruissellement en provenance du socle cristallin explique la remontée sensible du niveau de base de la nappe. Nous reviendrons sur la hausse piézométrique et ces causes dans la troisième partie de cette thèse.

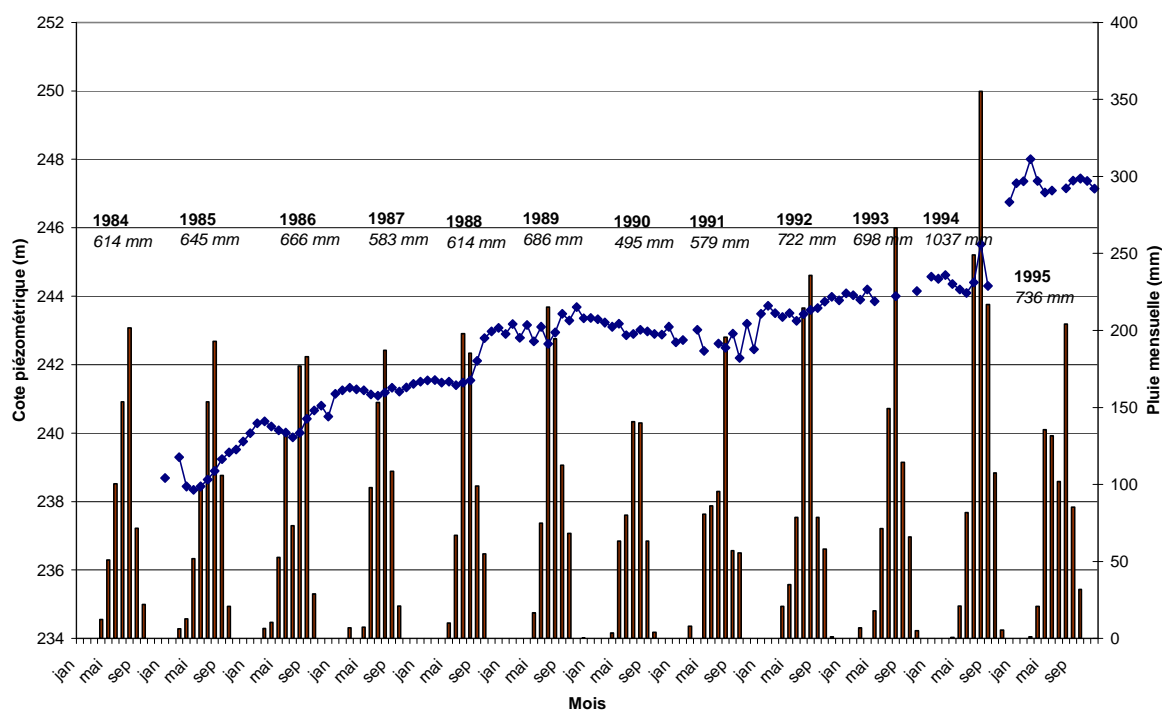


Fig. II. 42 : Influences de la pluviométrie et du lac du Sourou sur la nappe au piézomètre de Di (Di_5) entre 1985 et 1995 : La surface topographique est à la cote 252 m à Di_5

2.6.2 Variation spatiale de la piézométrie des années 2000

La figure II. 43 présente pour la période allant de 1996 à 2000, la piézométrie de la plaine du Gondo et ses bordures est et ouest. La dépression piézométrique y paraît nettement : elle est centrée le long de l'axe central du Sourou, de Lery à Douari. La cote piézométrique est de 180 m environ dans la partie la plus déprimée de la nappe. Cette zone très déprimée s'allonge sans se refermer vers le Nord-est jusqu'au-delà de la limite du bassin versant du Sourou, vers les mares pérennes de Feto-Moraboulé.

Plus au Sud, le lac du Sourou réalimentant la nappe, créé un dôme piézométrique qui scinde la zone la plus déprimée de la nappe du Gondo en deux branches est et ouest (Fig. II. 31).

Sur les bordures, la cote piézométrique est haute (250 m), soit une dénivellation de plus de 70 m par rapport à la zone centrale la plus déprimée.

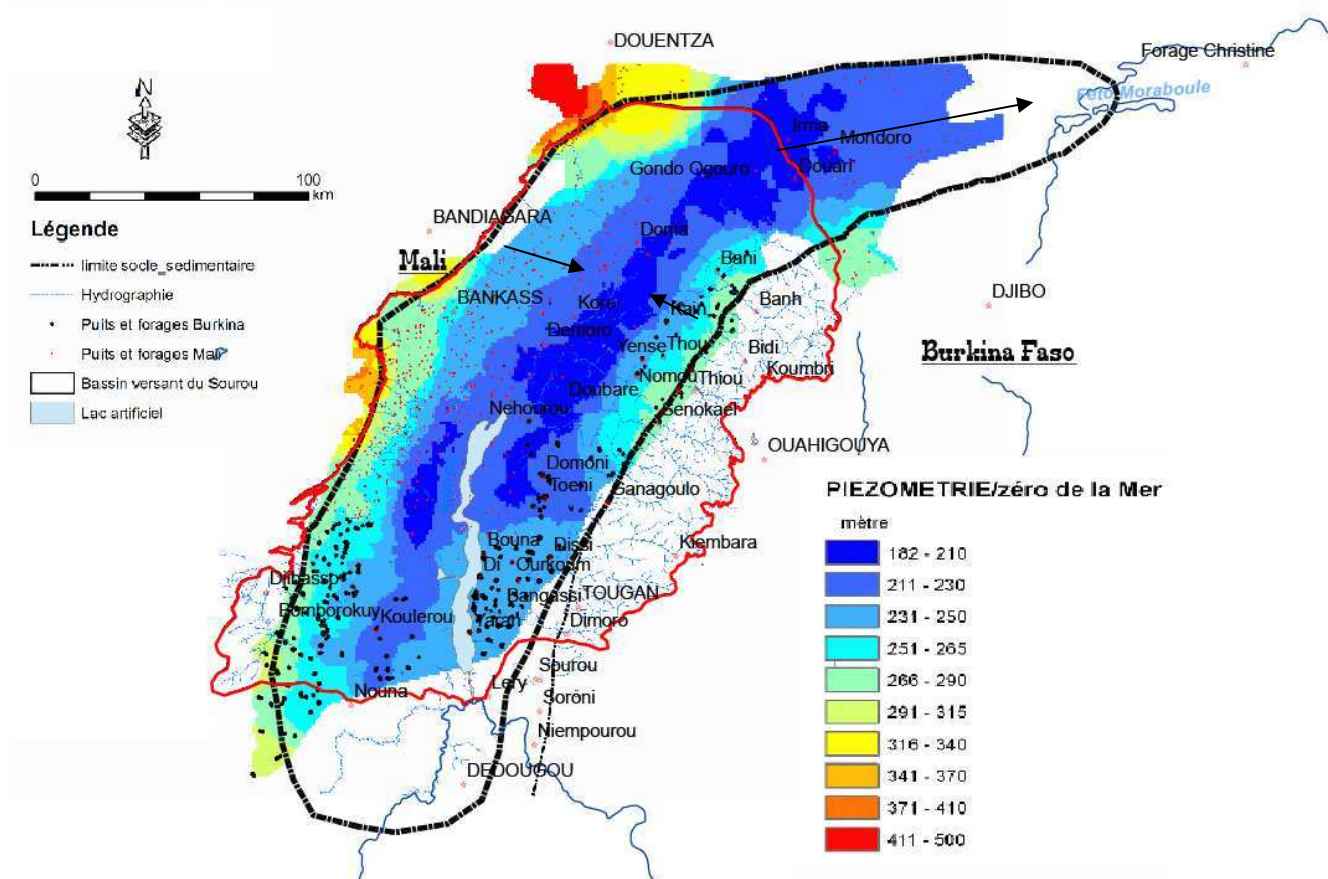


Fig. II. 43 : Variation spatiale de la piézométrie en 2000 dans la plaine du Gondo

Discussion :

Les profondeurs de la nappe phréatique que nous avons utilisées pour établir la piézométrie de la plaine du Gondo ont été relevées à la même période. Dans la partie Burkinabé de la dépression piézométrique, les ouvrages de captage (400 puits modernes) ont été inventoriés dans l'intervalle de 3 mois, entre juin et août 2007. Le niveau de la nappe peut être considéré comme bien représentatif et bien fiable. Par contre, pour les nombreux puits et forages dans la partie malienne, nous avons dans la base de données 1 500 ouvrages (puits modernes et forages hydrauliques), dont les niveaux de nappe ont été relevés en fin de foration, entre 1996 et 2004. La période de mesure de niveau de la nappe est plus grande (9 ans). Néanmoins, en tenant compte des battements moyens interannuels (moins de 10 ans) de la nappe qui n'excèdent pas quelques mètres (6 – 8 m maximum) en dehors des zones qui sont sous l'influence de recharge préférentielle (bas-fonds, retenue d'eau), on peut donc estimer que les niveaux de la nappe sont des valeurs moyennes dont on peut accorder un degré de confiance élevé. Les deux zones du Burkina et du Mali appartiennent à la plaine du Gondo dont les niveaux de la nappe ont été mesurés avec des précisions et pendant des périodes différentes, peuvent être tout à fait comparables pour la période considérée (1996 - 2007).

La plupart des niveaux statiques se trouvent non pas dans les argiles sableuses détritiques du Continental Terminal, mais à la base de celle-ci ou dans la plupart des cas, dans les calcaires (Infracambrien). L'alimentation de la nappe est assurée par des infiltrations directes de la surface mais aussi par les apports par drainance verticale de la nappe Infracambrienne sous charge. Les caractéristiques chimiques et isotopiques permettront de mieux établir le phénomène d'évaporation de la nappe du Continental Terminal et le phénomène de contamination de la nappe du Continental Terminal par la nappe profonde de l'Infracambrien. Les nombreux forages négatifs dans la partie sédimentaire du bassin montrent que l'on est en présence d'aquifères discontinus ou de fissures dans les calcaires infracambriens.

Conclusion

L'analyse spatiale de la piézométrie permet de rendre se compte de l'approfondissement des cotes piézométriques, de la bordure du bassin sédimentaire, vers l'intérieur de celui-ci. Entre la bordure du bassin et le centre, la piézométrie diminue de près de 70 m (280 _ 210 m). La dépression piézométrique est une réalité perceptible à cette échelle d'investigation.

Cette étude piézométrique montre que nous avons à faire à plusieurs nappes aquifères qui sont en communication verticale (drainance). La communication latérale semble peu évidente du fait des cotes piézométriques différentes pour une faible distance horizontale. En effet, entre les puits modernes de Sanga dans les calcaires gréseux Infracambrien de la bordure et les

puits modernes profonds de Doubaré et de Nenebrou distants de 10 km, on passe de la cote piézométrique 260 m à la cote 210 m. La partie de la nappe aquifère la plus profonde (220 m) forme une bande large de 50 km et est située le long de l'axe principal d'écoulement du Sourou (Lery - Di – Demoro - Douari). D'où des gradients piézométriques très forts entre la bordure et le centre de la plaine du Gondo. Ce qui suggère une compartimentation de l'aquifère en des blocs dont les interrelations hydrauliques des zones de bordure vers le centre du bassin, sont difficiles. Cette compartimentation des aquifères est bien illustrée dans le chapitre portant sur la géométrie de l'aquifère. De plus, la carte piézométrique présentée cache le caractère discontinu des nappes car de nombreux forages secs existent dans la plaine du Gondo.

Toutes ces argumentations concourent à dire que la dépression piézométrique du Gondo est une dépression d'origine tectonique et dont le système aquifère en présence ne contient pas une nappe généralisée, mais des nappes qui sont discontinues (latéralement) et qui sont reliées à des failles importantes.

Conclusion de la deuxième partie

La deuxième partie a porté sur la lithologie, la géométrie et les failles affectant les aquifères en présence dans la plaine du Gondo. Les approches chimiques des majeurs et de la silice ainsi que des isotopes de l'environnement ont permis de mieux connaître les nappes et d'établir les contaminations.

L'établissement des cartes linéamentaires a permis de dégager les grandes directions tectoniques. Bien que de certitude un peu douteuse, les cartes linéamentaires sont dans une certaine mesure le reflet de la fracturation. Elle illustre que aussi bien le socle Paléoprotérozoïque que la couverture Néoprotérozoïque à Cambrien et les dépôts fluvio-lacustres Mio-pliocène (Continental Terminal) sont affectés par des grands accidents. La conséquence sur la géométrie des aquifères est très importante. C'est pourquoi, l'hydrogéologie dans ces environnements doit être perçue sous l'angle de formations fissurées avec des chenaux préférentielles de circulations hydrauliques.

Les profils géophysiques ont montré l'importance des fractures que nous avons matérialisées sur carte. D'autres failles importantes sont révélées par les corrélations de coupes de forages. Les aquifères présents dans la plaine du Gondo sont bien affectés par la fracturation ; ces aquifères ont une grande variabilité de faciès. Le Continental Terminal, d'épaisseur variant entre 10 et 100 m, repose sur des dépôts plus anciens (Infracambrien ou socle) qui ont subi un

effondrement datant au moins de l'Eocène ; peut-être que ces fractures sont toujours actives, eu égard aux manifestations sismiques connues de nos jours dans le Gourma (Mali, Guinée). Les nappes présentes dans la plaine du Gondo sont de deux types : celle du Continental Terminal sont peu rechargées ; celle de l'Infracambrien qui semble plus importante car ayant un battement de près de 8 m par an. Le mélange entre les deux est bien établi par les analyses chimiques et isotopiques. Des eaux anciennes constituent l'essentiel de la nappe infracambrienne et du socle. L'alimentation de l'infracambrien et du Néoprotérozoïque pourrait être assurée par les eaux du socle cristallin.

**Troisième Partie : Hydrodynamisme des nappes -
Modélisation hydrogéologique**

3.1 Introduction

La deuxième partie de cette thèse a porté sur la lithologie et la géométrie des nappes aquifères du bassin versant du Sourou ; de plus, cette partie a abordé les caractéristiques piézométriques des nappes ainsi que chimiques et isotopiques. Les résultats obtenus à partir de la méthodologie adoptée a permis beaucoup d'avancées sur la structures des aquifères et les caractéristiques des nappes.

La présente troisième partie de ma thèse porte sur le fonctionnement hydrodynamique des nappes de la plaine du Gondo. Trois chapitres constituent l'ossature de cette dernière partie :

- le chapitre 1 fait une synthèse des résultats obtenus dans la partie 2 sur la structure et la géométrie des aquifères ainsi que la caractérisation des nappes en présence ; une comparaison des connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique entre les nappes et celles des autres dépressions piézométriques de la bande sahélienne ;

- le chapitre 2 fait un examen du lien entre l'anthropisation et la hausse piézométrique entre 1960 (Archambault 1960) et les années 2000 ;

- le chapitre 3 traite des résultats de la modélisation hydrogéologique du fonctionnement des nappes en régime permanent ; le but de la modélisation est de tester les hypothèses retenues pour expliquer les modalités de transferts hydrauliques souterrains entre différents systèmes aquifères qui ressortent de l'application des techniques d'investigation piézométrique et hydrochimique.

3.2 Synthèse hydrogéologique

Ce chapitre fait l'analyse de la variation spatio-temporelle de la piézométrie dans la plaine du Gondo. Les caractéristiques hydrochimiques et isotopiques des nappes en présence seront comparées avec les connaissances sur d'autres dépressions au Sahel ou dans certaines zones arides et semi-arides d'Afrique.

3.2.1 Variation spatiale de la piézométrie

Nous avons évoqué dans la partie 2 de ce mémoire, la variation spatiale de la piézométrie des années 2000. Il ressort de l'examen de la carte piézométrique du Gondo (Fig. II. 43), une nette définition de la configuration concentrique des isopièzes avec des rebords de nappe plus hauts (cote 280 - 290 m) que la zone centrale (cote 180 - 190 m).

L'analyse de cette dépression piézométrique rend compte de deux singularités :

- le gradient hydraulique présente une forte variation et un contraste marqué dans la plaine du Gondo,
- la géologie et la tectonique contrôlent étroitement la piézométrie dans le système aquifère Continental Terminal / Infracambrien.

3.2.2 Variation importante du gradient hydraulique

La nappe phréatique s'approfondit au fur et à mesure que l'on va vers le centre de la dépression jusqu'à atteindre la cote 160 (Fig. II. 43), soit une dénivelée de près de 100 m. Mais le gradient est plus fort dans la zone de bordure socle / sédimentaire (3,2 ‰) que dans le secteur ouest au contact de l'Infracambrien du plateau gréseux de Bandiagara avec le Continental Terminal et le Quaternaire (dépôts sableux), soit un gradient de 1,7 ‰. On verra plus loin que ces différences de gradients hydrauliques sont à mettre au compte de la lithologie et de la tectonique.

Par contre le long de l'axe central du bassin du Gondo (axe Lery – Di – Koro – Doma – Douari), le gradient hydraulique est faible. En effet, entre Di et Douari, la cote piézométrique varie de 250 m à 210 m, sur une distance de 200 km environ. Ce qui nous amène à un gradient longitudinal de 0,3 ‰. L'écoulement dans l'axe du bassin est faible de même que l'écoulement des bordures vers le centre du bassin. On est dans un cas de figure de bassin hydrogéologique fermé, avec cependant, un écoulement très faible du Sud vers le NE et l'Est en direction des mares de Feto Moraboulé (Fig. II. 43). Ces mares constituent l'exutoire naturel d'une partie des écoulements souterrains faibles du bassin du Gondo. Un chapelet de mares pérennes est rencontré dans cette région de Feto Moraboulé où la nappe s'est stabilisée à la cote 234 m (ONEA 2005).

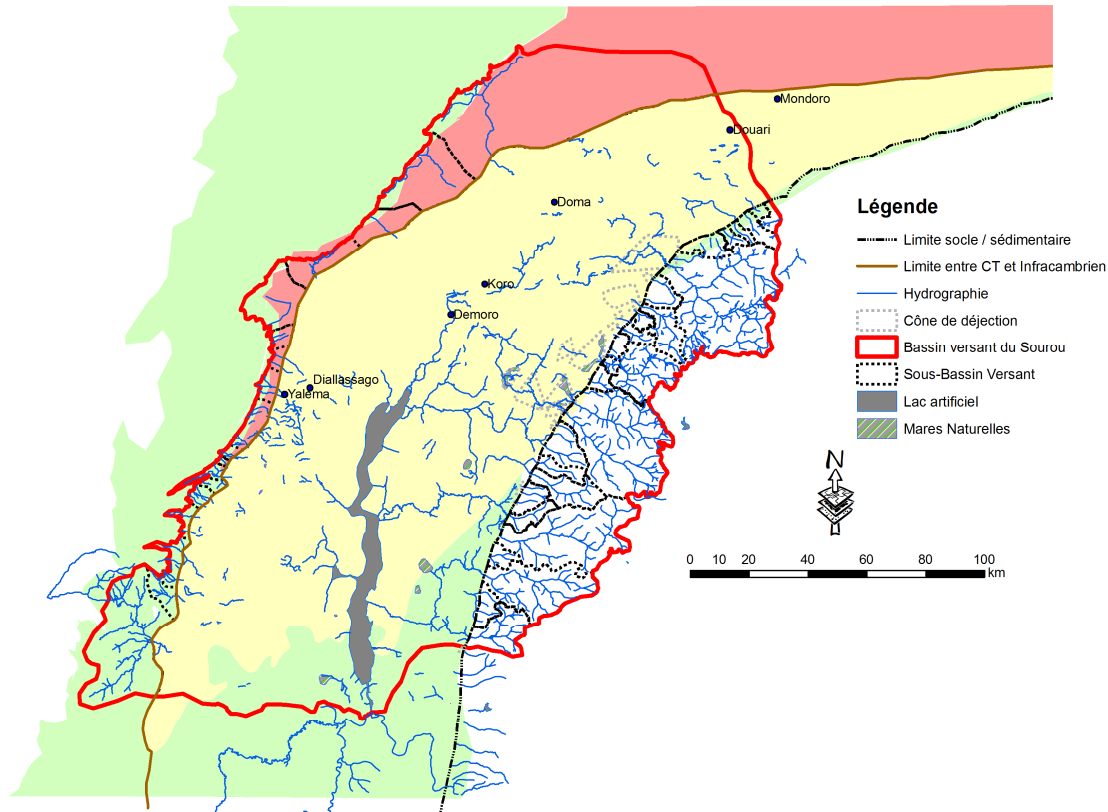


Fig. III. 1 Carte géologique simplifiée de la plaine du Gondo (en vert : Séries gréseuses Infracambriennes et Néoprotérozoïques ; en jaune : Argiles sableuses du Continental Terminal ; en rose : Sables Quaternaires)

3.2.3 Contrôle géologique et structural de la piézométrie :

La piézométrie souligne bien les limites lithologiques. En effet, la carte piézométrique se superpose parfaitement à la carte structurale du bassin du Sourou (Fig. III. 2). Le contact géologique marquant la transition entre les sables éoliens quaternaires et le Continental Terminal au Nord de la plaine du Gondo coïncide avec la courbe isopièze 310 m ;

De même, du côté du socle cristallin à l'Est de la plaine du Gondo, la limite socle / bassin sédimentaire semble très nette et coïncide avec la courbe isopièze 280 m. La coupe géologique établie à partir des coupes lithologiques de forage et les observations piézométriques confirme effectivement ces transitions piézométriques brusques liées à la fracturation normale mettant en contact le socle et le bassin sédimentaire. La nappe de socle déconnectée de celle du bassin sédimentaire (Infracambrien) est respectivement aux cotes 290 et 265 m.

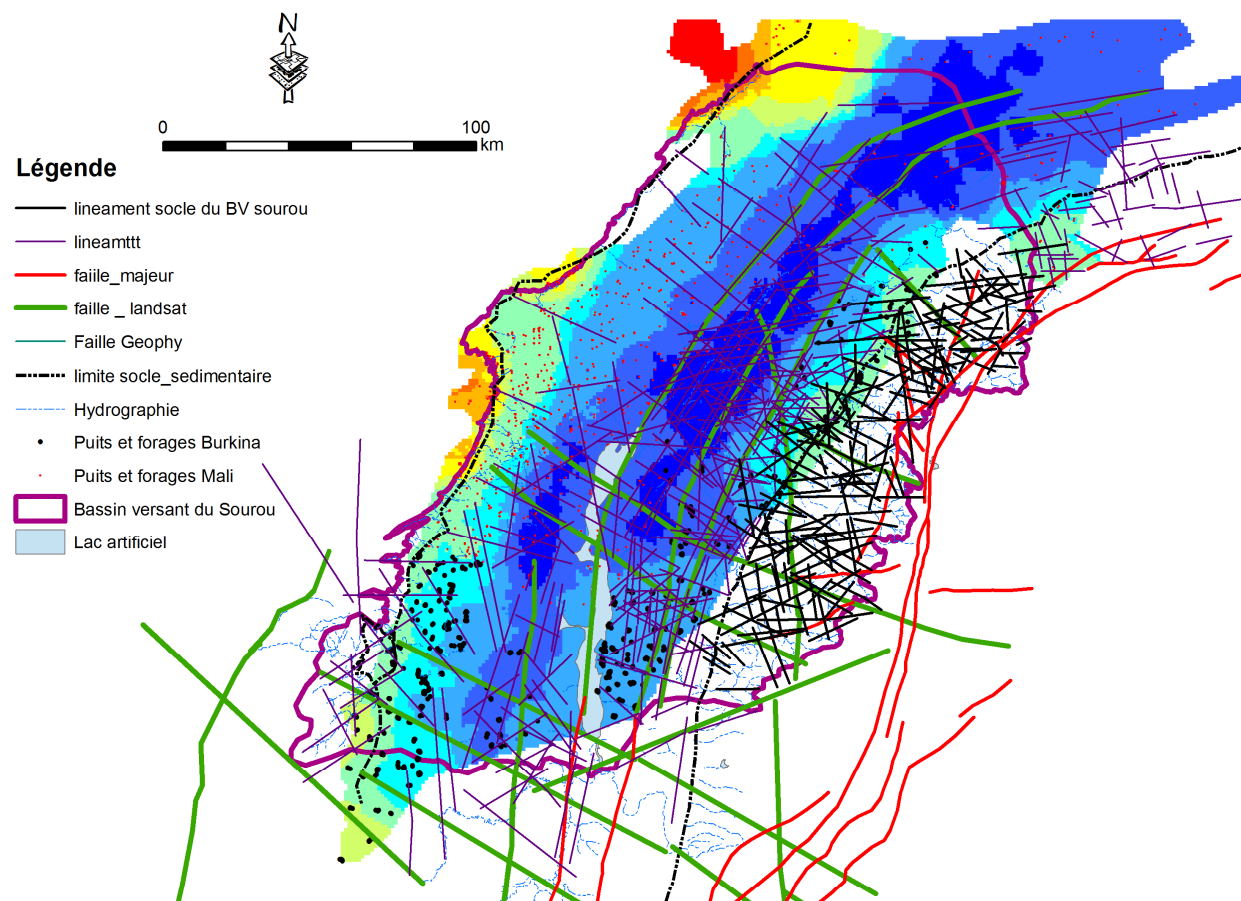


Fig. III. 2 : Fracturation et piézométrie dans la plaine du Gondo.

Si la lithologie contrôle bien la piézométrie, qu'en est-il du rôle de la fracturation et des failles, c'est-à-dire de la tectonique dans le contrôle de la piézométrie ? La figure III. 2 obtenue en superposant les linéaments et mégalinéament satellitaires à la carte piézométriques, montre une coïncidence frappante entre les courbes isopièzes et les fractures supposées que sont les linéaments et les mégalinéaments. Cela n'est pas surprenant car sur la coupe géologique AB (Fig. II. 10), l'illustration en est faite, tant dans le socle cristallin que dans le bassin sédimentaire proprement dit, de l'effet des failles normales décalant le toit de la nappe. C'est le colmatage des failles normales par du matériel imperméable limitant les écoulements latéraux qui provoquerait la compartimentation des nappes aquifères et des écoulements souterrains de la bordure vers l'intérieur du bassin du Gondo.

Ainsi, au Nord de Koro, un linéament NE longe la courbe isopièze 320. De plus, à l'Est de Demoro, le mégalinéament NE de la bande centrale de la vallée du Sourou (Fig. III. 2).

Ainsi, dans la localité de Sanga - Nomou à l'Est du bassin du Sourou, les fractures importantes ayant des colmatages importants empêchent les circulations latérales, d'où des courbes isopièzes resserrées : sur une distance horizontale de 15 km, la piézométrie passe de 286 dans les calcaires infracambriens de la bordure du bassin à 210 m dans le graben passant près du forage-test de Doubaré (Fig. II. 10). Il y a une superposition assez nette des linéaments satellitaires, des mégalinéaments satellitaires et des failles identifiées sur le terrain avec les lignes isopièzes (Fig. III. 2). Il y a dans le Gondo, un lien étroit entre la fracturation et la piézométrie.

3.3 Synthèse de la chimie des eaux

Ce deuxième chapitre traite de la synthèse des résultats des diverses investigations menés dans la plaine du Gondo, en vue de comprendre les systèmes aquifères en présence. Ces résultats seront comparés aux différents cas de nappes en « creux d’Afrique ». Certains de nos résultats seront comparés à ceux des systèmes aquifères dans des contextes climatiques semi-aride (comme c’est le cas dans le bassin du Sourou) ou aride d’Afrique du Nord.

Ce chapitre comporte deux parties :

- les résultats de la piézométrie, des investigations sur la structure et la géométrie des systèmes aquifères en présence ainsi de la chimie et de la géochimie isotopique seront abordés ;
- la karstification, qui semble être une originalité par rapport aux autres cas de systèmes aquifères à nappes en « creux » d’Afrique Sahélienne sera également abordée.

3.3.1. Géométrie et structure des aquifères

La lithologie du Continental Terminal du Gondo est exactement la même que dans les autres bassins intracontinentaux tertiaires d’Afrique (Favreau 2009, Taupin 2002, Favreau *et al.* 2002, Malou 1891, Djoret 2000, Massuel 2005). Ce sont des dépôts détritiques argilo-sableuses fines de couleur rouge-ocre, blanchâtres à bariolées. De plus, à ces dépôts détritiques argilo-sableuses fines de couleur rouge-ocre, blanchâtres à bariolées, sont associées des dépôts quaternaires hydro-éoliens sableux. Cette association dépôts quaternaires avec les dépôts Mio-Pliocène est aussi décrite au Tchad (Djoret 2000) et au Sénégal (Malou *et al.* 1991). Dans la lithologie du Continental Terminal du Gondo, un seul ensemble détritique a été défini, contrairement au cas du Niger, où a été décrit, trois niveaux : CT1, CT2 et CT3 .

A l’Eocène, des mouvements distensifs sénestres sur les bordures orientale et occidentale du bassin du Gondo sont associés à des failles normales dans le bassin. Il en résulte l’effondrement du substratum rocheux (calcaires gréseux, calcaires karstiques) dans la plaine du Gondo ; il s’en est suivi l’érosion et le dépôt des sédiments fins issus des reliefs anciens préexistants, au cours d’une phase climatique sèche.

La zone a connu des mouvements tectoniques importants qui conditionnent les systèmes aquifères. Des horsts et des grabens sont ainsi identifiés (horst de Yensé, horst de Koro). Cette lithologie et le contexte paléoclimatique et climatique actuel ont joué sur la configuration actuelle des nappes d’eau souterraine du Gondo

Dans les systèmes aquifères à nappes en creux, c’est le cas du Gondo seul où la déformation cassante a été mise en évidence à partir de données de forages hydrauliques et de mesures

géophysiques, du moment où, contrairement à d'autres cas, les conditions d'affleurement du Continental Terminal sont excellentes.

3.3.2 Physico-chimie et chimie des majeurs

Dans la plaine du Gondo, les conductivités électriques sont élevées et localisées d'une part, et d'autre part l'effet de saisonnalité seule n'explique pas une telle répartition géographique. Dans le Gondo, il y a le phénomène d'évaporation et celui du contrôle structural de la piézométrie (Fig. III. 2). Ce phénomène d'évaporation est évoqué également par Elbaz-Poulichet *et al.* (2002) pour expliquer les conductivités électriques de la nappe phréatique qui varient linéairement en fonction de la profondeur et selon les saisons (Fig. III. 3).

Les ions majeurs et la conductivité électrique permettent une bonne caractérisation des nappes aquifères de la dépression du Gondo. En effet, ici on a en majorité des eaux hydrogéné-carbonatées calciques à magnésiennes, contrairement au Continental Terminal du Niger, où il y a en majorité des eaux sulfatées sodiques à chlorurées sodiques. C'est surtout dans le cas du Gondo que l'analyse en composantes principales de différents paramètres chimiques et de la silice dissoute qui a permis de distinguer les nappes aquifères de l'Infracambrien et du Continental Terminal. De plus, la silice permet dans le Gondo, une nette distinction des systèmes aquifères du socle, de l'Infracambrien et du Continental Terminal. La conductivité électrique montre une répartition spatiale où les eaux souterraines les plus chargées (plus de $3\,000\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) sont situées dans l'axe central de la dépression du Gondo. Sur les bordures, les eaux sont moins chargées ($50 - 100\ \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Des difficultés de transferts hydrauliques souterrains dans l'axe central d'une part et des bordures du Gondo vers la zone centrale expliqueraient cette distribution des conductivités électriques. Il y a une bonne corrélation entre la topographie, la piézométrie, la carte de distribution des conductivités électriques et la carte de l'épaisseur de la zone non saturée. Ce résultat semble nouveau dans les dépressions piézométriques de la bande sahélienne.

Les circulations verticales sont mises en évidence et montrent que les systèmes aquifères argilo-sableux à gréseux très fin (Continental Terminal) et calcaires (Infracambrien) sont en intercommunication par drainance verticale. Ce phénomène de drainance est étayé par des arguments hydrodynamiques. En effet, l'exploitation de la nappe supérieure du Continental Terminal et le phénomène de l'évapotranspiration entraînent une drainance verticale ascendante à partir de la nappe profonde. Ces mêmes résultats sont du reste constatés en contexte plus aride, en Tunisie (Maliki *et al.* 2000). La drainance verticale est accrue du fait de l'épaisse zone non saturée des formations argilo-sableuses fines du Continental Terminal,

qui sont faiblement aquifères, ce qui fait que l'on a une nappe plus profonde en charge qui peut remonter et assurer un mélange avec la nappe supérieure (Continental Terminal).

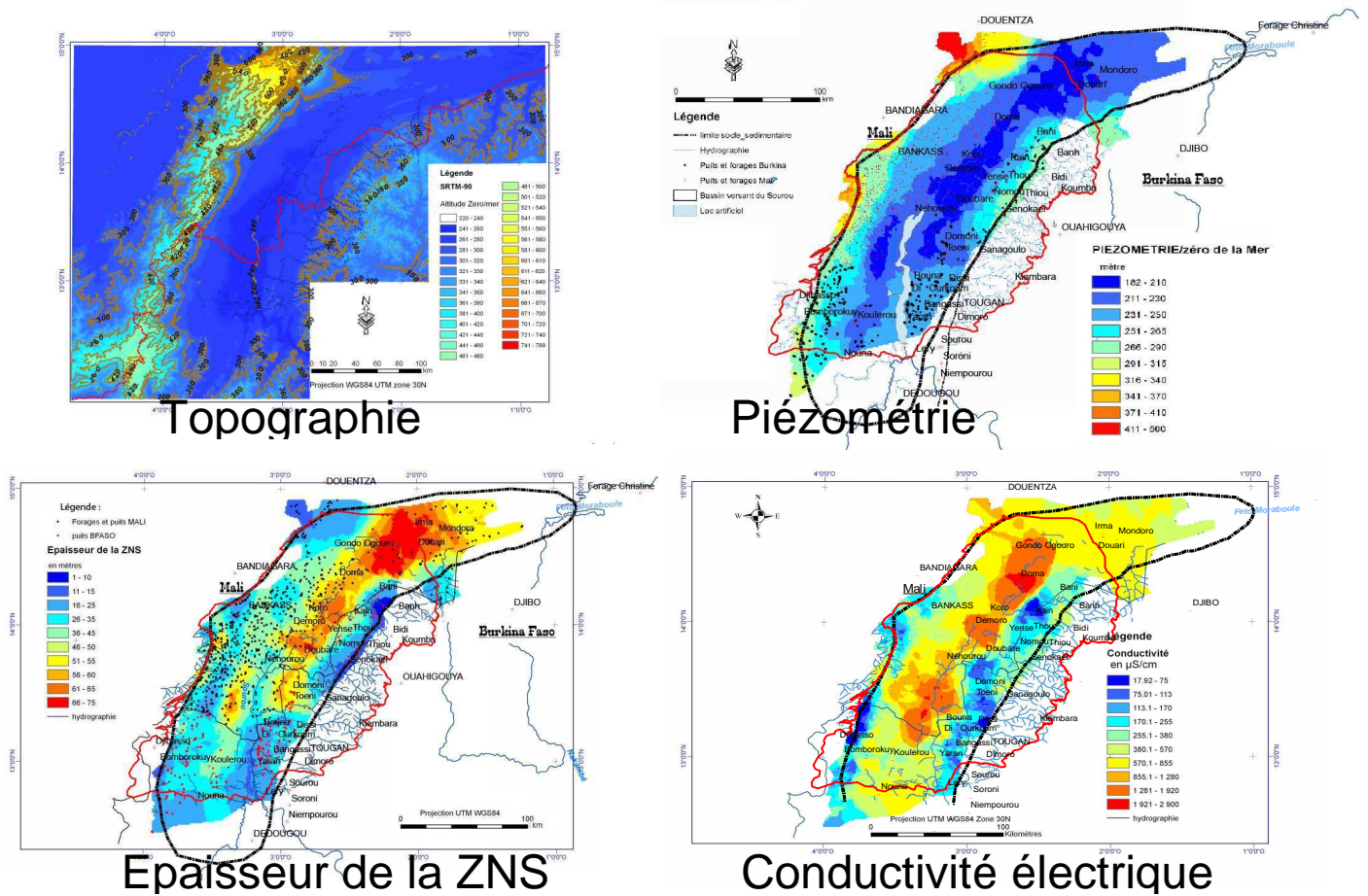


Fig. III. 3 : Corrélations entre la topographie, la piézométrie, l'épaisseur de la zone non-saturée et la conductivité électrique

3.3.3 Géochimie isotopique

L'utilisation des teneurs isotopiques ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, ^3H) permet, comme dans les nombreux exemples de nappes en « creux » et de zones semi-arides, de comprendre la dynamique des nappes et leur recharge.

Au Niger, le graphe des teneurs isotopiques ($\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$) permet de s'identifier deux pôles d'eaux correspondant à des systèmes aquifères bien distincts CT1 et CT3 (Favreau 2002).

La dépression naît quand on compare les zones de bordure et les zones du centre de la dépression.

Dans le Gondo, l'interprétation des teneurs isotopiques ($\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$) a montré également la présence d'un aquifère profond (Infracambrien) dont les eaux sont anciennes, peu circulantes vers les bordures latérales de la plaine du Gondo qui sont rechargées à des périodes plus

froides que l'actuel. A cause des transferts verticaux entre nappes aquifères, le tritium ne permet pas une bonne distinction entre différentes nappes aquifères.

Nous avons ajouté quelques eaux issues des formations Infracambriennes du Mali dont les teneurs en isotopes stables ont été fournies par Laurence Gourcy. En reportant ces échantillons sur le même graphe que les nôtres, dans la partie Burkinabé de la plaine du Gondo, deux remarques peuvent en être tirées :

- les isotopes stables ont des valeurs moyennes identiques aux échantillons de la bordure sud et Est du Gondo lorsque ceux-ci sont issus des formations du Continental Terminal : ils s'alignent sur la droite météorique locale et semblent être plus regroupés autour des valeurs moyennes $\delta^{18}\text{O}$ de $-4,5\text{ ‰}$ et de $\delta^2\text{H}$ de -36 ‰ .

- les isotopes stables des échantillons de la nappe Infracambrienne sont plutôt en dessous de la droite locale, avec des teneurs ($\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$) de $-40,0\text{ ‰}$ et -6 ‰ . Ce qui signifie une recharge à des périodes plus froides que l'actuel. Les altitudes à lesquelles cette recharge a été effectuée sont plus grandes, Les échantillons sont bien situés au delà de 15° de latitude Nord, à des altitudes de plus de 400 m, au dessus des points les plus élevés de la bordure du bassin versant du Sourou sur socle cristallin. La position topographique de la zone d'alimentation de des nappes suggéreraient une recharge à des altitudes très élevées, donc à des températures plus froides que l'actuel ; simplement, il s'agirait d'eaux rechargées à des périodes très froides que l'actuel. En contexte semi-aride à aride de Tunisie, Maliki *et al.* (2000), ont pu, à l'aide de graphes $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ établir une relation précisant la distance de la source à partir de laquelle la recharge de ces eaux anciennes s'est produite.

Ce qui est remarquable dans l'Infracambrien, c'est la présence très localisée des karsts en profondeur (cotes 120 à 130 m). Le processus de karstification paraît intéressant à élucider.

3.3.4. Processus de la karstification (karstogénèse)

Les abandons techniques de forages hydrauliques dans la plaine du Gondo sont essentiellement liés à la présence de karsts à la cote 120 – 130 m. Les techniques de foration à la boue traditionnellement utilisées au Burkina Faso ne sont pas adaptées pour des nappes de systèmes aquifères karstiques. Les foreurs ne sont souvent pas techniquement équipés pour gérer des problèmes de karsts, d'où les abandons de forages.

La figure III. 4 présente la distribution géographique des abandons techniques de forations. Si dans le secteur de Sanga – Nomou, les karsts n'ont pas été mis en évidence, par contre dans le secteur de Koulérou et de Toéni, des cas d'abandons de forages pour des raisons techniques ont été signalés.

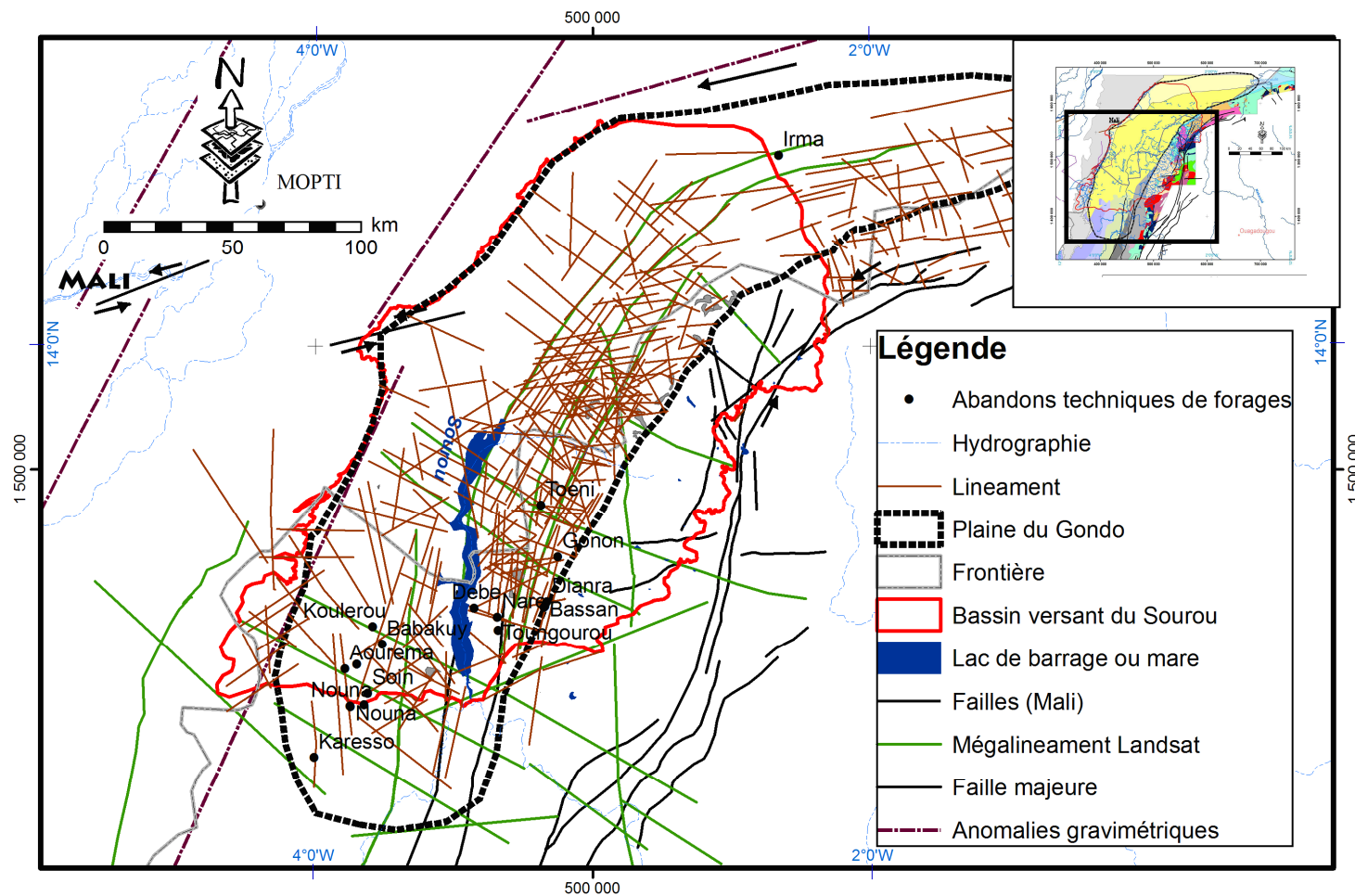


Fig. III. 4 : Abandons techniques de forages hydrauliques dans la plaine du Gondo (Burkina Faso) – source : base de données hydrogéologiques (Sysmin)

Ces raisons techniques sont diverses mais dans la plaine du Gondo, c'est essentiellement la présence de karstifications souterraines qui revient comme cause. Ces karstifications entraînent des pertes importantes de boue de foration et la vitesse d'avancement de la foration est nulle. Les risques de pertes des outils de foration sont grands. C'est le cas en rive droite de Koulérou, de Babakuy, de Soïn et de Aourema. En rive gauche du Sourou, c'est le cas de Toéni, de Débé et Toungourou (Fig. III. 4).

A une distance assez grande du plan d'eau du Sourou, des abandons techniques sont signalés à Nouna : il s'agit ici d'abandons liés à la perte d'outils de foration simplement du fait d'erreurs techniques.

Le premier type d'abandon lié à la présence de karsts est localisé dans la bande centrale de la vallée du Sourou soit une largeur de 50 km de part et d'autre de l'axe central du Sourou. Cette situation dans la zone la plus affectée par les mégalinéaments semble indiquer le lien entre la déformation cassante le long des fractures Est-Ouest venant du socle et le processus de formation des karsts (karstogenèse). En effet, la karstogenèse est contrôlée par trois facteurs principaux (Avias 1992 ; Miyatovic 1992) :

- la lithologie, la paléostratigraphie et la tectonique (microtectonique et nanotectonique). Dans le cas du bassin du Gondo, ce sont les calcaires oolitiques silicifiés datant de l'Infracambrien qui sont karstiques. Le processus le plus important dans les aquifères karstiques est l'équilibre calco-carbonique (calcite et gaz carbonique). La dissolution du calcaire par les eaux contenant de l'acide carbonique (CO_2 dissous) conduit à la création de fissures qui, facilitant le passage de l'eau, vont accélérer la dissolution (Atteia 2005). Il y a aussi, dans le cas des calcaires du Gondo, la présence de joints de calcédoine entre les oolites qui confèrent à la roche une rhéologie spécifique qui est propice à la microfracturation, donc à la naissance de micro-cavités.
- le niveau de base de la nappe ainsi que les quantités de précipitations ou des écoulements souterrains antérieurs ou présents : dans le bassin du Sourou (plaine du Gondo), les précipitations actuelles sont caractéristiques du Sahel n'excédant pas 350 mm au Nord du Gondo. La nappe phréatique est à une cote fluctuant entre 210 et 180 m. La zone karstique dont la cote est comprise entre 120 et 130 m est complètement noyée toute l'année, ce qui favorise les attaques chimiques de l'aquifère carbonaté et silicifié.
- la composition chimique des eaux souterraines. C'est le troisième facteur dans le processus de karstification. Dans la partie centrale du Gondo, la nappe présente une

forte concentration en sulfates et en carbonates. Dans certaines conditions, la solubilisation des carbonates et de la silice peut être possible, ce qui engendre des cavités karstiques plus grandes. En effet, on distingue deux systèmes karstiques selon l'origine du CO₂ participant à la dissolution des calcaires. Si le CO₂ provient essentiellement des eaux météoriques, la dissolution est faible (le système est dit fermé). Par contre, lorsque les eaux d'infiltration parviennent à un aquifère calcaire profond, les microorganismes produisent davantage de CO₂, ce qui accroît la capacité de dissolution des calcaires : on est dans un système dit ouvert. Le système karstique du bassin du Gondo est dans ce second cas.

Si la présence d'eau ancienne est en grande quantité dans les réseaux karstiques du bassin du Gondo, la question de sa vulnérabilité aux pollutions agricoles (nitrates, pesticides, domestiques et fécales) est posée. En effet, les mares intérieures et les cônes de déjection constituent des cibles à protéger car ils constituent des voies préférentielles de contamination de la nappe karstique.

En conclusion, on peut dire que la dépression du Gondo présente des similitudes de fonctionnement hydrodynamique avec les autres cas étudiés récemment dans la bande Sahélienne. Il y a également des singularités qui méritent d'être soulignées (tectonique, lithologie, karstification, flux verticaux d'eau souterraine vers le bas et vers le haut, flux hydrauliques faibles dans la bande centrale du bassin, gradient hydrauliques forts dans les zones de bordure de la dépression).

L'évaporation de la nappe du Continental Terminal au cours de la percolation dans la zone non saturée explique la dépression piézométrique de la zone profonde des nappes dans la plupart des cas de dépressions piézométriques au Sahel. Dans le Gondo, cette évapotranspiration n'explique pas à elle seule la nappe en « creux » du Gondo.

Le rôle de la géologie et de la tectonique est majeur dans la structuration des systèmes aquifères du Gondo. Les flux verticaux descendants par différence de perméabilité des horizons profonds (Infracambrien) par rapport aux horizons aquifères supérieurs (Continental Terminal) semblent plus importants que la remontée par drainance verticale ascendante (nappe profonde en charge).

3.4 Variation temporelle de la piézométrie : hausse piézométrique

La hausse piézométrique peut s'appréhender facilement, en comparant la piézométrie sur une longue série de données. Nous disposons, des deux types de données. Les mesures sur des longues périodes (5 à 10 ans) de piézomètres du réseau piézométrique national du Burkina Faso et les données ponctuelles à deux périodes différentes d'une quarantaine d'années, celles de Archambault (1960) et celles des années 2000.

3.4.1 Variations piézométriques temporelles

Nous avons vu dans la partie précédente, la piézométrie qui évolue dans le temps, avec une hausse sensible. La hausse piézométrique peut être appréciée juste près du lac du Sourou ou dans les zones de bordure du bassin en contact avec le socle (bas-fonds, mares endoréiques, cônes d'épandage). A Di (Fig. II. 42), la hausse piézométrique est liée au lac du Sourou dont les eaux sont gonflées par l'arrivée des eaux du Mouhoun supérieur à travers le canal de dérivation. Le tableau II. 1 indique une hausse de 9 m entre 1985 et 1995 soit une moyenne de 0,9 m par an. La recharge est alors estimée, sur la période 1985-1995 à 210 % de la pluie moyenne interannuelle (615 mm). Comme l'illustre le tableau III. 1, la hausse piézomètre dépasse en certains endroits 20 m près du lac du Sourou (Siella). La hausse piézométrique atteint 9 fois la pluie enregistrée Tougan entre 1985 et 1990 (609 mm).

Mais d'autres piézomètres plus éloignés du lac du Sourou enregistrent également des hausses piézométriques exceptionnelles (21 m à Kwaremenguel 4, 18 m à Dédougou). Dans la zone de contact socle / bassin du Gondo, à Kwaremenguel (Fig. II. 40), le bas-fond reçoit des eaux de ruissellement en provenance du socle cristallin et qui occasionnent une recharge préférentielle de la nappe. Cette recharge est estimée à 217 % de la pluie moyenne tombée à la station de Tougan sur la période 1985-1990 (678 mm, Tab. III. 1).

La variation temporelle peut s'apprécier également à partir des cartes piézométriques des années 1960 et des années 2000.

Tab. III. 1 : Hausse piézométrique observée dans différentes localités (bassin du Sourou)

Piézomètre	X	Y	Variation (m)	Durée (années)	hausse (m/an)	pmoy en mm Tougan	Recharge / pluie (%)
Kira_1	379 299	1 437 654	6,31	7	0,93	615	151
Djibasso_7	381 381	1 445 210	6,55	12	0,55	677	82
Diena_1	388 183	1 461 739	9,07	13	0,72	673	107
Diena_2	388 183	1 461 739	13,5	9	1,56	624	250
Nienanou_1	437 660	1 443 908	1,36	11	0,13	682	19
Nienanou_2	437 660	1 443 908	7,6	6	1,33	604	220
Bomborokuy_1	437 678	1 437 460	18,77	5	3,97	609	652
Boron_2	440 161	1 370 140	12,64	4	2,87	609	471
Nouna_8	443 930	1 374 555	27,86	12	2,34	677	345
Bisso_2	450 503	1 373 216	6,39	5	1,40	609	230
Koro_2	460 338	1 379 892	14,36	5	3,10	609	509
Koro_1	460 338	1 379 892	19,09	6	3,46	609	562
Siella_1	465 792	1 378 624	16,09	6	2,91	615	474
Siella_2	465 792	1 378 624	25,67	4	5,76	615	945
Di_5	472 901	1 448 296	9,71	11	0,88	678	130
Nion_1	473 421	1 380 020	4,81	12	0,40	673	60
Ban_2	475 888	1 392 437	0,97	8	0,12	603	20
Dousoula_1	483 194	1 441 642	5,47	8	0,70	610	115
Tougan_12	495 555	1 441 670	4,48	11	0,41	678	60
Kwarmenguel_3	499 458	1 459 541	14,2	10	1,46	682	215
Kwarmenguel_4	499 458	1 459 541	21,65	12	1,81	673	269
Kwarmenguel_5	499 458	1 459 541	18,33	7	2,63	615	428
Toaga_1	555 127	1 445 441	16,1	10	1,60	678	236
Toaga_2	555 127	1 445 441	15	6	2,51	604	415
Rassouli_1	575 500	1 456 516	10,65	12	0,90	673	133
Rassouli_2	575 500	1 456 516	11,88	12	1,01	673	149

3.4.2 Cartes piézométriques comparées des années 1960 et 2000

La carte piézométrique des années 1960 a été établie avec environ 70 puits et forages profonds selon les travaux de Archambault 1960 (Fig. III. 5). Les allures des courbes isopièzes montrent une seule dépression piézométrique concentrique centrée sur la localité de Toéni à la frontière entre le Burkina et le Mali. Les courbes isopièzes sont assez régulières du fait de la faible densité des puits. Les cotes vont de 240 sur le plateau de Bandiagara à 150 m dans le cœur de la dépression. La nappe dans les années 1960 était plus haute en bordure du plateau de Bandiagara à l'Ouest de la plaine du Gondo (295 m) qu'à l'est de la plaine où la nappe était à seulement 240 m. La partie la plus profonde de la nappe était centrée en une seule zone circonscrite, dans la localité de Toéni (Burkina Faso). Le diamètre de cette zone la plus déprimée dont la cote était inférieure à 195 m atteignait 70 km (Fig. III. 5). Le secteur du

plateau de Bandiagara avait des cotes de 300 m environ. La bordure orientale de la plaine sur socle cristallin présentait des cotes piézométriques de 220 m.

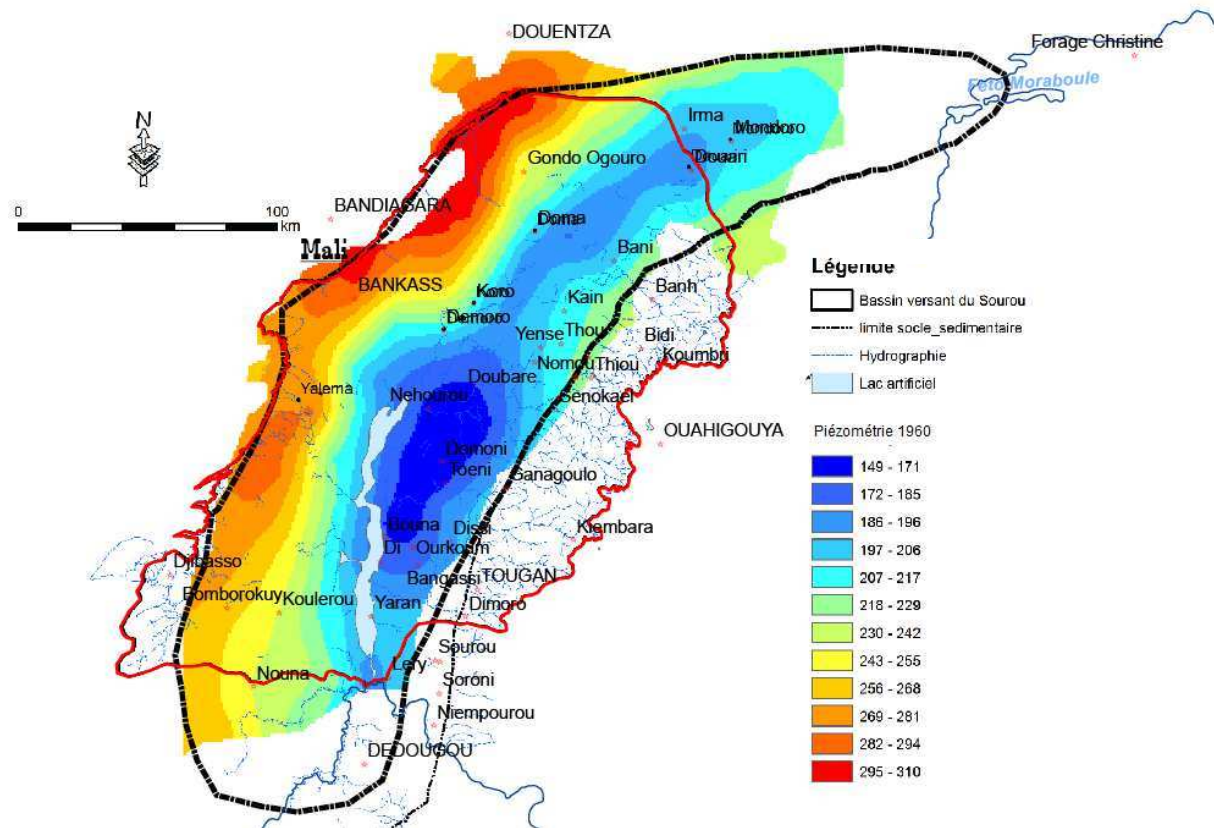


Fig. III. 5 : Piézométrie de la plaine du Gondo des années 1960 (d’après les données piézométriques - nivellement général - de Archambault 1960)

Entre 1960 et 2005, soit en 46 ans, on constate des allures différentes des courbes isopièzes. Dans les zones situées au contact bassin sédimentaire / socle cristallin, à l’Est du Gondo, l’amplitude de variation piézométrique est plus grande, soit plus de 40 m. Ce qui correspond pour la période considérée à une hausse piézométrique moyenne de 0,9 m / an. Les profils transversaux par rapport à la vallée du Sourou présentent la topographie issue du MNT SRTM, et où on a reporté la piézométrie en 1960 et celle de 2000 (Fig. III. 6).

On note l’influence du plan d’eau du Sourou dans le relèvement de la nappe et la subdivision de la dépression en deux zones profondes (à la cote 205 m). Le dôme piézométrique en dessous du Sourou est à la cote 220 m.

L’examen du toit de la nappe montre deux types de lignes de courant indiquant le sens d’écoulement souterrain :

- des zones de bordure dont le toit de la nappe est haut dans la bande centrale de la dépression (cote 220) ;
- dans la bande centrale de la dépression allant de Lery au Sud à Douari au Nord-Est du bassin du Sourou, la nappe enregistre une pente très faible. Ainsi, la coupe 1 (Fig. III. 6) indique une zone déprimée à la cote 205 m. 100 km plus au Nord, la coupe 3 (Fig. III. 6) indique une nappe à la cote 200, soit une pente faible de 0,5 ‰. On note une ligne de courant orientée Nord-Est, dans la même direction qu'empruntait le Paléo-Mouhoun qui se jetait alors dans le Niger par le Béli.

Les zones de bordures du bassin ne présentent pas les mêmes évolutions de la piézométrie, entre les deux périodes considérées (1960, 2000). Dans les zones de bordures de la plaine du Gondo, dans le plateau de Bandiagara, la forte anthropisation et les nombreux champs de cultures bien identifiables sur l'image satellitaire Landsat des années 2000 expliquerait l'érosion plus forte (encroûtement), donc une infiltration moindre par rapport aux années 1960.

A ce phénomène d'érosion et de ruissellement plus important, il faut ajouter le rôle du lac du Sourou dans le relèvement général de la nappe dans la partie centrale de la dépression du Gondo. Comme nous l'avons montré dans la première partie de ce mémoire, depuis 1976, le volume d'eau augmente dans le lac. La réalisation du canal de dérivation en 1984 s'est accompagnée par une multiplication par 4 du volume d'eau dans le lac du Sourou. Au piézomètre de Di situé juste à côté du plan d'eau du Sourou, la nappe phréatique a enregistré en 1994 une hausse de plus de 8 mètres par rapport à la période d'avant 1984 (Fig. I. 34). La cote piézométrique est alors à environ 247 m à l'étiage. Le relèvement général du niveau de la nappe de près de 40 m entre 1960 et les années 2000 serait lié à la recharge directe à partir du lac du Sourou (600 millions m³ d'eau). Le front d'infiltration très large lié à la pente topographique très faible (0,5 ‰) favorise cette recharge directe de la nappe phréatique. Globalement, les mares naturelles, les cônes de déjection des zones de bordure orientale du bassin du Gondo et le lac du Sourou sont les zones d'infiltration préférentielle qui participe par écoulement longitudinal, à la hausse piézométrique constatée entre 1960 et les années 2000 (les transferts hydrauliques latéraux, des bordures vers le centre du bassin sont plus difficiles).

En comparaison avec la hausse piézométrique constatée au Niger qui est estimée à 0,6 m /an (Favreau *et al.* 2009, Favreau 2009, Favreau 2000, Leduc & Loireau 1997, Leduc *et al.* 1997, Leduc *et al.* 1996), les hausses piézométriques du Gondo sont plus importantes (jusqu'à 5 m juste à côté du lac du Sourou). Au Niger, le déboisement consécutif à la sécheresse (1970-

1999) a entraîné un accroissement du ruissellement et une concentration de ces eaux de surface dans les bas-fonds naturels (kori) ; il s'en suit alors une recharge préférentielle de la nappe d'où la hausse piézométrique constatée dans le centre du kori, par rapport à ses bordures. La même hypothèse est évoquée dans la dépression piézométrique du lac Tchad (Djoret 2000). Ce schéma s'apparente avec celui du Gondo, où les zones de bordure du bassin du Gondo reçoivent les écoulements venant du socle cristallin Burkinabé qui se concentrent dans les cônes d'épandage et les mares intérieures. Dans la zone centrale du bassin du Sourou, le lac artificiel de Lery construit entre 1976 et 1984 emmagasine près de 600 millions m³ d'eau avec un plan d'eau très étendu du fait du relief plat. Il s'en suit une infiltration plus importante d'eau sous le plan d'eau et une plus longue durée de recharge de la nappe phréatique (10 mois) que dans les zones plus éloignées du plan d'eau du Sourou (durée de recharge de 3 à 5 mois). La hausse de la nappe entre les années 1960 et les années 2000 atteint 40 m (0,9 m / an) dans la zone centrale du Gondo mais ne dépasse pas 30 m sur les bordures.

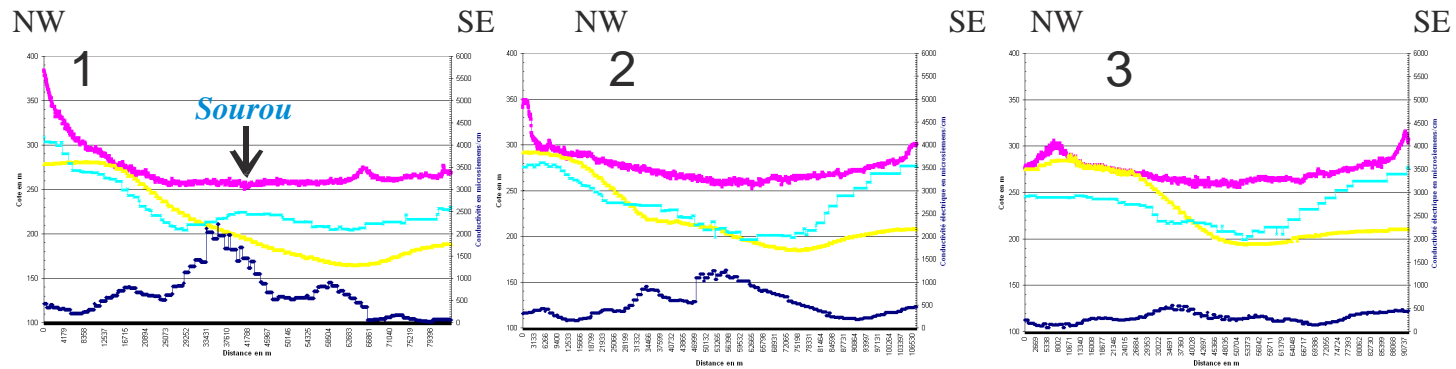
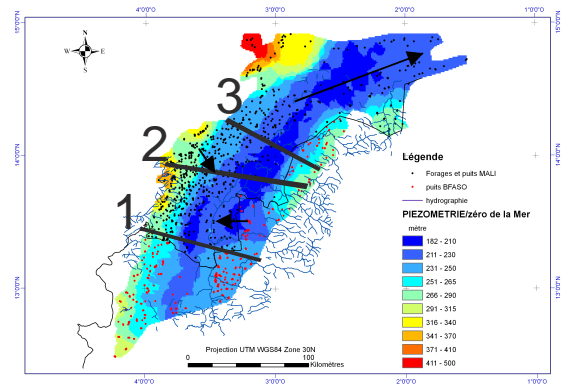


Fig. III. 6 : Profils topographiques et piézométrie dans la plaine du Gondo entre 1960 (en jaune) et les années 2000 (en bleu clair). La topographie actuelle est en orange.

Discussion et conclusion :

La carte piézométrique des années 2000 présente plus de fiabilité que celles des années 1960. La cote piézométrique des puits et forages hydrauliques est déduite du MNT (SRTM) pour les données actuelles (2000 à 2005). Une plus grande maîtrise des altitudes relatives du toit de la nappe par rapport au zéro de la mer est obtenue. Par contre, les cotes piézométriques des ouvrages anciens sont directement puisées des travaux de Archambault (1960) obtenues à partir des cartes topographiques des années 1960. Les équidistances des courbes de niveau de 40 m augmentent les erreurs d'estimation des cotes des ouvrages recensés par Archambault (1960). De plus, la densité et le nombre d'ouvrages utilisés pour établir l'état de la piézométrie des années 2000 (près de 2000 puits et forages) donnent une meilleure appréciation de la carte piézométrique par rapport aux 73 ouvrages retenus pour la carte des années 1960.

On peut conclure en relevant deux aspects fondamentaux dans l'analyse de la piézométrie :

- Le contrôle géologique et structural de la piézométrie est bien illustré par le recoupement de plusieurs données (coupes de forages, géophysique, linéaments satellitaires, piézométrie). Les variations chimiques importantes constatées dans le chapitre 2 sont à mettre en compte de la variabilité spatiale importante.
- La piézométrie évolue énormément dans le temps et dans l'espace.

Ces deux éléments sont à prendre en compte lorsque l'on veut modéliser les nappes souterraines et induisent deux modes opératoires : le mode en régime permanent et le mode en régime transitoire.

3.5 Modélisation du fonctionnement hydrodynamique des nappes

Ce chapitre portera sur la vérification des hypothèses de fonctionnement hydrodynamique des nappes à partir de la mise en œuvre d'un modèle simple. Eu égard à la complexité de la géométrie et la grande variabilité lithologique des aquifères, un test sera fait dans un secteur à forte densité de données : le secteur de Sanga - Nomo. Quel modèle et quels paramètres utiliser ?

3.5.1 Principe de la modélisation et logiciel de travail

La modélisation hydrogéologique présente cet intérêt d'intégrer un ensemble de données disponibles sur un aquifère et d'approximer celles qui sont manquantes. Elle permet surtout de retracer de façon cohérente le fonctionnement et les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe en régime transitoire (Dassargues 1995, Dassargues & Monjoie 1991). C'est dire que les modèles hydrogéologiques sont d'autant plus réalistes et efficaces que les données disponibles sont nombreuses et variées : caractéristiques chimiques et isotopiques de la nappes, géométrie et structures des aquifères en présence, conditions aux limites (Zammouri & Besbes 1994).

Il existe de nombreux programmes et codes de calcul de modélisation hydrogéologique (NEWSAM, VISUAL FEFLOW, MODFLOW, PROCESSING-MODFLOW). Pour notre part, c'est le logiciel Processing-Modflow (for Windows) fonctionnant sous interface Windows d'où sont nom commun PMWIN. Ce logiciel a été développé par Wen-Hsing Chiang et Wolfgang Kinzelbach (Wen-Hsing & Kinzelbach 1991). La différence avec le logiciel Modflow réside dans l'interface graphique plus élaboré permettant de simuler des modèles à près de 80 couches et à plus de 250 000 mailles.

3.5.2 Mise en œuvre du modèle, objectifs et méthodes

Deux cas sont considérés pour résoudre deux questions fondamentales :

- La structure en touche en horst et graben et les gradients piézométriques importants :

Le fonctionnement hydrodynamique avec des failles et une variation latérale importante de faciès. Deux horizons peuvent être distingués ayant des potentialités hydrogéologiques et une hydraulicité distinctes. Les argiles sableuses du CT et les grès et calcaires gréseux de l'Infracambrien. Ces deux horizons ne sont pas étanches et les circulations hydrauliques sont possibles entre les deux aquifères. On a donc un aquifère unique mais avec deux compartiments à paramètres hydrodynamiques distincts. La question est de prouver que cette structure des aquifères permet de restituer les variations de niveaux piézométriques fortes comme nous l'avons observées dans la localité de Thiou. La modélisation en régime

permanent a pour finalité de caler le modèle de façon à simuler la piézométrie moyenne annuelle observée.

- La remontée piézométrique dans les années 2000 dans les bordures du Gondo au moment où la pluviométrie baisse :

A l'échelle temporelle entre 1960 et les années 2005, la remontée importante du niveau de la nappe phréatique sur les zones de bordures de la plaine du Gondo a été mise en évidence. A partir de la connaissance des données pluviométriques du bassin, nous allons tenter de reconstituer les cotes piézométriques et mettre en évidence la remontée des nappes en se servant des calages du modèle obtenus en régime permanent. Le modèle va de ce fait fonctionner en régime transitoire. Cette étape de la simulation consiste à reproduire la variation temporelle de la piézométrie sur la période allant de 1960 à 2005.

Dans chacun des cas, nous retiendrons comme procédure pratique, de travailler sur les coupes géologiques, notamment la coupe géologique de référence. Ce choix se justifie par le fait que la plaine du Gondo est très vaste, et de ce fait la maîtrise de la lithologie et de la piézométrie n'est pas évidente à l'échelle de la zone d'étude. Nous pensons avoir dans cette localité de Thiou une meilleure maîtrise des données assurée par les nombreuses investigations (géophysique, piézométrie, corrélation de logs de forages, chimie et géochimie isotopique, observations de terrain). Une fois le modèle bien calé dans la localité de Thiou, on pourra par la suite extrapoler les résultats dans le reste du bassin versant et dans la plaine du Gondo.

3.5.2.1 Découpage en mailles

La coupe de référence AB simplifiée choisie (Fig. III. 7) s'étend du village de Nomou dans le socle cristallin au village de Yensé dans le bassin sédimentaire, soit une longueur de 25 km environ. En tenant compte de la précision attendue, un maillage rectangulaire de 500 m en X et de 20 mètres en Y a été retenu. La coupe a une hauteur de 300 m sur une longueur de 22 km. L'épaisseur des mailles est fixée à 1 m.

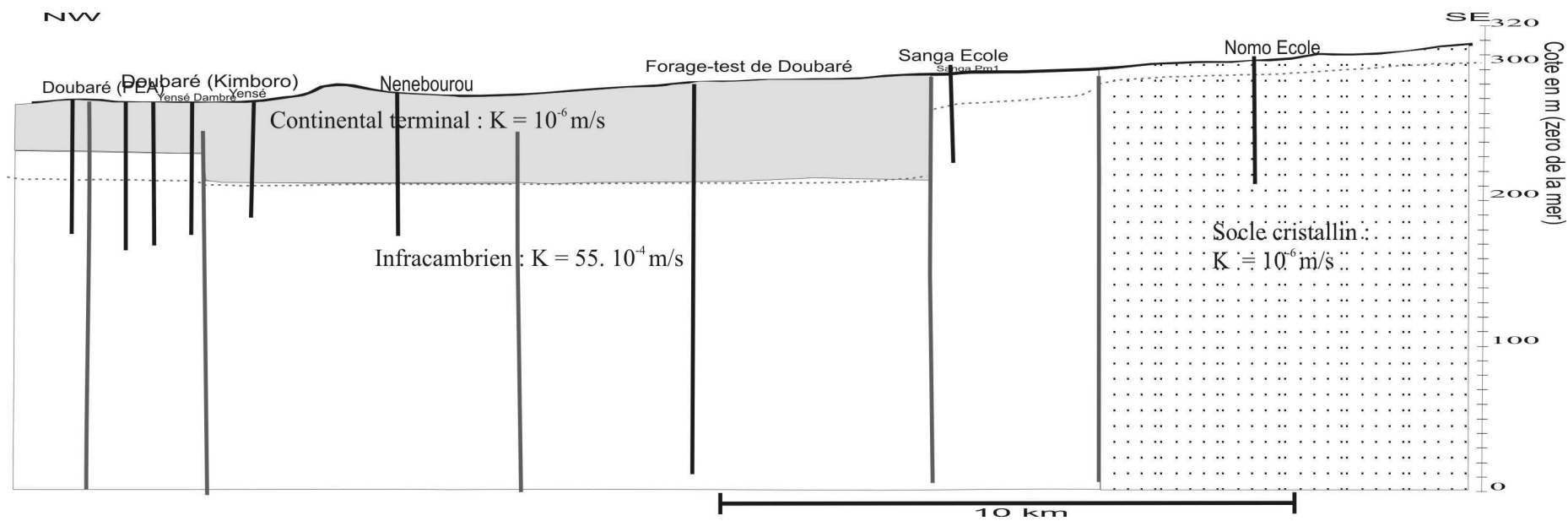


Fig. III. 7 : Coupe géologique simplifiée par corrélations des logs de forage et de la géophysique ainsi que des observations piézométriques.

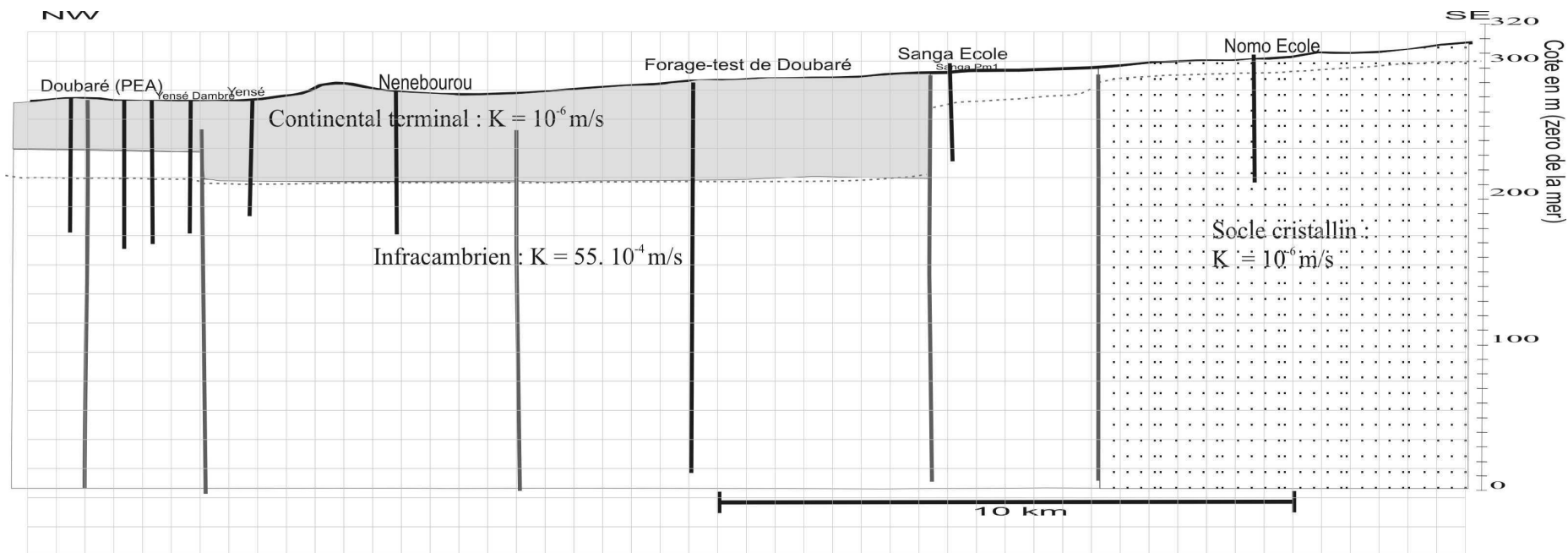


Fig. III. 8 : Maillage de la coupe de référence (en rouge : failles verticales ; en trait noir : Forages et puits).

3.5.2.2 Conditions aux limites

Deux types de conditions aux limites peuvent être définis pour la coupe de référence choisie :

En régimes permanent et transitoire :

- la surface topographique à flux nul séparant l'atmosphère du domaine de la zone non saturée et de la zone aquifère.
- les limites à potentiel imposé de début et fin de la coupe retenue ; la piézométrie observée (début et fin de coupe) est choisie comme le niveau de la nappe à la période considérée. Dans notre cas, il s'agit de 287 m (piézométrie dans le socle) et de 211 m (piézométrie à Doubaré) observée en moyenne en 2005.

3.5.2.3 Les pompages d'essai

Dans ce paragraphe, les paramètres hydrodynamiques obtenus dans le bassin du Gondo seront fournis à partir des pompages d'essai. De types d'essais ont été réalisés, les essais de puits et les essais de nappes :

- les essais de puits consistent en des pompages de courte durée avec des paliers de débits variables. Ils ont été notamment réalisés par les programmes d'hydraulique villageoise (ONEA 2005) ;
- les essais de nappes réalisés dans le cadre de ce travail sur les forage-test de Doubaré et de Toéni dont les pompages étaient de courte durée suivis par des pompages de longue durée.

Les essais de puits de courte durée avaient pour objet de déterminer les relations entre le complexe aquifère/ouvrage de captage et les essais de nappes avaient pour but de déterminer les paramètres hydrodynamiques (transmissivité, coefficient d'emmagasinement) du système aquifère.

1) Les essais de puits

Les débits à la foration des forages sont en général très faibles n'excédant pas 5 m³/h dans la plupart des cas. Le pompage dure généralement 1 h avec une remontée dans le même intervalle de temps. Les paliers de débits allant de 0,3 à 3 m³/h ont permis de déterminer la courbe caractéristique du forage, c'est-à-dire, le débit d'exploitation de l'ouvrage après réalisation. Les forages étant équipés de pompe manuelle, cette opération d'essais de puits est très efficace.

Dans le cadre des travaux de recherche sur la plaine du Gondo, les débits à la foration allaient de 0,3 à 24 m³/h (Tab. III. 2). Dans le cas de forage à faible venue d'eau (moins de 5 m³/h), le forage est déclaré négatif car ce sont les débits importants de la nappe profonde que l'on escomptait.

Tab. III. 2 : Débits à la foration des forages réalisés dans le cadre de cette étude. La situation des forages peut se faire sur la figure II. 17

	Forage-test	Débit en m ³ /h	Résultat
1	Nomou	2	Négatif
2	Doubaré	24	Positif
3	Thou	0,3	Négatif
4	Toéni	16	Positif
5	Koulérou	18	Positif

Le tableau III. 3 présente les caractéristiques des deux forages testés.

Tab. III. 3 : Caractéristiques des forages de Toéni et de Doubaré respectivement situés dans l'axe central et en bordure de la plaine du Gondo

Caractéristiques techniques de foration	Doubaré	Toéni
Profondeur atteinte par le forage et Cote (nivellement général)	252 m soit à la cote 35 m	130 m soit la cote 130 m
Débit maximal à la foration	24 m ³ /h	16 m ³ /h
Diamètre du tube pvc	6"1/2	10"
Cote du forage	287 m	260 m
NS	47 m, soit la cote 242 m	52 m, soit la cote 208 m

Ces caractéristiques montrent que l'on est en présence de deux nappes à des cotes différentes ; l'une en bordure du bassin du Gondo (Doubaré) et l'autre plus basse dans l'axe central du bassin (Toéni). Pourtant, les cotes plus basses sont atteintes en fin de foration à Doubaré (35 m) qu'à Toéni et Koulérou (130 m). Le forage de Doubaré a eu un débit à la foration de 24 m³/h à la cote de 100 m. La profondeur maximale est de 252 m.

La figure III. 9 donne l'allure de la courbe des paliers de courte durée à Toéni. Les trois paliers de débits sont 5,74 m³/h, 11,34 m³/h et la dernière à vannes ouvertes donnant un débit de 16,34 m³/h. Les durées de pompage sont de 2 h suivi d'une remontée d'une heure.

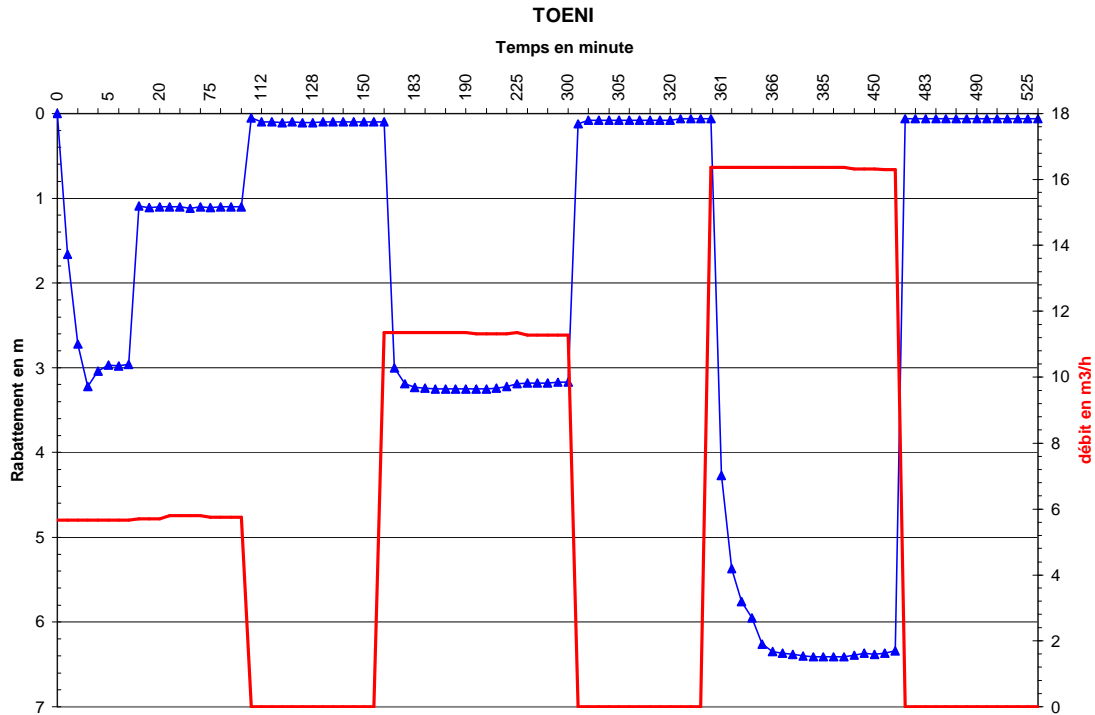


Fig. III. 9 : Pompage à paliers de débits (forage de Toéni)

Après une descente rapide les dix premières minutes du pompage à $5,74 \text{ m}^3/\text{h}$, on observe un début de paliers avec remontée du niveau dynamique (Fig. III. 9) pour retrouver le niveau de départ à la coté 203 m. Ce qui témoigne des capacités importantes de la nappe. La remontée est immédiatement atteinte dès la fin du pompage du premier palier et le rabattement passe au cours de ce palier de pompage de 3 à 1 m.

Le deuxième et le troisième palier enregistrent des rabattements faibles de 3 m et de 6 m seulement pour des durées de pompage de 2 h. Dès la première minute de remontée, on observe dans ces deux paliers de débits, une remontée de la nappe à la cote initiale de 208 m, à 52 m de profondeur.

Dans ces conditions, la courbe caractéristique ne traduit pas la bonne relation entre l'ouvrage de captage et la nappe (débit d'exploitation), compte tenu de la remontée très rapide de la nappe dès la fin de pompage (Fig. III. 10).

Cependant, d'autres pompages de longue durée ont été réalisés dans le cadre de l'hydraulique villageoise, pour des débits plus modestes ($5 \text{ m}^3/\text{h}$) à Yensé, Doubaré, Kain, localité située dans le secteur de Sanga - Nomou. La méthode simplifiée de Théis-Jacob a permis de déterminer des valeurs de transmissivités (T) et de coefficient d'emmagasinement (S). T a des

valeurs moyennes de $4. 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ et S de l'ordre de 0,00013. Cette faible valeur de S est caractéristique des nappes captives.

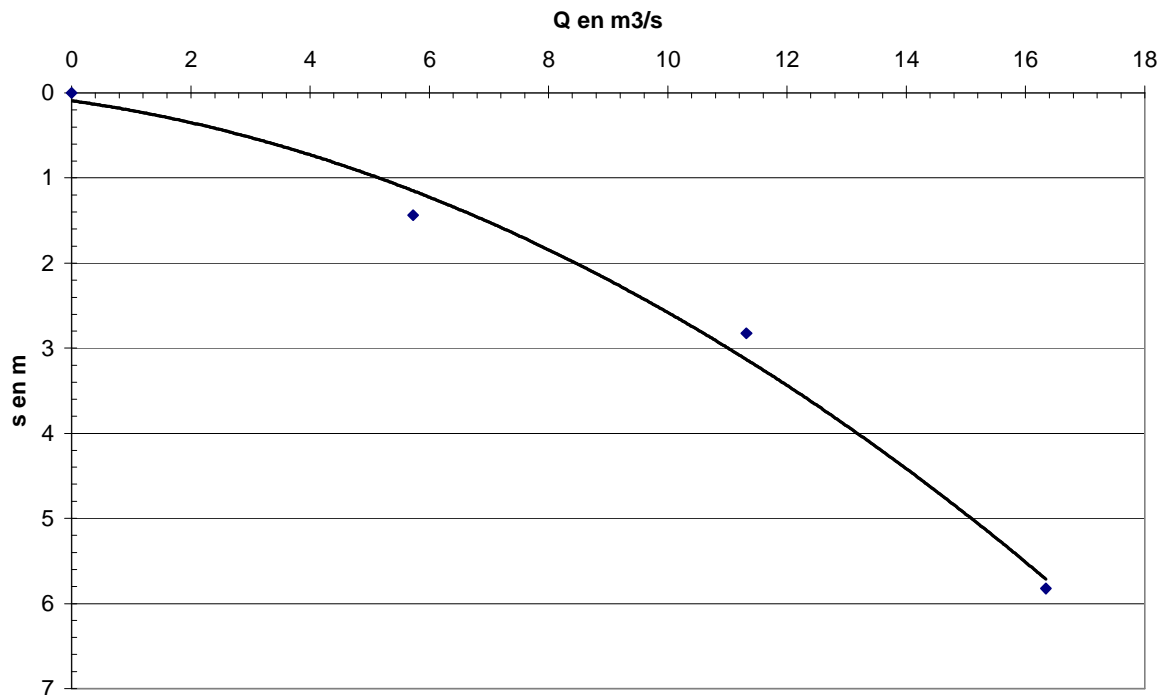


Fig. III. 10 : Courbe caractéristique du forage de Toéni

2) Essai de nappe (longue durée de pompage)

Pour le forage de Toéni, le pompage a duré 3 jours (72 h) suivi d'une remontée de 12 h seulement (Fig. III. 11). Avec un débit maximum de pompage ($16,74 \text{ m}^3/\text{h}$), on note un rabattement maximal de 6 m environ. On a enregistré une remontée à la cote de 203 m, 3 minutes seulement après l'arrêt du pompage. Les réserves importantes d'eau dans ce karst expliquent une remontée très rapide, après 2 heures de pompages à débit moyen de $16,34 \text{ m}^3/\text{h}$.

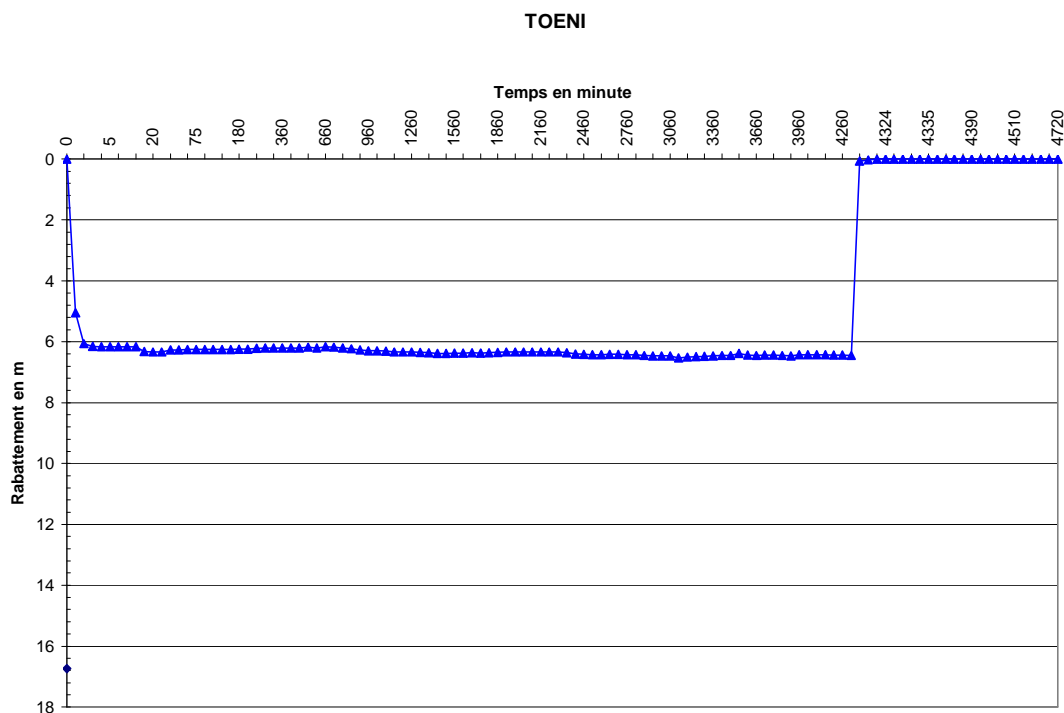


Fig. III. 11 : Variation du rabattement au cours du pompage de longue durée à débit constant de 16,74 m³/h (Toéni)

Le pompage de 72 h à débit constant de 16,74 m³/h a montré la même réaction rapide de la nappe : 3 mn ont suffi pour revenir à la cote initiale.

Il s'agit alors, dans ce cas, d'une nappe d'un chenal à circulation rapide.

Les techniques d'interprétations classiques (méthode Théis-Jacob, Hantush, Boulton...) semblent inopérantes dans l'interprétation en vue de préciser les caractéristiques de l'aquifère (transmissivité T et coefficient d'emmagasinement S).

Pour le forage de Doubaré, la pompe immergée utilisée avait une capacité de 8 m³/h. Cette pompe a été placée à une profondeur de 150 m. Un débit de 9 m³/h avec les vannes ouvertes à fond a ainsi pu être atteint au cours du pompage (essai de puits et essai de nappe).

Au cours des essais des 4 paliers de 4 à 9 m³/h, la difficulté a été de retrouver un palier franc de rabattement avant d'observer la remontée (Fig. III. 12). De même, la remontée a été longue, plus de 10 h pour approcher le niveau statique de départ, alors que le débit de pompage est moins de 10 m³/h pour une capacité du forage de 24 m³/h. On en déduit de ces remontées à très longues durées pour obtenir une stabilité, que le toit de la nappe profonde a un gradient hydraulique très faible comme le suggère la carte piézométrique (Fig. II. 34). La zone d'alimentation de cette nappe profonde serait à une distance très grande du forage de Doubaré, dans l'axe central de la plaine du Gondo. La faille captée par ce forage de Doubaré

est une faille NE. Le profil géophysique orienté N140° qui a permis son implantation était perpendiculaire à la faille d'orientation NE. Ce qui prouve que la nappe profonde captée au forage de Doubaré n'est pas alimentée par la bordure Est de la plaine du Gondo du côté du secteur Sanga – Nomo. Un autre argument de l'indépendance de la nappe profonde à Doubaré par rapport à la nappe de bordure du bassin est fourni par l'observation piézométrique. La cote de la nappe s'équilibre autour de 242 m et son niveau ne varie presque pas pendant la période d'observation (Fig. II. 32).

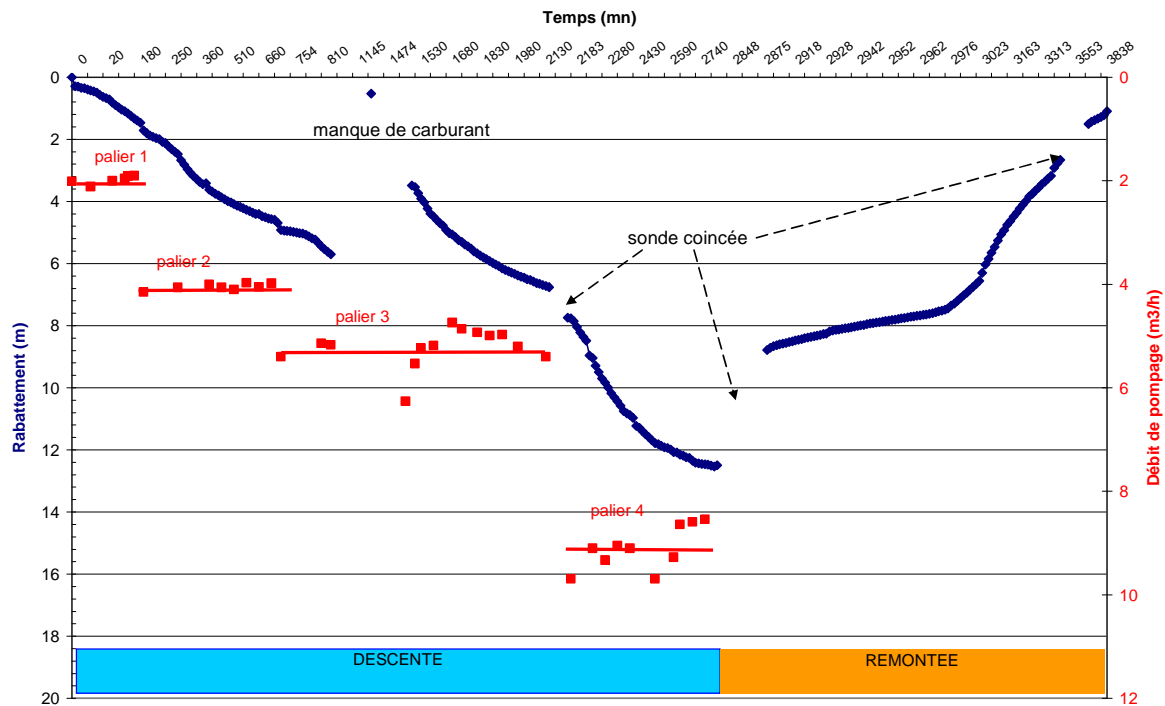


Fig. II. 12. Pompage à paliers successifs de débit suivi d'une remontée (forage de Doubaré)

3.5.3 Calage en régime permanent

Le calage a consisté à ajuster le modèle à partir de la recharge pluviale d'une part et de l'apport des eaux de ruissellement dans le cône de déjection de Sanga – Nomou d'autre part. Nous nous sommes servis des coefficients d'écoulement obtenus dans le bassin versant de Bidi. Ce bassin versant de Bidi à Amené a une superficie de 157 km² ; il s'écoule sur un socle cristallin constitué de roches variées (granitoïde, volcano-sédimentaire, volcanique). Le coefficient d'écoulement en année de pluviométrie moyenne (552 mm en 1989) est de 18 % (Lamachère 1991). Pour le sous-bassin versant contribuant à l'inondation de mailles de la coupe retenue, la quantité d'eau peut être estimée à 997 m³.s⁻¹ (Tab. III. 4). A l'échelle

annuelle (1989) on a ainsi 2 600 millions de m³ d'eau de ruissellement qui inondent les mailles situées dans le cône d'épandage.

Tab. III. 4 : Volumes mensuels d'eau de ruissellement venant du socle et inondant la zone de Sanga et participant à la recharge des calcaires gréseux.

	unité	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Total
Pluie à Bidi (1989)	mm	0,8	46,5	144,8	287,5	43,4	29,3	552
BV Thiou	m ²	26 033 100	26 033 100	26 033 100	26 033 100	26 033 100	26 033 100	
Pluie BV Thiou	m³	20 826	1 210 539	3 769 593	7 484 516	11 298 37	762 770	14 378 081
Ecoulement Thiou	m³/s	-	84	262	520	78	53	997
Ecoulement total	Mm³		218	679	1 347	203	137	2 584

En effet, de nombreux réseaux hydrographiques très ramifiés (Fig. III. 13), coulent du socle cristallin et débouchent sur le bassin sédimentaire en formant des cônes d'épandage. Le réseau hydrographique prend des allures lâches. Ces eaux de surfaces passent d'un régime à faible capacité d'infiltration (argiles imperméables des altérations de roches vertes du socle) à un régime à forte capacité d'infiltration dans le bassin sédimentaire. En l'occurrence, la zone de bordure parcourue par les cônes de déjection sert d'exutoire naturel et de concentration des eaux de surface. Ce sont donc des zones de recharge préférentielle comme nous l'avons montré dans la deuxième partie de cette thèse. La même configuration décrite précédemment dans le secteur de Sanga – Nomou, se rencontre avec des sous-bassins versants situés à l'Ouest du bassin du Sourou (Fig. III. 13). Les contours de ces sous-bassins versants sont plus difficiles à dessiner du fait des pentes topographiques faibles dans la cuvette de la plaine du Gondo. Les bassins sont plus larges que longs avec une densité du réseau hydrographique faible à forte selon la lithologie de la roche mère. En effet, dans la partie sud du plateau de Bandiagara, dans la localité de Djibasso (Burkina Faso), le réseau est plus ramifié sur substratum de grès de Koutiala. L'apport en eau de ruissellement est plus important. Par contre, plus au Nord de la plaine du Gondo, le réseau hydrographique est ramifié. On se situe sur des grès de Bandiagra (plateau de Bandiagara) sur lesquels, les sables hydro éoliens (Quaternaire) se sont déposés. Le réseau hydrographique est alors endoréique et lâche. Il est à noter que le ruissellement s'effectue également en nappe ; ce qui fait que la faible densité du réseau hydrographique ne permet pas de bien apprécier le coefficient d'écoulement, sans des mesures hydrométriques précises. Dans la région de Mopti, une étude menée par le Ministère chargé de l'eau du Mali (MEME 2007) indique que le coefficient de ruissellement varie entre 1 et 22 %. De ce fait, on peut s'attendre à des ruissellements plus ou moins élevés par rapport à la bordure orientale du Gondo. De plus, les conditions pluviométriques à l'Est du plateau

Dogon sont nettement moins bonnes que dans la zone de Bidi, située à une centaine de kilomètres plus au Sud.

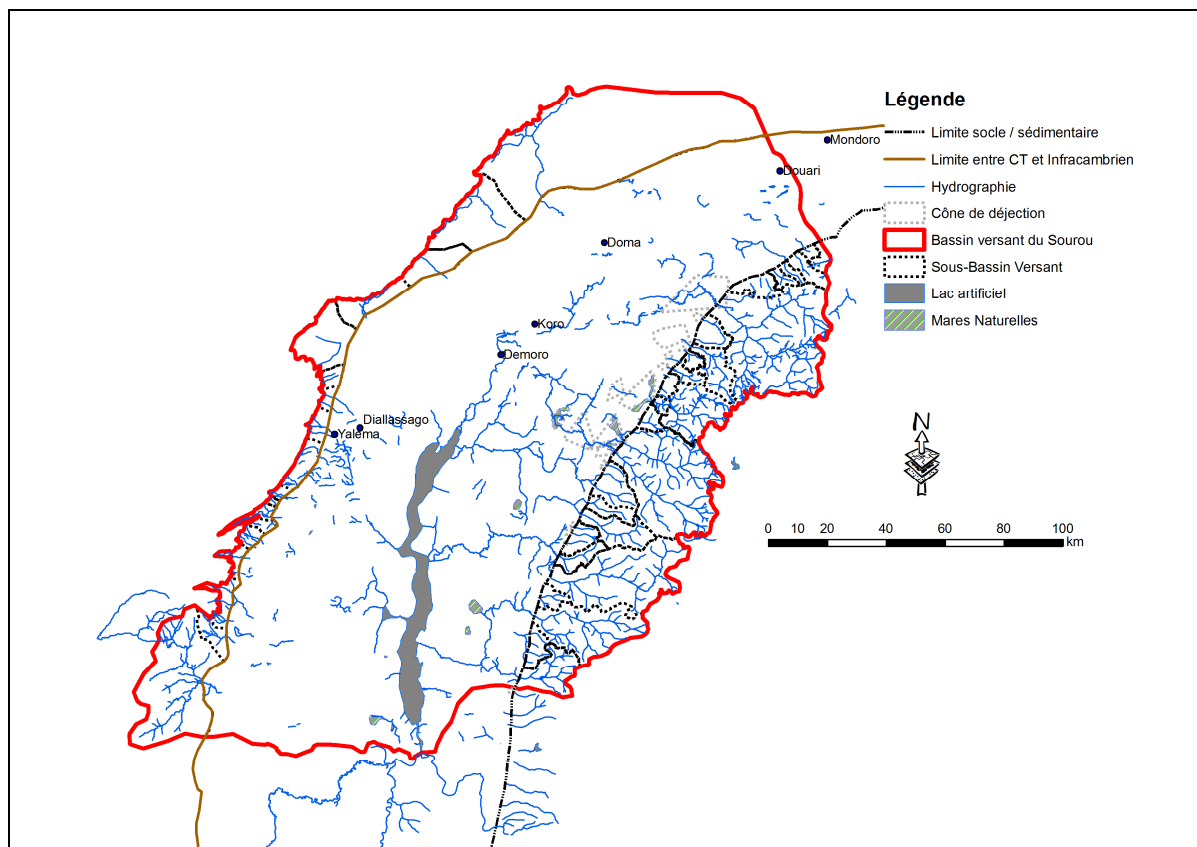


Fig. III. 13. Situation des petits bassins versants hydrographiques et leurs apports en ruissellement dans la plaine du Gondo

Dans la zone située à l'Ouest de la plaine du Gondo en contre-bas du plateau gréseux de Bandiagara, l'occupation du sol est marquée par une forte pression des populations ; en plus on note des champs de cultures pluviales et le maraîchage autour de la source de Ntji, seule source connue située près de Bankass. Ces types d'occupation du sol jouent un rôle important dans le ruissellement (Fournier *et al.* 2000 ; Yacouba *et al.* 2002).

La recharge pluviale est donnée pour une pluie efficace de 100 mm (Dieng *et al.* 1991) sur chaque maille soit $1,58510^{-6} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Les conductivités hydrauliques des différents aquifères en présence sont :

- $10^{-6} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour les formations de socle cristallin (andésites)
- $10^{-6} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour les argiles sableuses du Continental Terminal ;
- $55 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour les calcaires gréseux et grès de l'Infracambrien.

Cinq failles subverticales affectent aussi bien le socle que le bassin sédimentaire. Dans le socle et le bassin sédimentaires, selon la rhéologie du terrain, les altérations sont différentes, ce qui affecte les propriétés hydrodynamiques de ces larges zones de broyage. Compte tenu

de la largeur de maille, ces failles ont été représentées avec une pente verticale (1 maille) pour rester en accord avec les pendages de ces failles figurant sur les coupes.

Ainsi, les conductivités hydrauliques des failles sont présentées dans le tableau III. 5 et sont numérotées de 1 à 5, en allant de l'Ouest vers l'Est (Tab. III. 5).

Tab. III. 5 : Conductivités hydrauliques des failles

	Faille 1	Faille 2	Faille 3	Faille 4	Faille 5
K (m.s ⁻¹)	10 ⁻⁶	10 ⁻⁶	8 10 ⁻⁹	5 10 ⁻⁸	4 10 ⁻⁸

Discussions et conclusions

La piézométrie observée et la piézométrie simulée se superposent parfaitement. Ce qui confirme bien nos hypothèses et les nombreux résultats obtenus tant sur la géophysique que sur la chimie des majeurs et sur l'hydrochimie isotopique. Cependant, on peut relever une insuffisance du modèle. En effet, la coupe géologique utilisée n'a pas pris en compte le socle qui se trouverait à grande profondeur (600 m ?) certainement ; le socle n'a été atteint par le forage de 250 m de profondeur, le plus profond dans toute la plaine du Gondo. Les échanges hydrauliques entre le socle et la couverture devraient exister si l'on prend en considérations les connaissances sur les relations socle / bassin. Aussi, la stratigraphie du bassin sédimentaire qui a été proposée n'est pas complète. On a limité le modèle à environ 300 m d'épaisseur connue ou atteint par le forage le plus profond, mais, les aquifères sont plus.

L'étape suivante va consister à entamer la modélisation en régime transitoire ? L'objectif de cette étape est de simuler les cotes piézométriques de 1960 à 2005. La bonne corrélation entre les cotés simulées et les cotes observées donnera une plus grande assurance sur l'anthropisation qui expliquerait la hausse piézométrique dans certains zones de la plaine du Gondo.

Conclusions générales

Rappel des objectifs des travaux

La plaine du Gondo fait partie d'un ensemble des zones aquifères où la nappe superficielle est libre et dont le toit de la nappe est plus bas dans la partie centrale que dans les zones de bordure : on parle de nappes en creux ou de nappe déprimée. Les objectifs de l'étude entamée peuvent se résumer en quatre points. Par rapport à ces observations et aux problèmes posés, il se dégage plusieurs questions scientifiques majeures :

1 – Quel est le lien entre la tectonique et l'effondrement de l'aquifère Infracambrien, prélude du dépôt des formations argilo-sableuses du Continental Terminal ?

2 – Quelle est la part entre la tectonique et l'évapotranspiration dans la genèse de la dépression piézométrique du Gondo ?

3 – Les processus connus jusque-là pour être à l'origine des dépressions piézométriques dans la bande Sahélienne au Sénégal, au Niger et au Tchad (Dieng 1987, Djoret 2000, Favreau 2000, Leduc 2003) sont-ils identiques à ceux de la dépression du Gondo (Burkina, Mali) ?

4 – Quelle est l'origine de la recharge des nappes du Continental Terminal et des autres aquifères de la plaine du Gondo (système aquifère du Gondo) ? Peut-on la quantifier ?

Une autre question en recherche-développement est de savoir comment, au regard de la configuration des nappes qui atteignent facilement 100 m de profondeur, rendre l'eau plus accessible au monde rural et aux villes moyennes en envisageant le captage de la nappe profonde dans les calcaires dolomitiques et gréseux (Infracambrien) ?

Les réponses à ces questions ont été traitées dans ce travail que nous proposons de présenter suivant le plan suivant :

- le contexte naturel de l'étude sera abordé en précisant la géomorphologie et la géomorphologie de la plaine du Gondo et ses bordures, le climat et l'hydrologie

- ensuite une deuxième partie abordera la géologie des aquifères de la plaine du Gondo, les structures de déformations ; la géophysique ainsi que les coupes de forages hydrauliques permettront de bien appréhender la lithologie et la géométrie des aquifères en présence. Dans cette partie sera abordé également les caractéristiques chimiques et isotopiques des nappes en présence ;

- enfin, une troisième partie nous permettra de comparer nos résultats et la démarche méthodologique abordée dans l'étude hydrogéologique du Gondo, avec les résultats déjà connus dans la sous région.

1 - Le milieu naturel

Le cadre naturel du bassin versant du Sourou a été examiné sous différents angles : la géologie et la tectonique, ainsi que le climat et les paramètres climatiques ainsi que l'hydrologie du bassin du Sourou, le principal cadre naturel de la plaine du Gondo.

Le contexte géologique est marqué par deux grands ensembles géologiques discordants :

- L'ensemble des roches anciennes cristallines et cristalloyphylloïennes du Protérozoïque inférieur. Cet ensemble a été affecté par l'orogénèse Birimienne (2 000 Ma) avec des déformations importantes ainsi que des filons de dolérites et de quartz. Certaines des directions de ces déformations tectoniques ont été réactivées plus tard pendant le Panafricain (autour de 600 Ma).

- L'ensemble de couverture sédimentaire comprenant les dépôts anciens Néoprotérozoïque et ceux récents du Tertiaire : le dépôt des séries gréseuses a commencé à la fin du Protérozoïque. A la fin de l'Eocène, des mouvements épiorogéniques ont entraîné des déformations avec de grands plis et la subsidence dans différents secteurs du bassin de Taoudéni. Il s'en est suivi le dépôt des argiles et sables fins en alternance dans la zone de la plaine du Gondo à l'Oligo-Mio-Pliocène.

Pour ce qui est du contexte climatique sahélien, nous avons montré la grande variabilité spatio-temporelle qui le caractérise. Depuis quelques années, la pluviométrie semble augmenter dans la partie centrale de la plaine dont fait partie le bassin du Sourou. Néanmoins, les conséquences de près de 30 ans de sécheresse ont perturbé le cycle hydrologique et l'environnement en général. Les débits des rivières de taille moyenne augmentent tandis que la pluviométrie baisse, mais les grands bassins versants montrent plutôt une diminution des écoulements. Le cas du Sourou est complexe du fait de la superposition à la sécheresse des effets d'un barrage et d'un canal de dérivation qui y déversent en saison pluvieuse les crues du Mouhoun.

Un essai de calcul du bilan hydrologique permet d'estimer le déficit d'écoulement qui comprend l'évaporation directe, les utilisations de l'eau de surface pour l'irrigation, les infiltrations et la recharge des nappes.

2 – Caractérisation géométrique des aquifères ; caractérisations piézométrique et chimique des nappes en présence

Différents résultats sont obtenus : ils aborderont respectivement la géométrie et la structure des aquifères en présence à partir des corrélations et des logs de forages hydrauliques, à partir des travaux d'investigation en géophysique. Ensuite, la piézométrie des nappes sera

examinée. L'étude des caractères chimiques et isotopiques des nappes sera par la suite examinée.

Globalement, une nouvelle lecture de la lithologie se dégage à travers cet essai de corrélations de coupe de forage. Il est indéniable que ces travaux menés ont eu pour effet de modifier la carte géologique de la région. La carte au 1 :1 000 000 du Burkina Faso ainsi que la carte de la région de Mopti (Mali) n'apportaient pas des précisions sur les contours du Continental Terminal et la présence en surface de l'Infracambrien, soit 4 km environ dans le bassin par rapport à la carte au 1 :1 000 000. Dans certaines zones, les argiles et grès très fins argileux du Continental Terminal reposent directement sur le socle cristallin Paléoprotérozoïque. Localement, les formations argilo-sableuses peuvent être recouvertes par les sables éoliens quaternaires et les dépôts fluviaux.

Dans le secteur de Sanga - Nomou, les coupes géologiques ont identifié une bande de calcaires gréseux de l'Infracambrien, dont la largeur d'affleurement est de 4 km. Nous verrons plus loin que l'existence de cette bande de calcaires gréseux dolomitiques de l'Infracambrien est confirmée par les mesures géophysiques et les cartes hydrochimiques.

Les failles subverticales décalent les horizons de plusieurs dizaines de mètres suivant un jeu normal, d'où un effondrement. Localement, il y a des horsts et des grabens qui se forment (horst de Yensé). La carte du toit des grès et calcaires gréseux (infracambrien) que nous avons établie permet de se rendre compte de son caractère tourmenté.

Les circulations hydrauliques le long des failles dans les calcaires gréseux à dolomitiques vont induire des dissolutions et une évolution vers la karstification.

Les karsts sont signalés dans le Mondoro au Mali ainsi qu'à Irma (Archambault 1960). Cette localité d'Irma est située près de Douari, dans la continuité de l'axe central de la dépression piézométrique du Gondo, en dehors du bassin versant du Sourou. En effet, à Irma, en 1957, à la suite de pluies importantes, un grand effondrement s'est produit le long d'une faille verticale sur plus de 80 m de profondeur, suite à la dissolution des calcaires dolomitiques présents dans la région. De même, dans la partie Burkinabé de la plaine du Gondo, des karsts ont été identifiés dans quelques sites ; au forage de Doubaré (secteur Nord-est de la plaine du Gondo) il n'a été point rencontré dans les déblais du forage. Par contre, non loin de l'axe de drainage central du Sourou en rive droite et en rive gauche, les forages de Koulérou et de Toéni, des karstifications ont été observées à environ 130 m de profondeur.

Les profils géophysiques magnétique, électromagnétique et électrique confirment la fracturation importante aussi bien du socle que des dépôts de couverture. Ces méthodes d'investigation latérales ont montré leur efficacité dans l'identification des passages latéraux

entre le socle et les calcaires gréseux de bordure d'une part, que entre les calcaires gréseux de bordure et la couverture de dépôts argileux sableux. Les dispositifs d'investigation en profondeur (sondages électriques) ont également montré des apports scientifiques en concordances avec les résultats d'investigation latérale.

La classification des sondages électriques réalisés (31) permet de distinguer trois (3) groupes principaux dans le socle cristallin (Paléoprotérozoïque), dans la couverture sédimentaire de calcaires gréseux (Infracambrien) et des dépôts argilo-sableux Mio-Pliocène (Continental Terminal) recouvrant l'Infracambrien et le Paléoprotérozoïque. La répartition spatiale de ces groupes de sondages électriques est conforme avec les investigations latérales géophysiques et la lithologie et les failles illustrées par les logs de forages et les corrélations qui en sont déduites (coupes géologiques sériées).

Au terme de cette étude des aquifères de la plaine du Gondo, on peut tirer les conclusions suivantes. Les aquifères dans la plaine du Gondo sont de lithologie très variée. On peut, délimiter une zone de bordure à calcaires gréseux de 40 m d'épaisseur. La largeur de cette bande atteint 4 km, dans sa zone en contact direct avec la surface sans un recouvrement par les dépôts détritiques argilo-sableux du Continental Terminal. La nappe est généralement peu profonde (20 à 30 m), mais dans la zone de Bani, la nappe est plus profonde (50 m). Ces calcaires gréseux et grès très fins (localement dolomitiques) s'enfoncent sous les dépôts tertiaires sous l'effet de la fracturation Panafricaine, par le jeu des failles normales subverticales. L'effondrement du bassin Eocène semble avoir affecté la frange de bordure de calcaires gréseux (Infracambrien) et le socle cristallin plus que la couverture fluvio-lacustre du Continental Terminal. Cette déformation extensive qui se manifeste par des failles normales délimitant des secteurs effondrés et des secteurs surélevés (horst de Yensé).

Dans le bassin sédimentaire du secteur de Sanga – Nomou, le toit des calcaires infracambrien est tourmenté, car il est à des profondeurs différentes du fait de la déformation. Les nappes souterraines de ces systèmes aquifères superposés avec des variations latérales importantes expriment-elles également un contraste aussi marqué? Le chapitre suivant traite de la question.

La chimie des majeurs et de la silice ont permis de distinguer les différents types de nappes aquifères et de les localiser dans l'espace à l'aide de la silice dissoute. De plus, les paramètres chimiques permettent de mettre en évidence la pollution de la nappe par les nitrates et les sulfates en raison des activités humaines. En effet, les nappes du Continental Terminal se caractérisent par des teneurs en calcium et en bicarbonates assez élevées que le socle du fait de la contamination par la nappe sous jacente plus importante. Des boxworks de minéraux

quadrangulaires et des sulfures bien cristallisés sont observables dans les calcaires gréseux (Infracambrien) et quelquefois sous forme de minéraux très altérés dans les argiles sableuses du Continental Terminal, dans le secteur de Sanga - Nomou. Ces sulfures seraient responsables des concentrations exceptionnelles en sulfates des eaux. Groën *et al.* (1988) a attribué également aux sulfures du substratum calcaire remonté par les forages hydrauliques le long de l'axe central de la vallée du Sourou, les concentrations fortes en sulfates.

L'analyse en composantes principales effectuée sur des échantillons du bassin sédimentaire permet de distinguer les nappes aquifères du Néoprotérozoïque ou de l'Infracambrien des nappes aquifères du Continental Terminal.

Après avoir examiné les caractères des nappes aquifères à partir des éléments chimiques naturels dosés dans des échantillons, le chapitre suivant sera consacré à l'utilisation des isotopes naturels de l'eau comme traceurs et marqueurs de la recharge des nappes aquifères de la plaine du Gondo.

L'analyse des résultats des isotopes naturels de l'environnement fournit plusieurs contributions sur la connaissance des ressources en eau aussi bien dans le socle que dans les formations sédimentaires de couverture (Néoprotérozoïque et Continental Terminal). La méthodologie utilisée associant la signature de la pluie et celles des nappes en isotopes stables (^2H , ^{18}O) et radioactif (^3H) a permis de distinguer des nappes rechargées actuellement et des nappes rechargées il y a au moins 50 ans. Le premier groupe de nappe est superficiel ou profond lorsque qu'il est situé sur les bordures de la plaine du Gondo dans les calcaires sub-affleurants (secteur de Thiou). Le second groupe de nappe est situé en profondeur, en dessous de la première nappe. Ces cas de figures se rencontrent aussi bien dans le socle que dans les dépôts de couverture sédimentaire.

3 – Causes de la dépression piézométrique du Gondo – Modélisation

hydrogéologique

En conclusion, on peut dire que la dépression du Gondo présente des similitudes de fonctionnement hydrodynamique avec les autres cas étudiés récemment dans la bande Sahélienne. Il y a également des singularités qui méritent d'être soulignées (tectonique, lithologie, karstification, flux verticaux d'eau souterraine vers le bas et vers le haut, flux hydrauliques latéraux faibles).

L'évaporation de la nappe du Continental Terminal au cours de la percolation dans la zone non saturée explique la dépression piézométrique de la zone profonde des nappes dans la

plupart des cas de dépressions piézométriques au Sahel. Dans le Gondo, cette évapotranspiration n'explique pas à elle seule la nappe en « creux » du Gondo.

Le rôle de la géologie et de la tectonique est majeur dans la structuration des systèmes aquifères du Gondo.

Les flux verticaux descendants par différence de perméabilité des horizons profonds (Infracambrien) par rapport aux horizons aquifères supérieurs (Continental Terminal) semblent plus importants que la remontée par drainance verticale ascendante (nappe profonde en charge).

Une modélisation en régime permanent a été tentée pour une vérification des hypothèses et résultats obtenus par les différentes méthodes d'investigation. Ainsi, les paramètres utilisés dans le modèle montrent que la piézométrie observée et la piézométrie simulée se superposent parfaitement. Ce qui confirme bien nos hypothèses et les nombreux résultats obtenus tant sur la géophysique que sur la chimie des majeurs et sur l'hydrochimie isotopique. Cependant, on peut relever une insuffisance du modèle. En effet, la coupe géologique utilisée n'a pas pris en compte le socle qui se trouverait à grande profondeur (600 m ?) certainement ; le socle n'a été atteint par le forage de 250 m de profondeur, le plus profond dans toute la plaine du Gondo. Les échanges hydrauliques entre le socle et la couverture devraient exister si l'on prend en considération les connaissances sur les relations socle / bassin. Aussi, la stratigraphie du bassin sédimentaire qui a été proposée n'est pas complète. On a limité le modèle à environ 300 m d'épaisseur connue ou atteinte par le forage le plus profond, mais, les aquifères sont plus profonds.

4 – Importance des ressources en eau souterraine du bassin du Gondo pour l'hydraulique rurale et semi-urbaine

Quel peut être l'apport des tous ces résultats scientifiques au développement de cette importante zone de plus de 30 000 km² avec une population estimée à plus de 1 millions de personnes et autant en nombre de têtes de bétail ? Les tests de foration effectués en donne une idée des réponses.

En méthode d'implantation, le caractère discontinu des nappes aquifères montre la délicatesse des implantations de forages hydrauliques. Les profils géophysiques doivent être systématiquement réalisés.

Les potentialités de la nappe profonde sont importantes que l'on soit en zone de calcaires oolitique fissuré ou mieux encore, lorsque l'on est en zone karstique. Les débits importants peuvent être mis à contribution dans l'alimentation en eau potable des populations rurales

(mini adduction d'eau potable simplifiée) et pour les villes moyennes (Bankass, Ouahigouya, Tougan...). Cela passe par une cartographie fine de ces zones où la nappe profonde en dessous du Continental Terminal présente d'importantes réserves en eau.

Liste bibliographique

1. Almeida-Filho R., Miranda F. P. (2007). Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: Evidences in an SRTM digital elevation model. *Remote Sensing of Environment*, 110, 3, 387-392.
2. Aranyosy J.F., Filly A., Tandia A. A., Louvat D., Ousmane B., Joseph A., Fontes J.C. (1992). Estimation des flux d'évaporation diffuse sous couvert sableux en climat hyper-aride (erg de Bilma, Niger). in: "Isotope techniques in water resources development 1991 » : *Vienna symposium, 1991. AIEA Proc.*, 309-324.
3. Aranyosy, J. F., Ndiaye, B. (1993). Etude et modélisation de la formation des dépressions piézométriques en Afrique sahélienne. *Rev. Sci. Eau* 6, 81-96.
4. Archambault J. (1960). Eaux souterraines de l'Afrique occidentale. *Edition BERGER-LEVRAULT, Nancy*, 139 p.
5. Atteia O. (2005). Chimie et pollution des eaux souterraines. Editions TEC&DOC Lavoisier, Paris, 397 p.
6. Avias J. V. (1992). Contrôles géologiques des systèmes aquifères karstiques (s.a.k.) de type méditerranéen : l'exemple du s.a.k. de la source du Lez (karsts Nord-Montpelliérains – France). In «*Hydrogeology of selected karst regions* ». *IAH*, vol. 13, 89-111.
7. Bagayoko F., Yonkeu S., Elbers J., Giesen N. (2007). Energy partitioning over the West African savanna: Multi-year evaporation and surface conductance measurements in Eastern Burkina Faso. *Journal of Hydrology*, 334, 545– 559.
8. Balme M., Lebel T., Amani A. (2006). Années sèches et années humides au Sahel : quo vadimus ? *Hydrol. Sci. J.*, 51(2), 254-271.
9. Bayer, R., Lesquer A. (1978). Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton Ouest-Africain: géométrie d'une suture panafricaine. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, XX (6), 869-876.
10. Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine A. (1983). Pedogenetic and Diagenetic Fabrics in the Upper Proterozoic Sarnyéré Formation (Gourma, Mali). *Precambrian Geology*, 7, 117-134.
11. Bessoles B. (1977). Géologie de l'Afrique. Le Craton Ouest-Africain. *Mém. BRGM*, 88 p.
12. Bethemont J., Faggi P., Zoungrana T. P. (2003). La vallée du Sourou (Burkina Faso). Genèse d'un territoire dans l'Afrique soudano-sahélienne. *L'Harmattan- Paris*, 230 p.
13. Biémi J. (1992). Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versants subsahéliens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest: Hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus de sillons et aires granitiques de La Haute Marahoué (Côte d'Ivoire). Thèse de *Doctorat d'État, Univ. Nationale de Côte d'Ivoire*, 450 p.
14. Boher M., Abouchami W., Michard A., Albarède F., Arndt N. T. (1992). Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B1), 345–369.
15. Boudouresque L., Dubois D., Lang J., Trichet J. (1982). Contribution à la stratigraphie et à la paléogéographie de la bordure occidentale du bassin des Iullemeden au Crétacé supérieur et au Cénozoïque (Niger et Mali, Afrique de l'Ouest). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) 24, 685-695.
16. Boulvert Y. (1971). Relation entre sols et modelé sur socle précambrien et formations du Continental Terminal de la région de Kouki. *ORSTOM, Centre de Bangui*, 28 p. + annexes.

17. Bronner G., Roussel J., Trompette R., Clauer N. (1985). Genesis and geodynamic evolution of the Taoudeni basin (upper precambrian and paleozoic), Western Africa. *In: Dynamics of Plate Interiors. Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser. 1: X1-90.*
18. Bumby A. J., Guiraud R. (2005). The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 1–12
19. Casenave A., Valentin C. (1992). A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *Journal of Hydrology*, 130, 23-249.
20. Castaing C., Billa M., Milési J. P., Thieblemont D., Le Metour J., Egal F., Donzeau M. (2003). Notice explicative de la carte géologique et minière à 1/1 000 000ème du Burkina Faso. *Proj. SYSMIN 7 ACP BK 074 UE*
21. Conway D., Persechino A., Ardoin-Bardin S., Hamandawana H., Dieulin C., Mahé G. (2009). Rainfall and water resources variability in sub-saharian Africa during the 20th century. *Journal of Hydrometeorology*, 10 (1), 41-59.
22. Courel M. F. (1984). Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. *Thèse d'état, Université Paris I*, 407 p.
23. Craig H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
24. Dakouré D. (2003). Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudéni (Burkina Faso - Mali). Essai de modélisation. *Thèse doctorat, UPMC*, 222 p. + annexes.
25. Dassargues (1995). *Modèles en hydrogéologie*. Programme Tempus JEP 3801. Sciences de l'eau et environnement. Ed. Didac. et Pedag., R.A. Bucuresti, 134 p.
26. Dassargues A., Monjoie A. (1991). Modèle hydrogéologique en zone aride ou semi-aride. AUPLEF-UREF (Editeur), Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride. *John Libbey, Paris*, 17–22.
27. Dassi L., Zouari K., Sciler K. P., Faye S., Kamel S. (2005). Flow exchange between the deep and shallow groundwaters in the Sbeitla synclinal basin (Tunisia) : an isotopic approach. *Environ. Geol.*, 47, 501-511.
28. Defossez M. (1962). Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle du Niger. *Mémoire du BRGM*, n° 13, 174 p.
29. Descroix L., Mahé G., Lebel T., Favreau G., Galle S., Gautier E., Olivry J-C., Albergel J., Amogu O. (2009). Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), 90-102
30. Diello P. (2007). Interrelations Climat – Homme – Environnement dans le Sahel Burkinabé : impacts sur les états de surface et la modélisation hydrologique. *Thèse de Doctorat. Univ. Montpellier II*, 267 p. + annexes.
31. Dieng B. (1987). Paléohydrogéologie et hydrogéologie quantitative du bassin sédimentaire du Sénégal. Essai d'explication des anomalies piézométriques observées. *Thèse de Doctorat, ENSMP*, 172 p. + annexes.
32. Dieng B., Bazié P., Schmitt A. (1991). Transfert d'eau en milieu poreux non saturé. Recharge des nappes en climat soudano-sahélien. In « Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride ». Ed. AUPELF-UREF, *John Libbey Eurotext, Paris*, 1991, 131-137.
33. Dieng B., Ledoux E., De Marsily G. (1990). Palaeohydrogeology of the Senegal sedimentary basin : a tentative explanation of the piezometric depressions. *Journal of Hydrology*, 118, 357-371.
34. Dikouma M., Lang J., Pascal A. (1993). Transgressions maastrichtiennes et paléogènes dans le bassin des Iullemeden (Niger). *Newsl. Stratigr.*, 29, 105-124.

35. Djoret D. (2000). Etude de la recharge de la nappe du Chari Baguirmi (Tchad) par les méthodes chimiques et isotopiques. *Thèse de Doctorat, Univ- Avignon*. 181 p.
36. Donzeau M., Chevremont P., Le Metour J., Thieblemont D., Tegye M., Guerrot C., Billa M., Itardy Y., Castaing C., Delpont G., Ki J.C., Zunino C., Egal E. (2003). Notice explicative de la carte géologique du Burkina Faso à 1/200 000e ; Feuille de Djibo. *Proj. SYSMIN 7 ACP BK 074 UE. Min. mines, carrières et énergie, Burkina Faso*.
37. Edgardo M., Latrubesse T., Franzinelli E. (2005). Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology* 70, 372–397.
38. El Abbass T., Person A., Gérard M., Albouy Y., Sauvage M., Sauvage J-F. & Bertil D. (1993). Arguments géophysiques et géologiques en faveur de manifestations volcaniques récentes dans la région du lac Faguibine (Mali). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, Série II, 1303-1310.
39. Elbaz-Poulichet F., Favreau G., Leduc C., Seidel J.L. (2002). Major ion chemistry of groundwaters in the Continental Terminal water table of southwestern Niger (Africa). *Applied Geochemistry* 17, 1343–1349
40. Favreau G. (2000). Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du Kori de Dantiandou (Sud-Ouest du Niger). *Thèse de Doctorat, Univ. Paris Sud-Orsay*, 271 p. + annexes.
41. Favreau G., Cappelaere B., Massuel S., Leblanc M., Boucher M., Boulain N., Leduc C. (2009). Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger : A review. *Water Resources Research*, 45, W00A16, doi:10.1029/2007WR006785.
42. Favreau G., Leduc C., Marlin C., Guéro A. (2002). Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (Sud-Ouest du Niger). *C. R. Geoscience* 334, 395–401.
43. Fournier J., Serpantié G., Delhoume J.-P., Gathelier R. (2000). Rôle des jachères sur les écoulements de surface et l'érosion en zone soudanienne du Burkina : Application à l'aménagement des versants. In Floret C. et Pontanier R. (Eds). *La jachère en Afrique tropicale : rôle, Aménagements, Alternatives*. 179-188.
44. Frappart F., Hiernaux P., Guichard F., Mougin E., Kergoat L. (2009). Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. *Journal of Hydrology*, 375(1-2): 128-142.
45. Gallaire R., Fontes J.C., Zuppi G.M. (1995). Isotopic characterization and origin of rainwater on the Air massif (Niger), in : Adar E.M., Leibundgut C. (Eds.), Application of Tracers in Arid Zone Hydrology. *IAHS*, 232, 293–302.
46. Galle S., M. Ehrmann M. & Peugeot C. (1999). Water balance in a banded vegetation pattern : A case study of tiger bush in western Niger. *Catena*, 37 (1-2), 197-216.
47. Gaultier G., Marlin C., Leduc C., Filly A., Massault M. (2003). Hydrogéologie isotopique de la dépression piézométrique du Kadzell (Niger Oriental). *IAHS*, 278, 168-173.
48. Gaye C. B., Edmunds W. M. (1996). Groundwater recharge estimation using chloride, stable isotopes and tritium profiles in the sands of northwestern Senegal. *Environmental Geology*, 27, 246-251.
49. Gourcy L., Aranyosy J-F., Olivry J-C., Zuppi G. M. (2000). Evolution spatio-temporelle des teneurs isotopiques ($^2\text{H} - ^{18}\text{O}$) des eaux de la cuvette lacustre du fleuve Niger (Mali). *C. R. Acad. Sci. Paris*, Série II, 331, 701–707.
50. Grandin G. (1976). Aplanissements cuirasses et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. *Mém. ORSTOM*, n°82, 275 p., multig., photos + annexes.

51. Greigert J. & Pougnet R. (1965). Carte géologique de République du Niger 1 : 2 000 000. *BRGM éd. Paris, France.*
52. Greigert J. (1966). Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des Iullemeden (Afrique occidentale). Ministère des Travaux publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. Direction des mines et de la géologie. *BRGM éd., Paris, France*, 229 p.
53. Greigert, J., (1957). Introduction a la connaissance hydrogéologique du bassin occidental du Niger (Rapport fin de campagne 1955-1956 troisième partie). Les principales nappes du bassin occidental du Niger. *Direction Fédérale des Mines et de la Géologie, Dakar, Sénégal, Rapport technique*, pp. 28-30.
54. Groën J., Schuchmann L.B., Geirgnert W. (1988). The occurrence of high nitrate concentration in groundwater in villages in Northwestern Burkina Faso. *Journal of African Earth Sciences*, 7 (7-8), 999-1009.
55. Guillobez S. (1993). Le Mouhoun, un ancien affluent du Niger : exemple de capture en milieu tropical aride. *Géographie physique. C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 317, 537-542.
56. Guiraud R. (1988). L'hydrogéologie de l'Afrique. *Journal of African Earth Sciences*, 7, 3, 519-543.
57. Hiernaux P., Diarra L, Trichon V., Mougin E., Soumaguel N., Baup F. (2009). Woody plant population dynamics in response to climate changes from 1984 to 2006 in Sahel (Gourma, Mali). *Journal of Hydrology*, 375(1-2): 103-113.
58. Hiernaux P., Gerard B. (1999). The influence of vegetation pattern on the productivity, diversity and stability of vegetation: the case of 'brousse tigrée' in the Sahel. *Acta Ecologica* 20, 147–158.
59. Hobbs W.H. (1904). Lineaments of the Atlantic border region, *Geological Society of America Bulletin* 15, 483–506.
60. Hobbs W.H., (1912). Earth Features and Their Meaning: An Introduction to Geology for the Student and General Reader. *Macmillan Ed., New York*, 347 p.
61. Hottin G., Ouédraogo O. F. (1975). Notice explicative de la carte géologique à 1/1 000 000ème de la république de Haute-Volta. *Éditions du BRGM, Paris*, 58 p.
62. Koussoubé Y. (1996). Hydrogéologie en milieu de socle cristallin du Burkina Faso. Cas du bassin versant du bas-fond de Bidi (province du Yatenga). *Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle, Univ. Cheikh Anta Diop, Sénégal*, 210 p. + annexes
63. Koussoubé Y., Savadogo N. A., Nakolendoussé S. (2003). Les différentes signatures des fractures de socle cristallin en zone sahélo-soudanienne du Burkina Faso (bassin versant de Bidi, province du Yatenga). *Téledétection*, 3, 5, 419–427.
64. Koussoubé Y., Nakolendoussé S., Ribstein P., Yaméogo S., Savadogo N. A., Guérin R. (2008). Apports de la télédétection et des SIG dans la caractérisation du fossé d'effondrement Tertiaire de la plaine du Gondo entre le Mali et le Burkina Faso : incidence sur la géologie et l'hydrogéologie. Résumé étendu paru dans les *Actes des XI^{èmes} Journées Scientifiques du Réseau Télédétection de l'AUF « Télédétection et gestion de l'environnement »*, Madagascar.
65. L'Hôte Y., Mahé G., Somé B., Triboulet J. P. (2002). Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrol. Sci. J.* 47(4), 563-572
66. Lamb P. J. (1982). Persistence on Sub-Saharan drought. *Nature*, 299, 46-48
67. Lang J., Kogbé C., Alidou S., Alzouma K, Bellion G., Dubois D., Durand A., Guiraud R., Houessou A., De Klasz I., Romain E., Salard-Cheboldaeff M., Trichet J. (1990). The Continental Terminal in West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 10, 79-99.

68. Lang J., Kogbé C., Alidou S., Alzouma K. A., Dubois D., Houessou A., Trichet J. (1986). Le Sidérolithique du Tertiaire ouest-africain et le concept de Continental Terminal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8) 2, 605-622.
69. Le Barbé L., Lebel T., Tapsoba D. (2002). Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. *Water Resources Research*, 4, 188-189.
70. Le Barbé L., Lebel T. (1997). Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *Journal of Hydrology*, 188, 43-73
71. Lebel T., Cappelaere B., Galle S., Hanan N., Kergoat L., Levis S., Vieux B., Descroix L., Gosset M., Mougin E., Peugeot C., Seguis L. (2009). AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *Journal of Hydrology* 375(1-2), 3-13.
72. Leduc C. (2003). Dynamiques hydrologiques en milieu semi-aride. *Habilitation à Diriger des Recherches, Univ. Montpellier II / I. R. D.* 88 p. + principales publications.
73. Leduc C., Loireau M. (1997). Fluctuations piézométriques et évolution du couvert végétal en zone sahélienne (Sud-Ouest du Niger). In: Rosbjerg, D., Boutayeb, N.E., Gustard, A., Kundzewicz, Z.W., Rasmussen, P.F. (Eds.), Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty. *AISH*, 240, 193-200.
74. Leduc C., Taupin, J.D. (1997). Hydrochimie et recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger). In: Peters, N.E., Coudrain-Ribstein A. (Eds.), Hydrochemistry. *AISH*, 244, 235-243.
75. Leduc, C, Bromley, J., Schroeter, P. (1997). Water table fluctuation and recharge. Hapex-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *Journal of Hydrology*, 188, 83-98.
76. Leduc, C, Taupin. J. D., Le Gal La Salle, C. (1996) Estimation de la recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger) à partir des teneurs en tritium. *CR Acad. Sci. Paris*, sér. IIA, 323, 599-605.
77. Leprun J. C., Moreau R. (1968). Etude pédologique de la Haute-Volta. Région Nord. Echelle 1/500000 è. Hann, Dakar: *Centre ORSTOM*.
78. Leprun J.C. (1979). Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche. Genève. *Thèse de doctorat ès sciences, Univ. de Strasbourg*. 224 p.
79. Leroux M. (1992) Interprétation météorologique des changements climatiques observés en Afrique depuis 18.000 ans. *Géo-Eco-Trop*, Bruxelles 1992.
80. Lesquer, A. & Moussine-Pouchkine, A. (1980). Les anomalies gravimétriques de la boucle du Niger, leur signification dans le cadre de l'orogénèse Panafricaine. *Can. J. Earth Sci.* 17: 1538-1545.
81. Mahé G., Girard S., New M., Paturel J-E., Cres A., Dezetter A., Dieulin C., Boyer J-F., Rouche N. & Servat E. (2008). Comparing available rainfall gridded datasets for West Africa and the impact on rainfall-runoff modelling results, the case of Burkina-Faso. *Water SA* Vol. 34 No. 5 October 2008
82. Mahé G., L'Hotte Y. Olivry J. C. Wotling G. (2001). Trends and discontinuities in rainfall of West and Central Africa : 1951-1989. *Hydrol. Sci. J.* 46(2), 211-226
83. Maliki A. A., Krimissa M., Michelot J-L., Zouari K. (2000). Relation entre nappes superficielles et aquifère profond dans le bassin de Sfax (Tunisie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, Série II, 331, 1-6.
84. Mahler B. J. Personné J. C., Lods G. F., Drogue C. (2000). Transport of free and particulate-associated bacteria in karst. *Journal of Hydrology*, 238, 178-193.
85. Malou R., Mudry J., Saos J. L. (1991). Recharge de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (Basse Casamance, Sénégal) Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins en zone aride. *Ed. AUPELF-UREF John Libbey Eurotext*. Paris 0 1991, p. 119 - 130
86. Martin-Rosales W., Leduc C. (2003). Variabilité de la dynamique des mares temporaires dans un système endoréique semi-aride (Sud-Ouest du Niger). *IAHS*. 278, 174-178.

87. Massuel S. (2001). Modélisation hydrodynamique de la nappe phréatique quaternaire du bassin du lac Tchad. *DEA, Univ. Montpellier II / Univ. d'Avignon et des pays du Vaucluse*, 85 p.
88. Massuel S. (2005). Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger. Modélisation des eaux de surfaces et souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992-2003. *Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier II*, 220 p.
89. Ministère de l'énergie, des mines et de l'eau - MEME (1992). Atlas hydrogéologique du Mali. 420 p.
90. Ministère de l'énergie, des mines et de l'eau - MEME (2007). Etat des lieux des ressources en eau du Mali et leur cadre de gestion. Rapport final. Plan d'action national de gestion intégrée des ressources en eau (1^{ère} partie). Décembre 2007. 146 p.
91. Moniod F., Pouyaud B., Sechet S. (1977). Le bassin du fleuve Volta. *Monographies Hydrologiques ORSTOM n° 5*, 1 vol. de 513 p.
92. Moussine-Pouchkine A., Bertrand-Sarfati J. (1997). Tectonosedimentary subdivisions in the neoproterozoic to Early Cambrian cover of the Taoudenni Basin (Algeria-Mauritania-Mali). *Journal of African Earth Sciences*, 24, 4, 425-443.
93. Moussine-Pouchkine A., Bertrand-Sarfati J. (1978). Le Gourma : un aulacogène du Précambrien supérieur ? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t-XX, 6, 851-857.
94. Moussine-Pouchkine A., Bertrand-Sarfati J., Ball E., Caby R. (1988). Les séries sédimentaires et volcaniques anorogéniques protérozoïques impliquées dans la chaîne pan africaine: la région de l'Adrar Ahnet (NW Hoggar, Algérie). *Journal of African Earth Sciences*, 7, 1, 57-75.
95. Ndiaye B. (2003). Impacts du climat et des aménagements sur le régime hydrologique du Mouhoun. *Mémoire de fin d'études Groupe des Ecoles EIER – ETSHER*. 103 p. + annexes.
96. Nugent C. (1990). The Zambezi River: tectonism, climatic change and drainage evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 78, 55-69
97. ONEA (Office National de l'Eau et de l'Assainissement) (2005). Etude des ressources hydrauliques de la plaine du Gondo en vue de l'alimentation en eau potable de Ouahigouya. Compte rendu de la phase préliminaire, ONEA, Août 2005.
98. O'Leary D.W., Freidman J.D., Pohn H.A. (1976). Lineaments, linear, lineation-some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1463-1469.
99. Olive P. (1996). Estimation pratique de l'âge des eaux souterraines en Europe par le Tritium. *Revue des Sciences de l'Eau*, 4, 523-533.
100. Ouédraogo C. (1992). Contribution à l'établissement de la carte géologique et structurale de la région de Bobo-Dioulasso. Notice explicative de la carte à 1/50 000^e. *Rapp. Progr. RESO, DRH Bobo-Dioulasso*.
101. Ouédraogo C. (1994). Gold Potential in the area between Intié Dougou and Bagassi (Houndé greenstone belt) Burkina Faso. Rapport inédit. *BUMIGEB-Bobo. BF*.
102. Ouédraogo C. (2000). Synthèse géologique de la région Sud-Ouest du Burkina Faso. *Proj. Hydraulique villageoise « 500 forages BAD »*. *DRH Bobo-Dioulasso*.
103. Ouédraogo C. (2002). Carte géologique à 1/200 000^e du degré carré de Dédougou. (*IGB, ed.*), *BUMIGEB-Bobo, Contrat-Plan 2000-2004. BF*.
104. Ouédraogo C. (2006). Programme de valorisation des ressources en eau de l'Ouest. 2006. Synthèse géologique de la région Ouest du Burkina Faso. Rapport définitif. *FED*.
105. 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 Doctorat, Univ. Montpellier II.*, 257 p.
106. Peltre P. (1977). Le V Baoulé (Côte-d'Ivoire centrale) : héritage géomorphologique et paléoclimatique dans le tracé du contact forêt-savane. *ORSTOM, Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer, Travaux et Documents*, n° 80, 98 p.
107. Quinif Y. (1999). Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue : le triptyque de la karstification. *Actes du colloque Karst-99 (colloque européen ; Grands Causses - Vercors)*.
108. Reichelt R. (1972). Géologie du Gourma (Afrique Occidentale). Un « seuil » et un bassin du Précambrien supérieur : stratigraphie, tectonique, métamorphisme. *Mem. BRGM* n°53, 213 p.
109. Ribstein P. (1990). Modèles de crues et études de petits bassins versants au Sahel. *Editions de l'ORSTOM. Collection Etudes et Thèses*. Paris, 320 p.
110. Sauvage J.-F., Sauvage M. (1992). Tectonique, néotectonique et phénomènes ignés à l'extrémité est du fossé de Nara (Mali) : Daouanas et lac Faguibine. *Journal of African Earth Sciences*, 15, 1, 11-33.
111. Saux-Picart S., Ottlé C., Decharme B., André C., Zribi M., Perrier A., Coudert B., Boulain N., Cappelaere B., Descroix L., Ramier D. (2009). Water and energy budgets simulation over the AMMA-Niger super-site spatially constrained with remote sensing data. *Journal of Hydrology*, 375(1-2), 287-298.
112. Savadogo N. A. (1984). Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute-Volta. Etude régionale du bassin versant de la Sissili. *Thèse de Doctortat ès Sci. Natur., Univ. Scientif. et Médicale de Grenoble*, 340 p.
113. Savadogo N.A. (1978) Géophysique appliquée à la recherche d'eau dans les formations cristallines de Haute Volta. *Bull. CIEH* n° 35-36, 43-49.
114. Savadogo N. A. (2006). Etude sur les potentialités d'alimentation en eau potable de la ville de Ouahigouya à partir du Continental Terminal. Rapport final. *ONEA / Ambassade Royale du Danemark*. Mai 2006. 36 p.
115. Scanlon B.R., Keese K. E., Flint A. L. , Flint L. E., Gaye C. B., Edmunds W. M., Simmers I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20, 3335–3370.
116. Sircoulon J. (1976). Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique inter-tropicale. Comparaison avec les sécheresses "1913" et "1940". *Cah. ORSTOM, Série Hydrol.* Vol. XIII(2), 75-174.
117. Taupin J.-D., Gaultier G., Favreau G., Leduc C., Marlin C. (2002). Variabilité isotopique des précipitations sahéliennes à différentes échelles de temps à Niamey (Niger) entre 1992 et 1999 : implication climatique. *C.R. Geosciences*, 334, 43-50.
118. Taupin J-D. (2002). Variabilité spatiale et isotopie des précipitations en zone tropicale. *Habilitation à Diriger des Recherches, Univ. Paris Sud-Orsay / I. R. D.*, 92 p.
119. Toft P. B., Taylor P. T., Arkani-Hamed J., Haggerty S. E. (1992). Interpretation of satellite magnetic anomalies over the West African Craton. *Tectonophysics*, 212, 21–32.
120. Trompette R. (1973). Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudéni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. *Trav. Lab. Sci.Terre St. Jérôme, Marseille, (B)*, 7, 702p.
121. Urvoy, Y. (1942). Les bassins du Niger. Etude géographique, paléogéographique. *Mémoire de I.I.F.A.N.* 4, 140 p.

122. Villeuve M., Cornée J. J. (1994). Structure, evolution and palaeogeography of the West African Craton and bordering belts during the Neoproterozoic. *Precamb. Res.* 69, 307-326.
123. Villeneuve M. (2005). Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 1-3, 166-195
124. Wen-Hsing C. & Kinzelbach M. (1991). Processing Modflow. Germany.
125. Yacouba H., Da D. E. C., Yonkeu S., Zombré P. & Soulé M. (2002). Caractérisation du ruissellement et de l'érosion hydrique dans le bassin supérieur du Nakambé (Burkina Faso). In *5^{ème} Conférence inter-régionale sur l'environnement et l'eau (Envirowater) 2002*. Ouagadougou. 318-325.
126. Zammouri M. & Besbes M. (1994). Représentativité des modèles des grands aquifères. Cas du Continental intercalaire Saharien. *Hydrogéologie*, N°3 pp. 25 – 34.
127. Zombré P. N. (1992). Caractérisation morphologique des bas-fonds de la province du Yatenga. Rapport N°1 Généralités, géomorphologie et morphopédologie régionale ; *ORSTOM – IDR, Contrat CEE – TS 2 A 0216 M*, 42 p. + cartes.
128. Zongo D. (1993). Application de la télédétection satellitaire à la cartographie des formations végétales et des états de surface au Sahel (Cas de Bidi, Nord Yatenga). *Mémoire de fin d'études d'ingénieur du développement rural, Université de Ouagadougou*, 140 p.
129. Zoungrana T. P., Bethemont J., Faggi P. (2005). De l'échec d'un projet à l'émergence d'un territoire : la vallée du Sourou (Burkina Faso). *Colloque Agadir 12 – 15 décembre 2005*.
130. FAO www.org/geonetwork/srv/en/main.home