

Travail de fin d'études

Auteur : Kouakep Chimi, Desty

Promoteur(s) : Derouane, Johan

Faculté : Faculté des Sciences

Diplôme : Master de spécialisation en sciences et gestion de l'environnement dans les pays en développement

Année académique : 2022-2023

URI/URL : <http://hdl.handle.net/2268.2/16941>

Avertissement à l'attention des usagers :

Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative"(BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.

Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.

ULiège - Faculté des Sciences - Département des Sciences et Gestion de l'Environnement

UCLouvain - Faculté des bioingénieurs

**CARACTERISATION GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE DES SYSTEMES
AQUIFERES DU BASSIN SEDIMENTAIRE DE L'OUESTDU BURKINA FASO**

KOUAKEP CHIMI Desty

**TRAVAIL DE FIN D'ETUDES PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE
MASTER DE SPECIALISATION EN SCIENCES ET GESTION DE
L'ENVIRONNEMENT DANS LES PAYS EN DEVELOPPEMENT**

ANNEE ACADEMIQUE : 2022.-2023.

REDIGE SOUS LA DIRECTION DE : **Johan DEROUANE**

COMITE DE LECTURE :

Cyrille BAKI

Mohamed BOUEZMARNI

Copyright © « Toute reproduction du présent document, par quelque procédé que ce soit, ne peut être réalisée qu'avec l'autorisation de l'auteur et de l'autorité académique* de **l'Université de Liège et de l'Université catholique de Louvain**. * L'autorité académique est représentée par le(s) promoteur(s) membre(s) du personnel enseignant de l'Université de Liège et/ou de L'Université catholique de Louvain ».

"Le présent document n'engage que son auteur"

Auteur du présent document : **KOUAKEP CHIMI Desty**

Courriel : kouakepdesty@yahoo.com

DEDICACES

JE DEDIE CE MEMOIRE A MA MERE

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, il me tient à cœur d'exprimer par les lignes qui suivent toute ma gratitude aux personnes sans lesquelles ce mémoire n'aurait pas été réalisé. C'est ainsi que j'aimerais adresser mes remerciements :

❖ au professeur **Johan DEROUANE** promoteur de ce travail pour son sens du travail bien fait et sa rigueur scientifique ;

❖ au professeur **Bernard TYCHON** coordonnateur de ce master qui a accepté de m'admettre parmi les étudiants de ce master et ainsi que les connaissances qu'il nous a transmis tout au long de notre formation ;

❖ au professeur **Antoine DENIS** Antoine pour son suivi, conseil orientation et aide tout au long de cette formation ;

❖ à tout le corps administratif et tous les enseignants du master de spécialisation en science et gestion de l'environnement dans les pays en développement pour tous les efforts conjugués qu'ils fournissent au quotidien pour nous assurer une bonne formation ;

❖ à mes camarades de promotion qui m'ont soutenu et aidé durant toute ma formation ;

❖ à Mes parents et tous les membres de ma famille pour leur appui, leur soutien moral et matériel durant toutes les années de ma formation ;

❖ à tous mes frères et sœurs qui m'ont accompagné tout au long de ma formation, m'ont beaucoup soutenu et conseillé ;

❖ à Toutes les personnes qui de près ou de loin ont contribué à la réalisation de ce document.

RESUME

Le Bassin occidental, qui correspond à la partie burkinabè du bassin du Taoudéni, est principalement constitué de formations gréseuses infracambriennes. Ces formations sont séparées par des discordances de ravinement ou angulaires et se distinguent par la diversité de leurs faciès lithologiques. Elles ont été formées par des dépôts initialement grossiers provenant d'un environnement fluvial, puis par des dépôts marins peu profonds dans un climat probablement chaud et aride. Les formations sont affectées par des intrusions doléritiques d'âge permien à récent, qui affleurent de manière variée. Elles sont recouvertes par des formations argilo-sableuses du CT, ainsi que par des formations latéritiques et alluvionnaires récentes du quaternaire. Les formations gréseuses sont généralement affectées par des failles et des diaclases. Ces failles se développent principalement selon deux directions : SSE-NNO et SO-NE.

Sur le plan hydrogéologique, les caractéristiques géométriques des différents aquifères varient. La profondeur forée est plus élevée dans les formations GGQ et SAC1, tandis que les épaisseurs d'altération et d'altération saturée sont importantes dans le CT. Le niveau statique moyen dans le bassin est de 18,71 m, avec des valeurs élevées dans le CT. Les niveaux piézométriques moyens varient entre 165 et 635 mètres d'altitude, et l'écoulement global s'effectue du sud-ouest vers le nord-est. Il est important de souligner la concordance remarquable entre les crêtes topographiques des principaux bassins versants et les crêtes hydrogéologiques identifiées. De plus, tous les flux d'eau souterraine dans le bassin proviennent des précipitations infiltrées dans les formations sédimentaires du Burkina Faso, et non du Mali. La productivité des aquifères a été évaluée en analysant les paramètres hydrodynamiques tels que le coefficient d'emmagasinement, qui varie de 3×10^{-5} à 3×10^{-2} , indiquant des nappes libres à semi-captives, ainsi que la transmissivité, avec des valeurs moyennes de 10^{-4} à 10^{-3} m²/s. L'analyse des débits de fin de forage a révélé une moyenne de 10 m³/h. La variation des paramètres géométriques et du niveau de la nappe en fonction des débits ne montre aucune corrélation linéaire entre eux. La recharge dans le bassin, évaluée sur une période plurianuelle, atteint un maximum de 200 à 250 mm/an localement dans la partie sud-ouest, tandis que les valeurs minimales ne dépassent pas 25 mm/an à l'extrême nord. Selon cette méthode, la recharge commence principalement en juillet, atteint un maximum en août et se termine en septembre. Dans l'ensemble, quelles que soient les méthodes utilisées, on observe un gradient SO-NE.

Mots clés : Bassin du Taoudéni, Burkina Faso, caractéristiques hydrodynamiques, recharge

ABSTRACT

The Western Basin, which corresponds to the Burkinabe part of the Taoudéni Basin, consists mainly of infracambrian sandstone formations. These formations are separated by gully or angular unconformities and are distinguished by the diversity of their lithological facies. They were formed by initially coarse deposits from a fluvial environment, then by shallow marine deposits in a probably warm, arid climate. The formations are affected by doleritic intrusions of Permian to recent age, which are variably outcropping. They are overlain by sandy-clay formations of CT age, as well as by recent lateritic and alluvial formations of Quaternary age. The sandstone formations are generally affected by faults and diaclasses. These faults mainly run in two directions: SSE-NNW and SW-NE.

Hydrogeologically, the geometric characteristics of the various aquifers vary. Drilled depths are greatest in the GGQ and SAC1 formations, while alteration and saturated alteration thicknesses are greatest in the CT. The average static level in the basin is 18.71 m, with high values in the CT. Average piezometric levels range from 165 to 635 meters above sea level, with overall flow from southwest to northeast. It is important to emphasize the remarkable concordance between the topographic crests of the main watersheds and the hydrogeological crests identified. Furthermore, all groundwater flows in the basin originate from precipitation infiltrating the sedimentary formations of Burkina Faso, not Mali. Aquifer productivity was assessed by analyzing hydrodynamic parameters such as the storage coefficient, which ranges from 3×10^{-5} to 3×10^{-2} , indicating free to semi-captive aquifers, and transmissivity, with mean values of 10^{-4} to 10^{-3} m²/s. End-of-borehole flow analysis revealed an average of 10 m³/h. The variation of geometric parameters and groundwater level as a function of flow rates showed no linear correlation between them. Recharge in the basin, assessed over a multi-year period, reaches a maximum of 200 to 250 mm/year locally in the south-western part, while minimum values do not exceed 25 mm/year in the extreme north. According to this method, recharge begins mainly in July, peaks in August and ends in September. Overall, whatever the method used; a SW-NE gradient can be observed.

Keywords: Taoudéni basin, Burkina Faso, hydrodynamic characteristics, recharge

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS.....	IV
RESUME.....	V
ABSTRACT.....	VI
INTRODUCTION.....	1
OBJECTIFS.....	2
STRUCTURE DU MEMOIRE.....	2
METHODOLOGIE DE TRAVAIL.....	2
CHAPITRE I : PRESENTATION DE LA ZONE D’ETUDE.....	4
I.1- Cadre géographique.....	4
I.1.1-Délimitation de la zone d’étude.....	4
I.2- Cadre administratif et de gestion.....	5
I.2.1-Régions, provinces, communes et population.....	5
I.2.2-Cadre de gestion des ressources en eau : Agences de l’Eau.....	6
I.3- Source des données climatologiques et exploitation.....	6
I.3.1-Données climatologiques de l’ANAM.....	7
I.3.2-Données climatologiques globales.....	7
I.4- Contexte climatique.....	8
I.5-Précipitations.....	9
I.5.1- Distribution mensuelle des précipitations annuelles.....	10
I.6-Températures.....	11
I.7-Topographie et géomorphologie.....	12
I.8- Réseaux hydrographiques.....	13

I.9-Contexte géologique général.....	14
I.9- Contexte hydrogéologique général.....	15
I.10- Typologie des sols.....	16
I.10.1-Carte des sols du BUNASOL.....	16
I.10.2- Typologie texturale de la FAO (HWSD).....	17
CHAPITRE II. CARACTERISATION GEOLOGIQUE DU BASSIN OCCIDENTAL	18
II.1- Contexte géologique Ouest Africain.....	18
II.1.1- Le bassin de Taoudéni.....	18
II.1.2- Le bassin occidental (partie Burkinabé du Taoudéni).....	18
II.1.3- Les dépôts sédimentaires protérozoïques de la bordure sud-ouest du Taoudéni....	19
II.1.3.1- Groupe de Banfora.....	22
II.1.3.2-Groupe de la falaise.....	23
II.1.3.3- Le groupe de Bobo.....	26
II.1.3.4- Le Groupe de Bandiagara.....	33
II.1.4-Les formations de couverture.....	35
. II.1.4- Les dolérites.....	36
II.2- Paléosédimentologie.....	37
II.3- Tectonique générale et géodynamisme de la bordure sud-est du bassin de Taoudeni..	38
II.3.1- Structures majeures du bassin définies à partir des anomalies gravimétriques.....	38
II.3.2- Principaux mouvements tectoniques à l'échelle régionale.....	40
II.3.3- Principaux mouvements tectoniques à l'échelle du sud-ouest du Burkina Faso....	41
II.3.4 - Synthèse par formation géologique.....	43
II.3.4.1- Mouvements synsédimentaires et tectonique locale.....	43
II.3.4.2- Tectonique régionale.....	44
CHAPITRE III. CARACTERISATION HYDROGEOLOGIQUE DES AQUIFERES DU BASSIN OCCIDENTAL.....	46
III.1- Unités hydrogéologiques rencontrées.....	46
III.2- Ouvrages recensés et capitalisation des données.....	46

III.3- Géométrie des aquifères.....	48
III.3.1- Profondeur forée.....	49
III.3.2- Epaisseurs d'altération.....	50
III.3.3- Epaisseur d'altération saturée.....	51
III.4- Niveaux de nappe.....	52
III.4.1- Niveaux statiques.....	52
III.4.2- Piézométrie.....	53
III.4.2.1-Réseau piézométrique national (RPN – DEIE).....	54
III.4.2.2- Réseau piézométrique de l'AEM.....	57
III.4.3- Evolution spatiale de la piézométrie.....	57
III.5- Productivité des aquifères et paramètres hydrodynamiques.....	62
III.5.1- Paramètres hydrodynamiques.....	62
III.5.1.1- Le coefficient d'emmagasinement.....	62
III.5.2- Productivité des aquifères.....	64
III.5.2.1- Débits de fin de foration.....	64
III.5.2.2- Relation débits et les paramètres de géométrie des aquifères.....	65
III.6-Exploitation des eaux souterraines.....	66
III.6.1- Prélèvement en eau et usages des eaux souterraines.....	66
III.6.1.1- Demande/prélèvement en eau pour la consommation humaine.....	67
III.6.1.2 - Prélèvements industriels.....	69
III.6.1.3 - Prélèvement pour l'agriculture.....	70
III.7- Estimation des réserves.....	70
III.7.1- Réserves totales.....	71
III.7.2- Réserves exploitables.....	72
III.7.3- Réserves renouvelables.....	73
III.8- Recharge.....	73
III.8.1- Présentation générale.....	73
III.8.2-Synthèse des évaluations existantes de la recharge dans la zone du sédimentaire de l'ouest.....	74
III.9- Evaluation spatio-temporelle de la recharge par approche bilantaire.....	74
III.9.1- Approche méthodologique.....	74
III.9.2- Principaux résultats obtenus.....	75

CONCLUSIONS	77
RECOMMANDATIONS.....	79
LES PERSPECTIVES.....	79
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	80
ANNEXES.....	I

LISTES DES FIGURES

Figure 1. Carte de localisation.....	4
Figure 2. Population totale (2019) par portion de commune dans le sédimentaire Ouest	5
Figure 3. Densité de population (2019) par portion de commune dans le sédimentaire Ouest .	6
Figure 4. Carte montrant la répartition spatiale des stations climatologiques (ANAM) au Burkina et dans le bassin occidental	7
Figure 5. Les zones climatiques du Burkina Faso.....	8
Figure 6. Nombre d'année manquant par station	10
Figure 7. Chronique 1981-2022 de pluviométrie annuelle et courbe de tendance.....	10
Figure 8. Pluviométrie mensuelle sur la période 1981-2022 (P10, P50, P90)	11
Figure 9. Températures mensuelles moyennes sur la période 1981-2022	11
Figure 10. Diagramme ombrothermique du bassin occidental	12
Figure 11. Carte topographique du bassin occidental (source de donnée : MNT SRTM30)..	13
Figure 12. Carte du réseau hydrographique du bassin occidental.....	14
Figure 13. Carte des ensembles géologiques du Burkina Faso montrant celui du sédimentaire de l'Ouest	15
Figure 15. Distribution des types de sol (selon HWSD FAO) dans la zone d'étude.....	17
Figure 16. Texture des sols du sédimentaire Ouest selon la FAO	17
Figure 17. Carte géologique simplifiée du Craton Ouest	19
Figure 18. Carte géologique du bassin sédimentaire de l'Ouest, simplifiée .	21
Figure 19. Log stratigraphique du sédimentaire de l'ouest du Burkina Faso	21
Figure 20. Carte des différents affleurements adaptée selon des données du BUMIGEB (2018) dans le cadre du projet PADSEM.	22
Figure 21. Formation des Grès inférieurs. Grès fins	23
Figure 22. Formation de Kawara-Sindou.....	25
Figure 23. Formation de Takalédougou.	27
Figure 24. Formation de Tin.	28
Figure 25. Formation de Guéna-Souroukoundinga.....	30
Figure 26. Formation de Bonvalé.....	31
Figure 27. Formation de Samandéni-Kiébané ..	32
Figure 28. Formation de la Passe de Fo.	34
Figure 29. Formation de Fo-Bandiagara.	35

Figure 30. Anomalies gravimétriques dans la bordure SE du bassin de Taoudéni	38
Figure 31. Localisation des ouvrages recensés dans le sédimentaire de l'Ouest	48
Figure 32. Géométrie des aquifères : valeurs moyennes des paramètres par unité hydrogéologique.....	49
Figure 33. Répartition spatiale des profondeurs des forages de la zone sédimentaire Ouest...	50
Figure 34. Répartition spatiale des épaisseurs d'altération de la zone sédimentaire Ouest	51
Figure 35. Répartition spatiale des épaisseurs d'altération saturée de la zone sédimentaire Ouest.....	52
Figure 36. Profondeurs moyennes du niveau de nappe par unité hydrogéologique.....	53
Figure 37. Répartition spatiale des profondeurs de niveau statique dans la zone sédimentaire Ouest.....	53
Figure 38. Réseaux piézométrique national de la DEIE dans le bassin occidental.....	54
Figure 39. Evolution temporelle de la piézométrie des piézomètres RPN du bassin Occidental.	56
Figure 40. Localisation des piézomètres opérationnels du réseau de suivi AEM et des piézomètres abandonnés localisés dans la zone	57
Figure 41. Carte piézométrique du bassin occidental.....	61
Figure 42. Profil permettant de visualiser le comportement hydrogéologique du fleuve Mouhoun.	60
Figure 43. Distribution de la transmissivité par classe de valeur (logarithmique) et par formation	63
Figure 44. Répartition spatiale des transmissivités par classe de valeur dans le bassin occidental.	63
Figure 45. Débits en fin de foration par unité hydrogéologique	64
Figure 46. Carte des débits en fin de foration spatialisée.....	64
Figure 47. Graphiques montrant la variation des paramètres géométriques et niveaux statiques en fonction des débits en fin de foration.	66
Figure 48. Nombre de forage et débits cumulés par Centre ONEA.....	67
Figure 49. Evolution des prélèvements en eau souterraine dans les différents centre ONEA de 2010 à 2021.	69
Figure 50. Carte de recharge spatialisée.....	76
Figure 51. Recharge à Orodara et à Nouna sur la période 1991-2020 annuelle.	77
Figure 52. Recharge mensuelle moyenne (méthode Thorntwaite) à Orodara et Noun	77

LISTES DES TABLEAUX

Tableau 1. Statistiques de pluviométrie de la zone du sédimentaire Ouest	9
Tableau 2. Historique des principaux assemblages lithostratigraphiques utilisés dans les publications antérieures. La nomenclature retenue ici a été adaptée de <i>Ouédraogo (1983)</i>	20
Tableau 3. Principales manifestations tectoniques au Burkina Faso	40
Tableau 4. Estimations demandes en eau au Burkina Faso. (Banque Mondiale, 2017).	67
Tableau 5. Estimation de la demande en eau pour la consommation humaine en milieu urbain	68
Tableau 6. Estimations de la demande en eau pour la consommation humaine en milieu rural	69
Tableau 7. Estimation des réserves (facilement) exploitables en eau souterraine de la zone sédimentaire Ouest (Mm ³ : million de mètres cubes).....	73

LISTE DES ABREVIATIONS

AEP	Approvisionnement en Eau Potable
BF	Burkina Faso
BUMIGEB	Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina Faso
BUNASOLS	Bureau National des Sols
CIEH	Comité Inter-Etat de l'Équipement Hydraulique
CV	Coefficient de variation
DGRE	Direction Générale des Ressources en Eau
Max	Maximum
Min	Minimum
OMES	Ouvrages de Mobilisation des Eaux Souterraines
ONEA	Office National de l'Eau et de l'Assainissement
ORSTOM	Organisation pour la Recherche Scientifique et Terrestre d'Outre-Mer
PAEA	Programme d'Approvisionnement en Eau et Assainissement
RU	Réserves Utiles
SIG	Système d'Information Géographique
SOGREAH	Société Grenobloise d'Etudes et d'Application Hydrauliques
INSD	L'Institut national de la statistique et de la Démographie
GFB	Grès de Fo-Bandiagara
GFR	Grès Fins Roses
GGQ	Grès à granules de quartz
GFG	Grès fins glauconieux
GI	Grès inférieurs
GKS	Grès de Kawara-Sindou
GFB	Grès de Fo-Bandiagara
PADSEM	Projet d'appui au développement du secteur minier
CHIRPS	Climate Hazards InfraRed Precipitation with Stations
CT	Continental terminal
FLDAS	Famine Early Warning Systems Network
VREO	Valorisation des ressources en eau
PADSEA	Programme d'Appui au Développement du Secteur Eau et Assainissement

INTRODUCTION

En raison de l'augmentation de la croissance démographique, du développement économique et de l'évolution de la consommation, l'utilisation mondiale d'eau a été multipliée par six et continue d'augmenter rapidement de près de 1 % par an (UNESCO et ONU-Eau, 2020). Les changements climatiques exacerbent cette situation de stress hydrique, avec une raréfaction de la ressource en eau dans la plupart des régions du monde, selon les scénarios du GIEC (GIEC, 2022). Ce phénomène de raréfaction de la ressource en eau se pose toutefois avec une acuité différente selon les régions du monde. Selon un rapport publié par la Société Publique de Gestion de l'Eau (SPGE), neuf pays seulement détiennent 60 % des ressources renouvelables en eau douce de la planète, alors que près de 80 pays, représentant 40 % de la population mondiale, souffrent de pénuries d'eau (SPGE, 2022). Cette situation est particulièrement préoccupante pour les pays d'Afrique subsaharienne, où les conditions physiques et climatiques sont défavorables et ne permettent pas une abondance de ressources hydriques. Une étude de la Banque de France a identifié ces pays comme étant les plus vulnérables aux effets du changement climatique. Avec une probabilité que ces derniers ne dépassent l'objectif de l'Accord de Paris sur le climat, qui vise à limiter l'augmentation de la température mondiale à moins de 2 degrés Celsius par rapport aux niveaux préindustriels.¹ Le Burkina Faso, pays d'Afrique subsaharienne, est confronté à une situation critique en matière de ressources en eau. Avec un volume de 852 m³/an/hbt de ressource en eau renouvelable disponible, le Burkina Faso se trouve parmi les pays les plus affectés par la rareté de l'eau dans le monde, situé en dessous du seuil de rareté de l'eau fixé à 1000 m³/an/hbt (MEE, 2001). De plus, environ 80% de la surface du pays est constituée de socle cristallin, caractérisé par des aquifères de porosité efficace inférieure à 10% et une infiltration très faible en surface (MEE, 2001 ; Pieyns, 2017 ; Boubacar, 2012). L'agriculture et l'élevage représentent l'essentiel de l'économie burkinabé, avec 64% des ressources en eau du pays consacrées à l'irrigation, 21% à l'Approvisionnement en Eau Potable, 14% à l'élevage, et seulement 1% aux besoins industriels (DHI/IWACO, 2001). Ces données clés attestent de l'importance de la ressource en eau pour l'économie du Burkina Faso. Face à la rareté des eaux de surface, constituées de cours d'eau non pérennes, l'utilisation des eaux souterraines comme source principale d'eau pour les différents usages est devenue une préoccupation majeure. Toutefois, les principales réserves d'eau souterraine se trouvent dans des aquifères sédimentaires dont les principaux sont ceux du bassin occidental. De nombreux projets et travaux de recherche ont été menés au Burkina Faso

¹ (https://publications.banque-france.fr/sites/default/files/medias/documents/bdf-230-4_changement_climat_afrique.pdf. Consulté le 12/10/2022 à 18h.19).

pour étudier ces aquifères. Parmi ces projets figurent le projet CIEH (1987), le projet BILAN D'EAU (1993), le projet ERES-SOGREAH (1992-1994), le Programme RESO (1996-1999), le Programme VREO (DGRE/J. DEROUANE, 2002-2008) et le Programme OSS/GICRESAIT (2012) (Pieyns, 2017). Ces études ont révélé que les aquifères du bassin sédimentaire de l'occidental ont une productivité élevée, ce qui en fait une opportunité pour l'agriculture et l'élevage. Cette situation a entraîné une forte migration de populations venues des régions moins favorisées du pays à la recherche de terres cultivables et de pâturages (Dakouré, 2003). Afin de mieux comprendre et caractériser ces ressources en eau, de nombreuses études continue d'être entreprises, notamment dans le cadre du Programme d'Approvisionnement en Eau et d'Assainissement (PAEA) au Burkina Faso. Le bureau d'étude SHER-ARTELIA est chargé de synthétiser et valoriser ces études en réalisant plusieurs missions, dont l'une est porté sur la caractérisation géologique et hydrogéologique des systèmes aquifères des bassins sédimentaires de l'Ouest, du Nord et de l'Est du Burkina Faso. Le présent travail s'inscrit parmi les nombreuses contributions à l'étude et à la compréhension des aquifères transfrontaliers. Dans le cas présent, ceux du Nord-Est du bassin de Taoudéni au Mali, qui sont partagés avec ceux du bassin occidental au Burkina Faso. Cette étude vise à caractériser la géologie et l'hydrogéologie des systèmes aquifères des bassins sédimentaires de l'Ouest du Burkina Faso.

OBJECTIFS

Le présent travail a pour objectif principale d'améliorer l'évaluation des ressources en eau, du bassin occidental du Burkina Faso à travers une caractérisation géologique et hydrogéologique des systèmes aquifères de ce dernier.

STRUCTURE DU MEMOIRE

Le présent document est structuré en quatre chapitres à savoir :

- ❖ chapitre 1 : Présentation de la zone d'étude ;
- ❖ chapitre 2 : Caractérisation géologique du bassin occidental ;
- ❖ chapitre 3 : Caractérisation hydrogéologiques des systèmes aquifères du bassin occidental.

METHODOLOGIE DE TRAVAIL

La connaissance et la compréhension du fonctionnement hydrogéologique des aquifères passent nécessairement par la connaissance du contexte géologique et hydrogéologique. Il

s'agit, entre autres, des connaissances sur la structure, la géométrie, la lithologie et les caractéristiques hydrodynamiques telles que la transmissivité, la conductivité hydraulique, la porosité de drainage et le coefficient d'emmagasinement, ainsi que la productivité des aquifères. Dans le cas des aquifères transfrontaliers, il existe généralement une disparité entre les pays en ce qui concerne la disponibilité des données et les connaissances sur les aquifères partagés, comme dans le cas du bassin occidental, qui est une extension du bassin du Taoudéni au Burkina Faso. Pour la partie burkinabè du bassin de Taoudéni, les contextes géologique et hydrogéologique ont été produits à partir des investigations menées dans le cadre de projets (CIEH, BILAN D'EAU, ERES-SOGREAH) ou de programmes (RESO, VREO DGRE/J. DEROUANE, OSS/GICRESAIT), à partir de prospections géophysiques, de cartographie géologique (BUMIGEB) et d'autres études (mémoires et travaux d'étudiants, rapports techniques...). La synthèse consistera d'une part à faire une revue bibliographique détaillée du contexte géographique, climatique et hydrographique du bassin occidental, et d'autre part à prendre en compte l'ensemble de ces projets et travaux pour fournir une description détaillée de la géologie (lithologie, pétrologie et tectonique générale) et de l'hydrogéologie du bassin occidental du Burkina Faso (propriétés hydrodynamiques, productivité, réserves en eau). L'hydrogéologie abordée sera basée sur une étude quantitative des ressources en eau souterraine, plus particulièrement, une étude des caractéristiques géométriques (épaisseurs d'altération, profondeur de forage, etc.) et hydrodynamiques des formations aquifères, de l'évolution de la piézométrie et de l'identification des directions d'écoulement des eaux, ainsi que de l'étude de la variabilité spatio-temporelle de la recharge selon la méthode de thornthwaite.

CHAPITRE I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

I.1- Cadre géographique

I.1.1-Délimitation de la zone d'étude

Le Burkina Faso, pays enclavé d'Afrique de l'Ouest situé dans la zone sahélienne, a une superficie de 274 120 km². Il partage ses frontières avec le Mali à l'ouest et au nord, le Niger au nord-est et à l'est, le Bénin au sud-est, ainsi que le Togo, le Ghana et la Côte d'Ivoire au sud. Le bassin occidental, qui est au cœur de cette étude, est le plus grand bassin sédimentaire du Burkina Faso, couvrant environ 45000 km², soit seulement 16,4% de la superficie totale du pays. Cette zone se trouve dans l'extrémité sud-orientale du bassin du Taoudéni, entre Banfora et la plaine du Gondo. Elle est également délimitée au nord par la bordure sud du bassin du Gourma, qui en est la continuation, et à l'est et au sud-est par le bassin sédimentaire ancien des Volta.

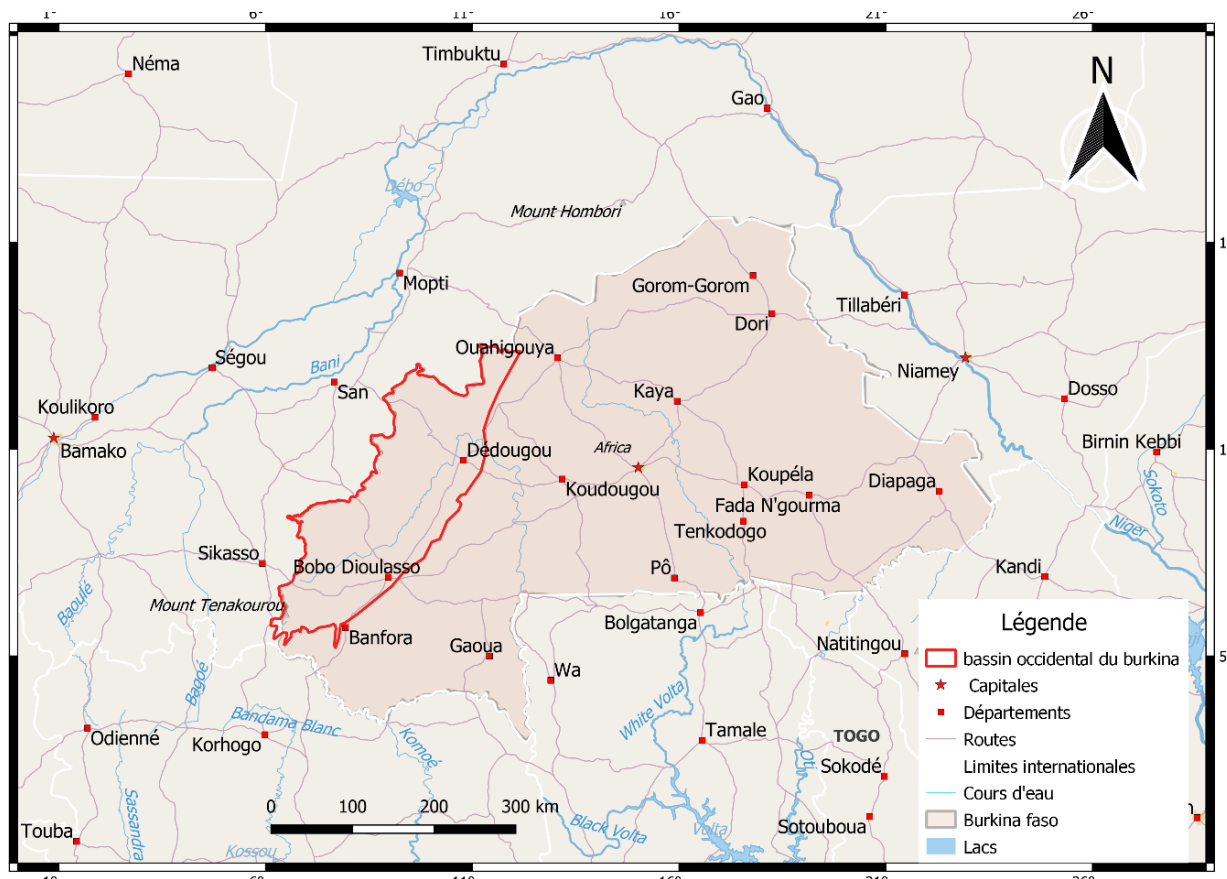


Figure 1. Carte de localisation.

I.2- Cadre administratif et de gestion

I.2.1-Régions, provinces, communes et populations

Selon le rapport de l'INSD (2020) concernant les résultats du 5ème recensement général du Burkina Faso en 2019, la population résidente burkinabè est estimée à 20 487 979 habitants. Cette estimation indique que la population du pays a pratiquement doublé entre 1996 et 2019, avec un taux d'accroissement démographique intercensitaire de 2,93%. Le bassin sédimentaire de l'Ouest du Burkina Faso englobe la région de la Boucle du Mouhoun, des Hauts bassins et de la Cascade, qui recouvrent également plusieurs communes. Cependant, la répartition spatiale de la population montre des disparités significatives entre les différentes régions. Bien que la région centrale soit la plus peuplée, avec plus de 3 millions d'habitants, les régions des Hauts bassins et de la Boucle du Mouhoun situées dans le bassin sédimentaire occidental ont également une population estimée à plus de 1,7 million d'habitants. Seule la région des Cascades, située au sud du bassin occidental, compte une population estimée à moins de 1 million d'habitants. En 2019, la population totale estimée du bassin était d'environ 3 493 890 habitants, soit seulement 17% de la population totale du pays. Si l'on se base sur le taux d'accroissement actuel de la population (2,81%), la population du bassin pourrait atteindre environ 4 652 761 habitants en 2030 et 8 083 007 habitants en 2050. Les portions des communes de Bobo Dioulasso, Banfora et Banzon, situées dans la zone sédimentaire de l'Ouest, sont les plus peuplées (Figure 2), totalisant environ 70% de la population totale du bassin.

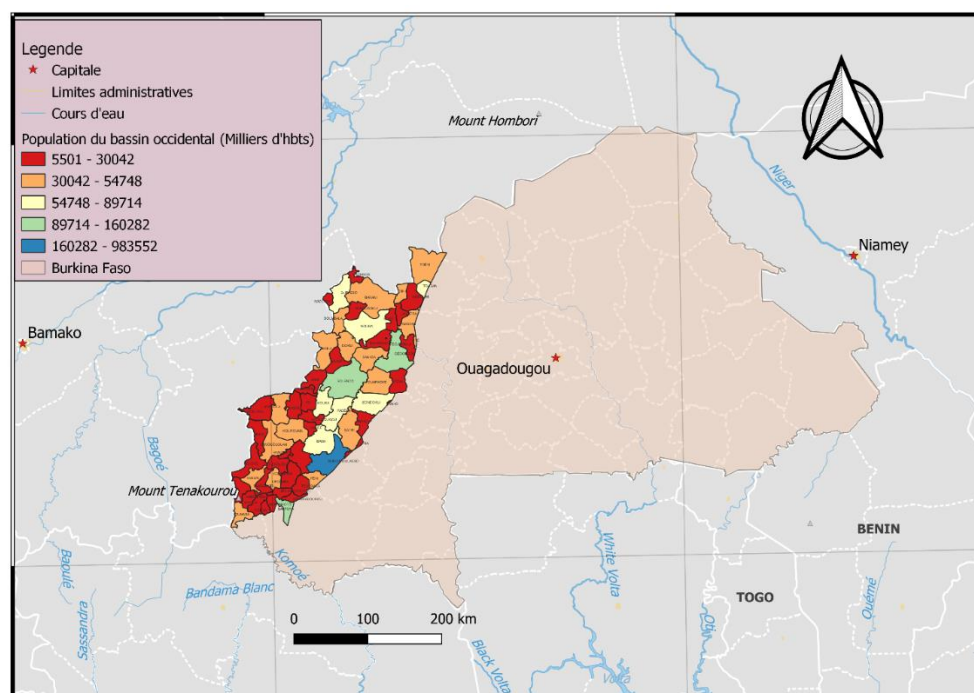


Figure 2. Population totale (2019) par portion de commune dans le sédimentaire Ouest

La densité moyenne de population de la zone du sédimentaire Ouest (2019) est de l'ordre de 65 hab./km², la moyenne nationale étant de 75 hab./km². Cette zone est donc un peu densément peuplée, la densité étant presque proche la moyenne nationale. Les densités de population les plus élevées sont de 552hbts/km², 171hbts/km² et 158hbts/km², respectivement rencontrées dans les portions de communes de Bobo Dioulasso Banfora, Banzo (Figure 3). Sur plus de 30 communes que compte le bassin occidental, 3 communes possèdent les trois quart de la population du bassin La zone du sédimentaire de l'Ouest est donc peu densément peuplée, et présente un caractère exclusivement rural.

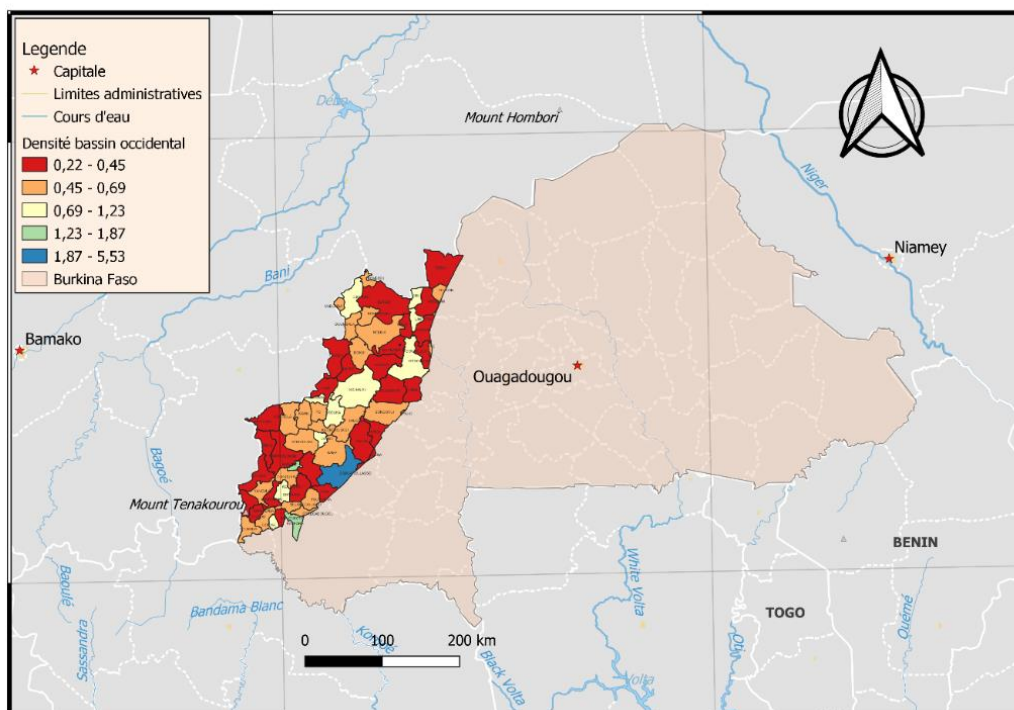


Figure 3. Densité de population (2019) par portion de commune dans le sédimentaire Ouest

I.2.2-Cadre de gestion des ressources en eau : Agences de l'Eau

Le gouvernement burkinabé a mis en place en 2007 cinq agences de l'eau à travers le pays, dont les principales missions sont de veiller à la protection et à l'utilisation rationnelle des cours d'eau (PSEAU, 2013). Les Agences de l'eau du Mouhoun et des Cascades sont compétentes sur le territoire couvert par le bassin sédimentaire de l'occidental, mais plus de 85% de ce bassin relève de la compétence de l'agence du Mouhoun, tandis que l'espace de compétence de l'agence des Cascades couvre moins de 10% de la superficie de ce bassin (PSEAU, 2013). Cette initiative a pour but de mieux gérer les ressources en eau disponible.

I.3- Source des données climatologiques et exploitation

Les données climatologiques exploitées dans le cadre de la présente étude sont d'une part les données issues des stations climatologiques de l'ANAM, et d'autre part les données

climatologiques globales téléchargées et traitées à partir de fournisseurs de données globales spatialisées dont FLDAS, TerraClimate, CHIRPS, WorldClim et FAO Water Portal.

I.3.1-Données climatologiques de l'ANAM

La localisation et la typologie des stations climatologiques de l'ANAM, dans et à proximité de la zone sédimentaire de l'Ouest, est reprise sur la figure 4 ci-après. Les paramètres climatologiques capitalisés dans le cadre de l'étude sur base des données obtenues de l'ANAM sont La pluie, pluie maximale, la température maximale, la température minimale, la température moyenne, le vent, l'insolation, l'humidité maximale, l'humidité minimale, l'évaporation bac A, et l'évapotranspiration potentielle. Les données sont capitalisées au pas de temps mensuel, à partir de l'année 1960.

I.3.2-Données climatologiques globales

Les paramètres climatologiques capitalisés à partir des données globales spatialisées (FLDAS, TerraClimate, CHIRPS, WorldClim et FAO Water Portal) sont les précipitations, la température (min-max-moyenne), l'évapotranspiration potentielle, et l'évapotranspiration réelle. Les données sont capitalisées au pas de temps mensuel, à partir de l'année 1981 (ou ultérieure, selon le paramètre et le fournisseur de données globales). Les données globales sont traitées par l'intermédiaire de QGIS et de Google Earth Engine (GEE), et sont validées sur base des données de l'ANAM

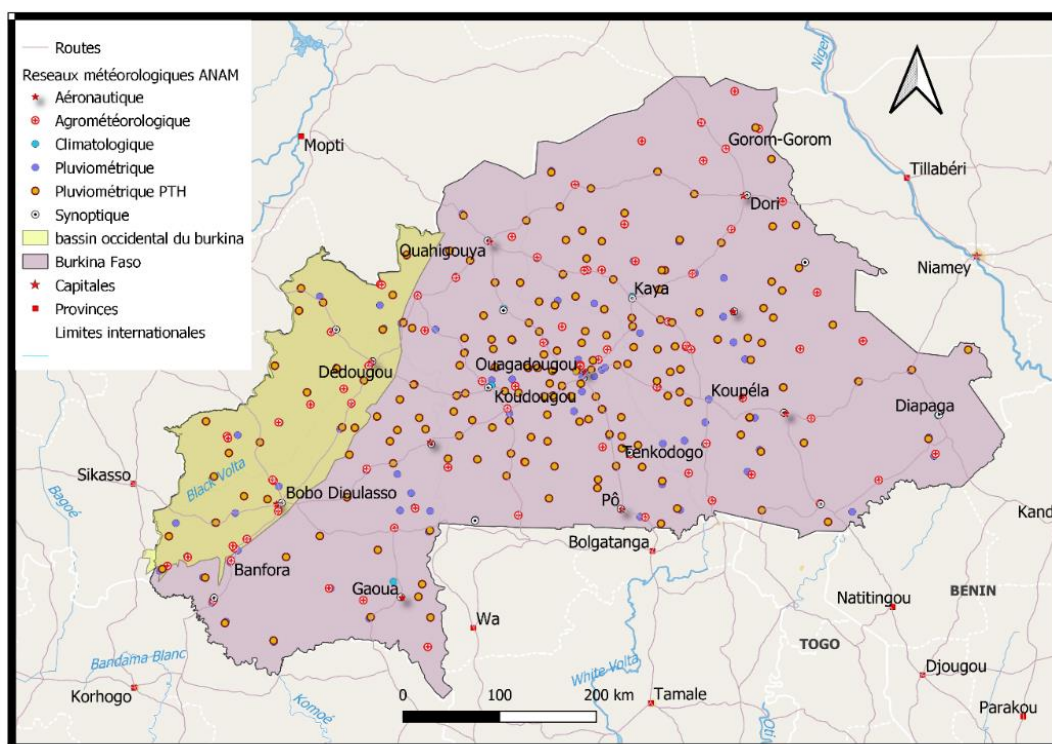


Figure 4. Carte montrant la répartition spatiale des stations climatologiques (ANAM) au Burkina et dans le bassin occidental

I.4- Contexte climatique

Le Burkina Faso connaît de grandes variations de précipitations à travers son territoire, ce qui donne lieu à un climat diversifié. Le gradient nord-sud joue un rôle important dans cette variation. Le pays est divisé en trois principales zones climatiques (voir Figure 5) :

- ❖ Une zone sahélienne, qui couvre environ 25 % du territoire, située au nord du parallèle 14°N et qui reçoit moins de 600 mm de pluie par an.
- ❖ Une zone soudano-sahélienne, qui couvre actuellement environ 50 % du territoire, située entre les parallèles 11°30' et 14°N et qui reçoit entre 600 et 900 mm de pluie par an.
- ❖ Une zone soudanienne, qui couvre actuellement environ 25 % du territoire, située au sud du parallèle 11°30'N et qui reçoit plus de 900 mm de pluie par an. Les précipitations sont concentrées pendant la saison des pluies, qui dure environ 3 mois dans la zone sahélienne (de mi-juin à mi-septembre environ), 4 à 5 mois dans la zone soudano-sahélienne et peut durer de 6 à 7 mois dans le sud du pays. Le bassin occidental est coupé à environ 20 % par la zone soudano-sahélienne dans sa partie nord, en relation avec la plaine de Gondo. La partie comprise entre cette plaine et le sud de ce bassin.

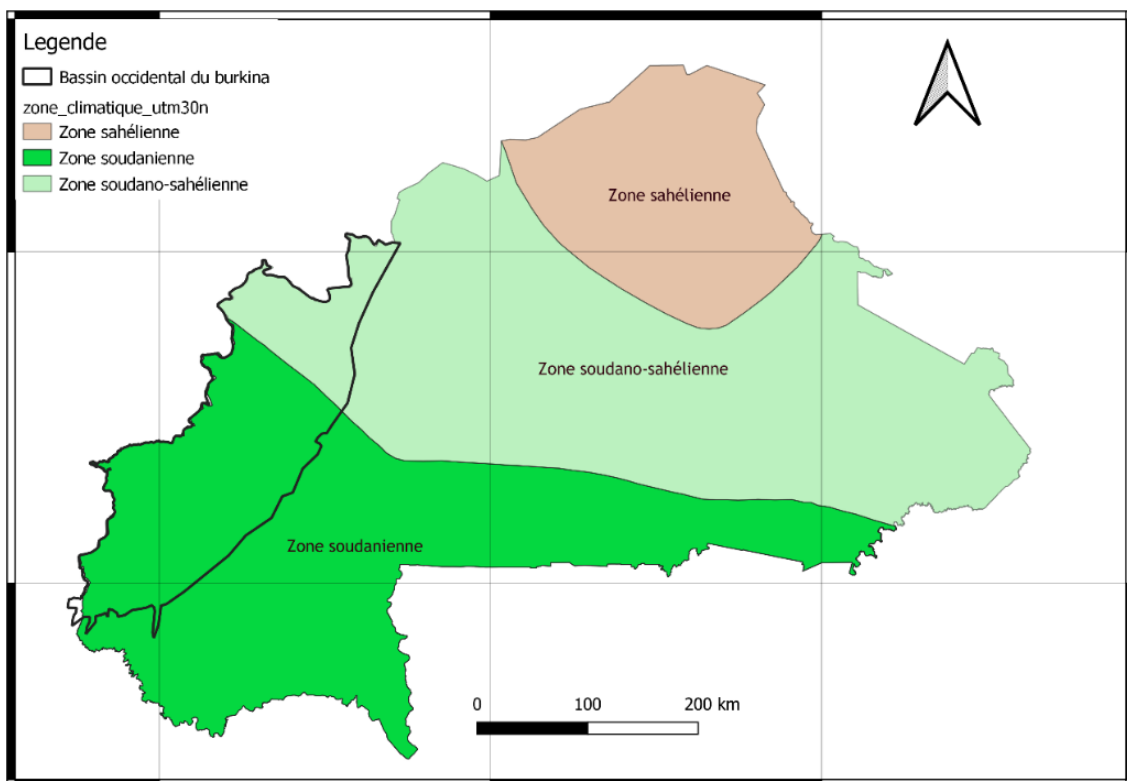


Figure 5. Les zones climatiques du Burkina Faso

I.5-Précipitations

D'après le site web de la Direction Générale de l'Eau et de l'Assainissement du Burkina Faso (<http://www.eauburkina.org/>), le Burkina Faso dispose d'environ 70 stations pluviométriques qui fournissent des données sur les précipitations. Cependant, il est possible que ce chiffre varie selon les sources consultées et la période considérée. Ces stations fournissent des enregistrements quotidiens de précipitations pour la période de 1980 à 2019. Cependant, ces données sont généralement incomplètes et les longueurs des séries varient considérablement. Les stations de Bobo-Dioulasso, Dori, Ouahigouya et Pô ont des données complètes sans lacunes. En revanche, les stations de Bazèga et Markoye ont des lacunes dans leurs enregistrements de données, avec respectivement 29 et 19 ans de données manquantes. Le Bassin occidental ne dispose que d'une dizaine de stations pluviométriques, parmi lesquelles seule celle de Bobo Dioulasso ne présente aucune lacune (Figure 6).

Des données sur les précipitations moyennes dans l'ensemble du bassin occidental ont été collectées en utilisant les données climatologiques globales CHIRPS. Ces données sont créées à partir d'une combinaison de données satellitaires et de données de stations météorologiques terrestres pour fournir des estimations de précipitations à haute résolution spatiale. Les données sont disponibles depuis 1981 jusqu'à aujourd'hui et sont mises à jour régulièrement. Sur la période 1981-2022, la moyenne annuelle des précipitations dans la zone sédimentaire ouest est de 871 mm. Les valeurs P10 (2002), P50 (1986) et P90 (2019) sur la même période étaient respectivement de 756 mm, 857 mm et 1015 mm. Le graphique de la Figure 7 illustre la chronique des précipitations annuelles dans la zone du sédimentaire sur la même période. L'année la plus sèche est 1984 avec une moyenne de 682 mm, tandis que l'année la plus humide est 2010 avec une moyenne de 1071 mm. La courbe de tendance montre une légère augmentation de la pluviométrie au cours de la période de 41 ans considérée.

Tableau 1. Statistiques de pluviométrie de la zone du sédimentaire Ouest

Pluviométrie moyenne 1981-2022	Pluviométrie P10 1981-2022	Pluviométrie P50 1981-2022	Pluviométrie P90 1981-2022
871 mm.	755,720 mm	857,135 mm	1014,82394

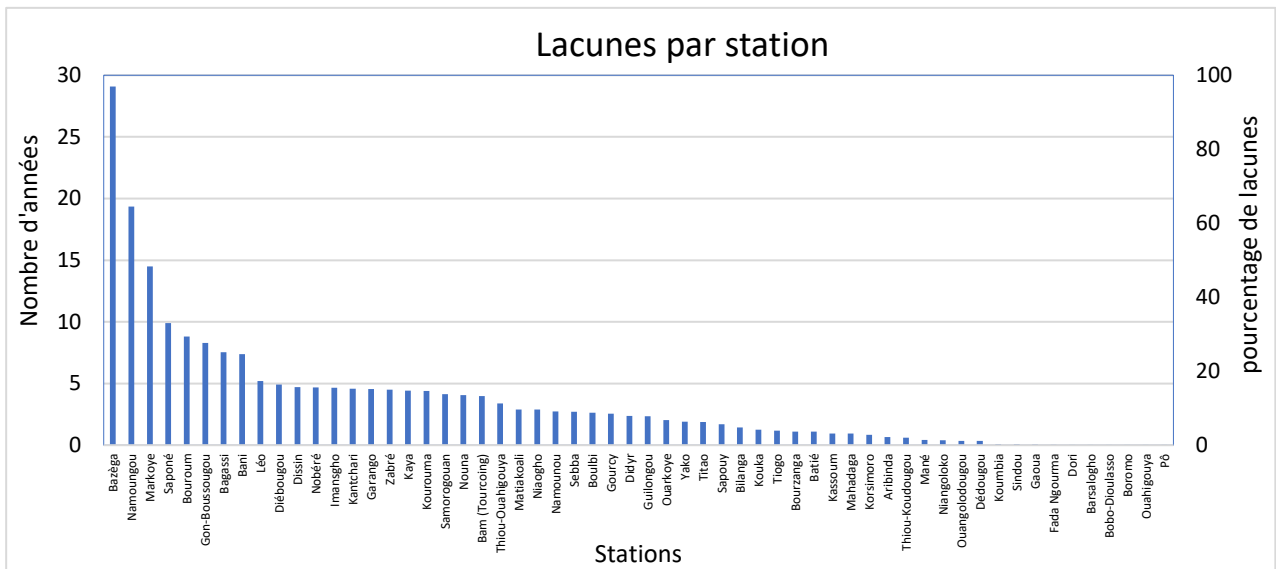


Figure 6. Nombre d'année manquant par station

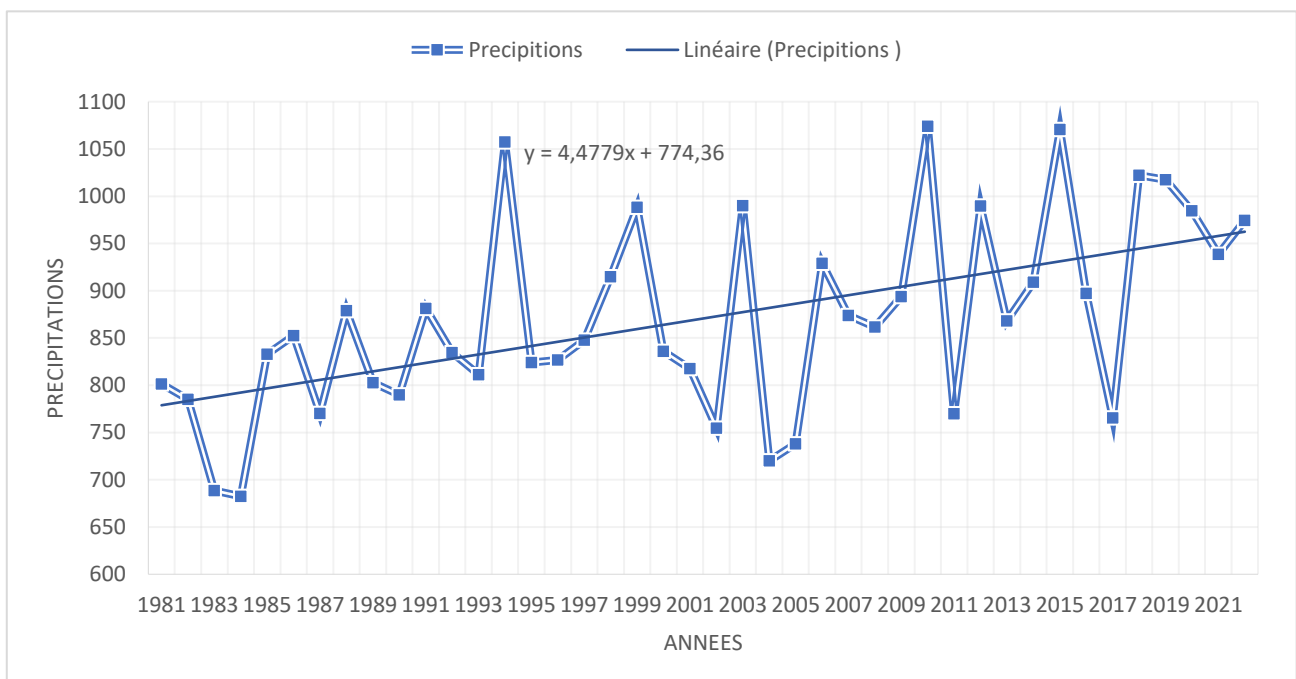


Figure 7. Chronique 1981-2022 de pluviométrie annuelle et courbe de tendance.

I.5.1- Distribution mensuelle des précipitations annuelles

La figure ci-dessous illustre la distribution temporelle des précipitations mensuelles pour les années moyenne, P10, P50 et P90 de la période 1981-2022. Les précipitations sont réparties du mois d'avril au mois d'octobre, avec les valeurs les plus élevées rencontrées au mois d'aout. La valeur moyenne au mois d'aout est de 246 mm, avec un maximum de 336 mm observé en aout 2015.

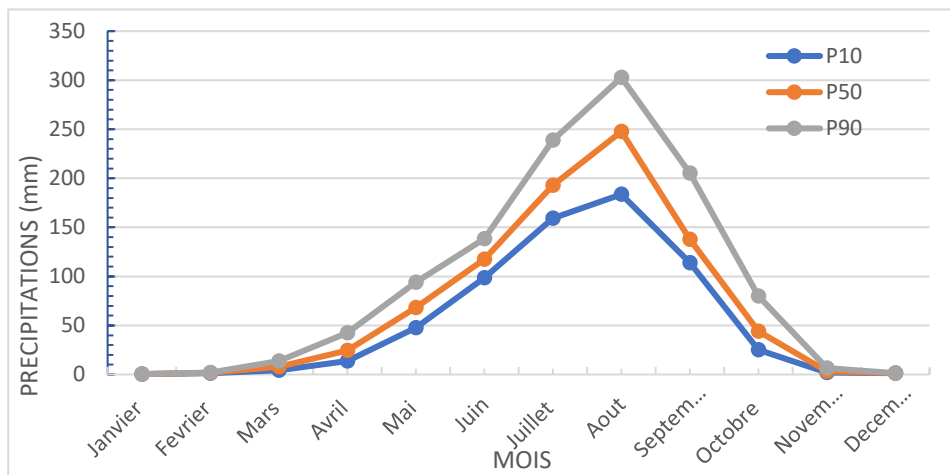


Figure 8. Pluviométrie mensuelle sur la période 1981-2022 (P10, P50, P90)

I.6-Températures

Les températures dans le bassin occidental ont été estimées à partir des données globales Terra Climate. Les données sont disponibles au pas de temps mensuel sur une période allant de 1958 à 2022 mais nous les analyserons sur la période 1981 à 2022 pour qu'il y ait concordance avec les données de précipitations. Les températures moyennes mensuelles sur cette période considérée sont comprises entre 24,7°C et 31,7°C, caractérisant respectivement le mois le plus frais (Aout) et le mois le plus chaud (Avril).

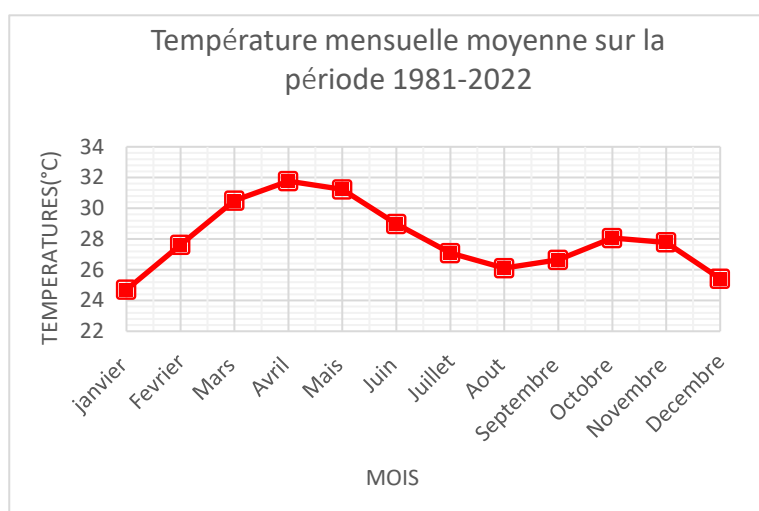


Figure 9. Températures mensuelles moyennes sur la période 1981-2022

Le diagramme ombrothermique ci-dessus permet de mettre en relation les températures mensuelles moyennes et les précipitations mensuelles moyennes sur la période 1981-2022. Il permet d'apprécier deux principales saisons parmi lesquelles, une saison pluvieuse de mai en septembre marquée par les bandes précipitations au-dessus de la courbes des températures et une saison sèche de novembre en avril avec des bandes de précipitations en dessous de la courbe des températures.

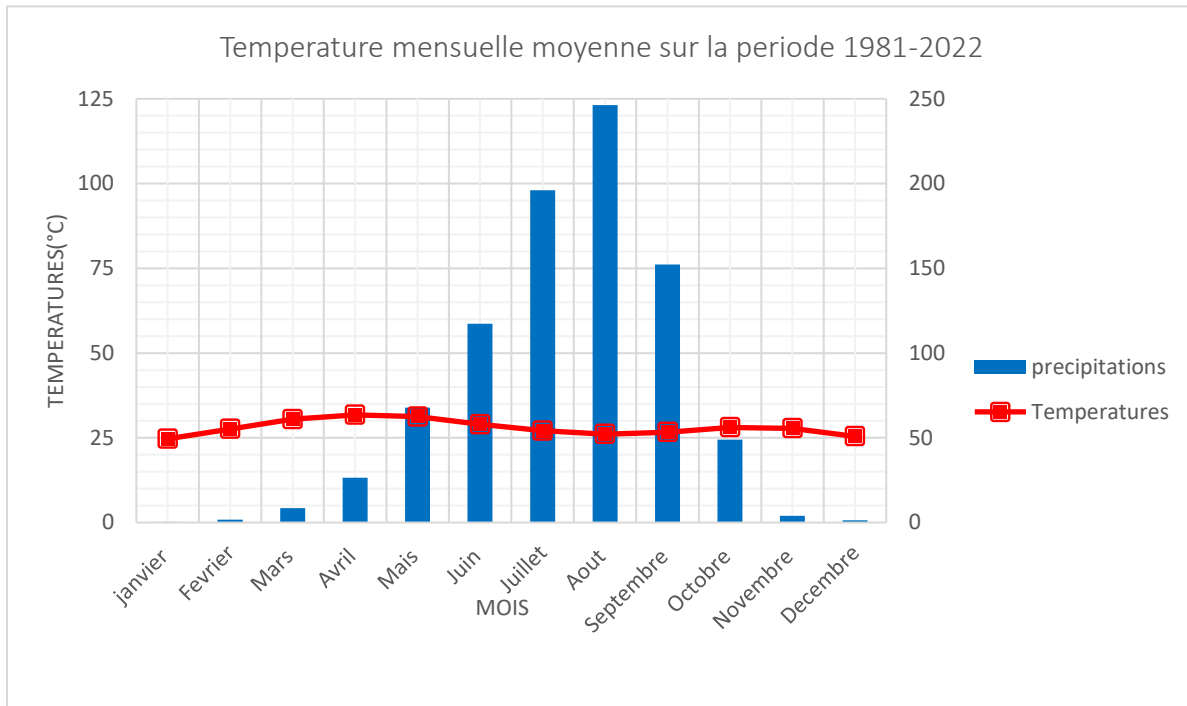


Figure 10. Diagramme ombrothermique du bassin occidental

I.7-Topographie et géomorphologie

Le bassin sédimentaire de l'Ouest du Burkina Faso occupe une surface d'environ 45 000 km² et s'étend du sud-ouest au nord-est le long de la frontière avec le Mali. Les roches de cette région, datant principalement du Néoprotérozoïque, forment un plateau doucement ondulé, couvert en grande partie par une couche latéritique. Dans sa partie méridionale, le plateau est à une altitude moyenne de 500m, avec des collines isolées atteignant parfois plus de 700m, telles que la colline de Bérégadougou culminant à 717m et le Ténakourou, le point culminant du Burkina Faso à 747m. La bordure du plateau est marquée par une falaise qui surplombe le socle cristallin, avec une hauteur variable mais ne dépassant pas souvent 200m. Cette falaise crée des formations rocheuses pittoresques en « dômes » dans la région de Fabédougou et en « aiguilles » dans la région de Sindou. Au nord de la latitude de Bobo-Dioulasso, la falaise diminue rapidement et disparaît, tandis que les altitudes diminuent progressivement, atteignant parfois moins de 300m au nord de Dédougou. Cependant, à l'extrémité nord-ouest de la région, le massif de grès grossiers qui forme le plateau dogon ou plateau de Bandiagara, s'étendant de la région de Fo dans l'ouest du Burkina Faso à la région de Bandiagara au Mali, présente une allure discordante avec une altitude quasi-constante de 400m.

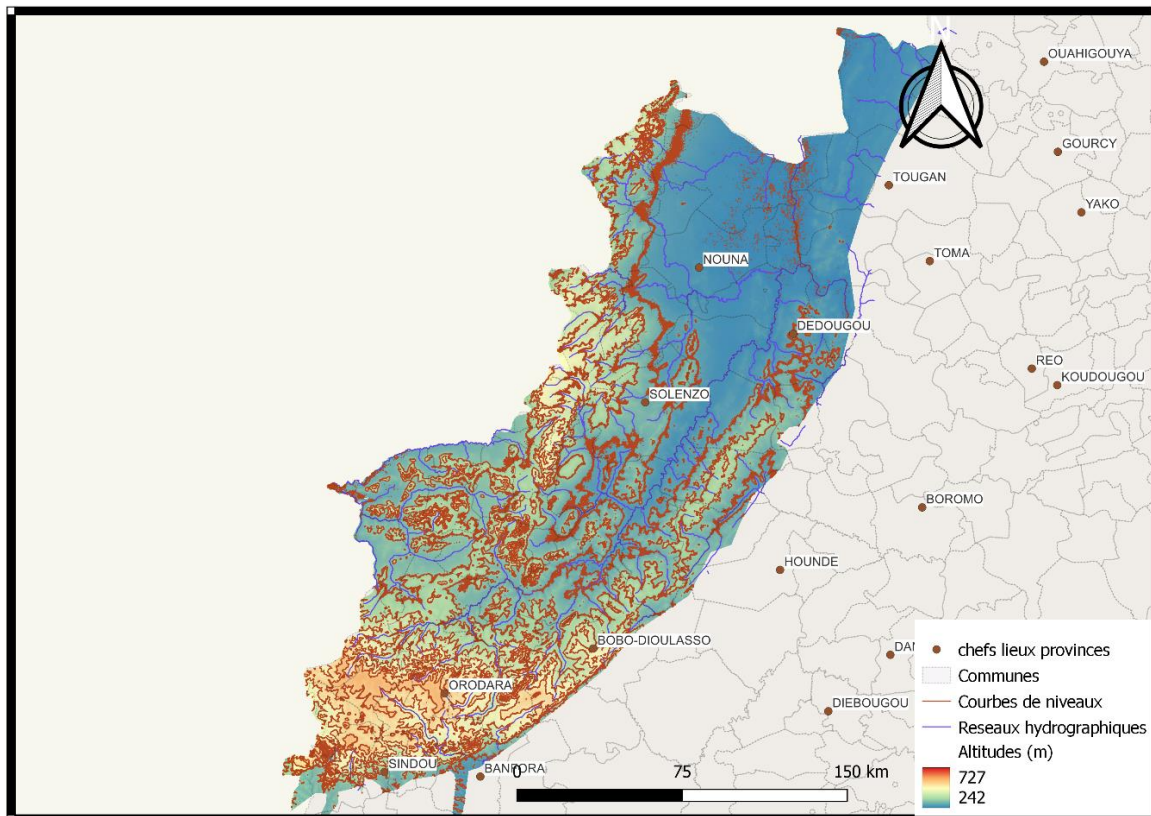


Figure 11. Carte topographique du bassin occidental (source de donnée : MNT SRTM30)

I.8- Réseaux hydrographiques

Le Burkina Faso se trouve sur trois bassins versants internationaux : la Comoé, le Niger et la Volta. Les quatre bassins versants nationaux, à savoir le Nakanbé, le Mouhoun, le Niger et la Comoé, sont à leur tour subdivisés en 17 sous-bassins versants nationaux.² Le bassin occidental est composé de plusieurs bassins hydrographiques, notamment celui du Niger avec le sous-bassin du Banifing à l'ouest, celui de la Comoé avec les sous-bassins de la Léraba et de la Comoé au sud et celui de la Volta avec le sous-bassin du Mouhoun et de ses affluents à l'est. Le fleuve Mouhoun est le principal cours d'eau traversant le bassin occidental, passant par les sous-bassins Mouhoun inférieur et Mouhoun supérieur. Il prend sa source au sud-ouest de Bobo-Dioulasso dans le sous-bassin du Mouhoun supérieur, alimenté par des affluents tels que la Plandi, le Kou, le Siou et le Sourou. Après avoir continué vers le nord-est, il change de direction au nord de Dédougou jusqu'au point de jonction avec son principal affluent, le Sourou, aux environs de Léry, où il décrit une boucle. Le Karouko et le Grand Balé, qui s'écoulent vers

^{2 2} Ministère de l'Environnement et de l'Eau, 2019. État des lieux des ressources en eau du Burkina Faso et de leur cadre de gestion. Page.3

le nord-est et l'est de Dédougou, sont les principaux affluents appartenant au bassin de l'occidental.

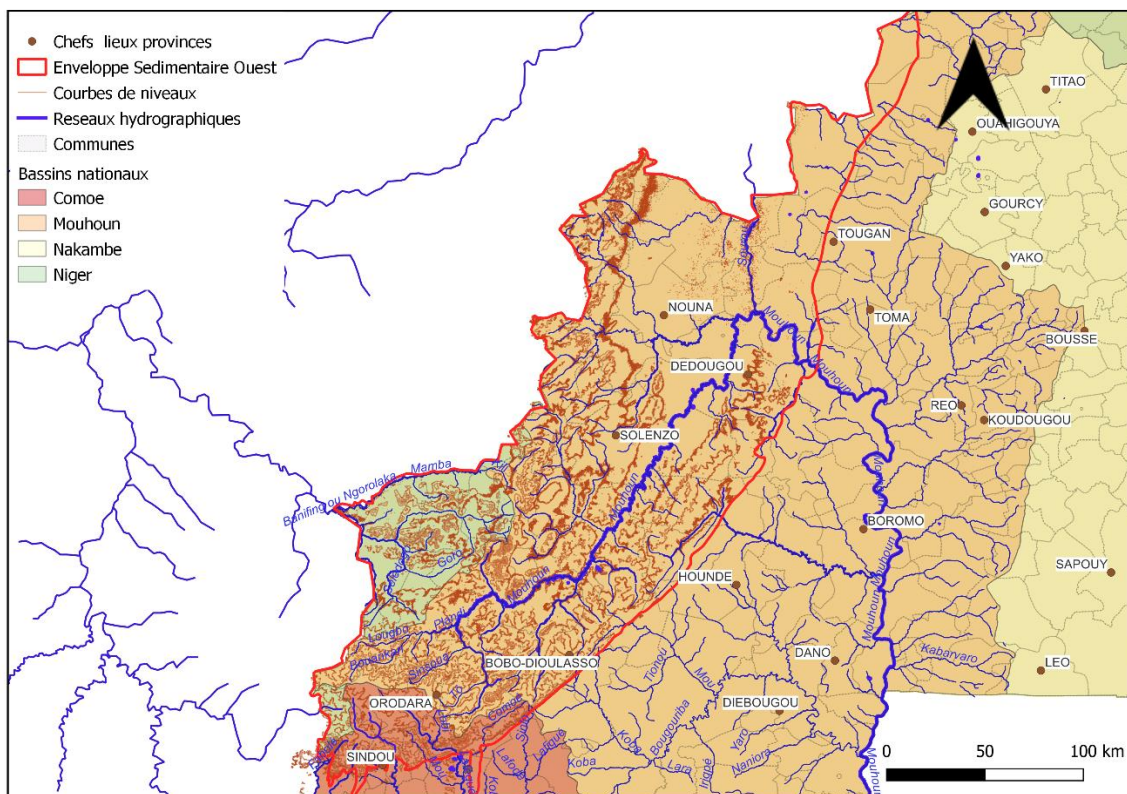


Figure 12. Carte du réseau hydrographique du bassin occidental.

I.9-Contexte géologique général

La géologie du Burkina Faso peut être divisée en deux parties : les terrains cristallins (socle) de la dorsale de Man-Léo, qui occupent près de 225 000 km², soit environ 80% de la superficie du pays, et le bassin sédimentaire de l'occidental, représentant l'extrémité sud-ouest du bassin sédimentaire du Taoudéni. Le bassin de l'occidental comprend des formations de l'Infracambrien ainsi que celles du Continental Terminal, couvrant un peu moins de 20% du pays (Lajaunie, 2017). Au nord, on retrouve également les formations sédimentaires infracambriennes de la bordure SE du Gondo et de la bordure sud du Gourma, qui comprennent des formations appartenant à la marge sud-orientale du bassin du Taoudéni. À l'est, à la frontière avec le Ghana et le Bénin, se trouve le bassin sédimentaire ancien Voltaïen. Le chapitre suivant se concentrera sur la caractérisation géologique du sédimentaire de l'ouest.

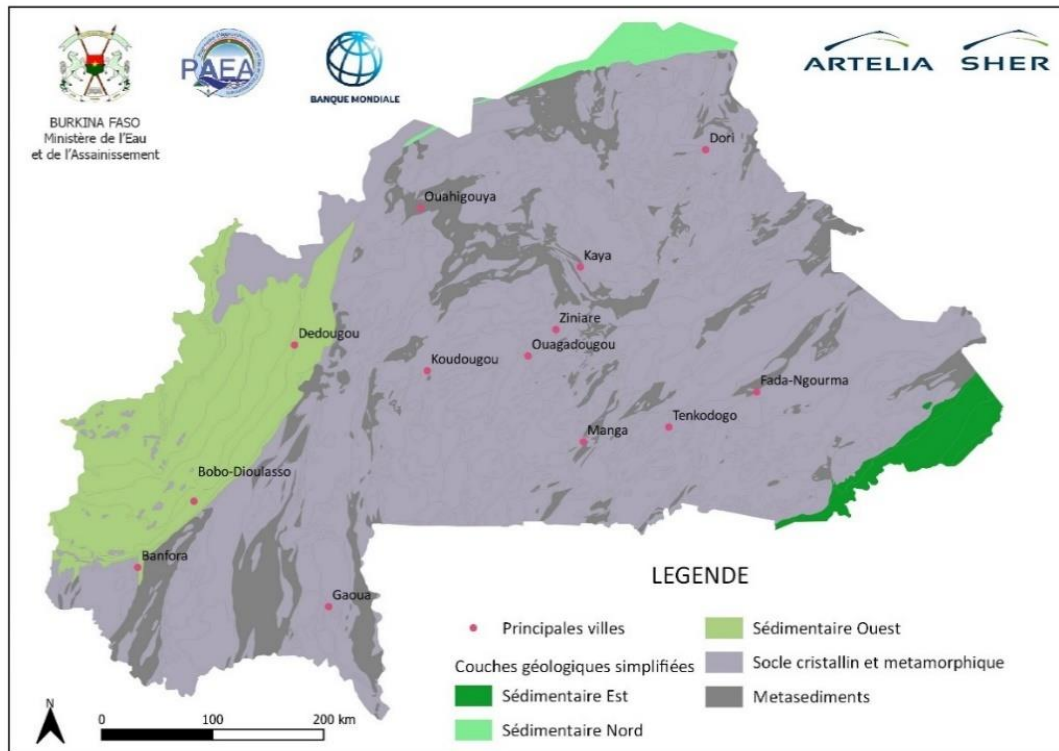


Figure 13. Carte des ensembles géologiques du Burkina Faso montrant celui du sédimentaire de l'Ouest

I.9- Contexte hydrogéologique général

La géologie de l'eau souterraine au Burkina Faso est composée de deux ensembles aquifères. Le premier ensemble est constitué de matériaux cristallins et métamorphiques datant du Précambrien, qui couvrent environ 80% de la superficie du pays (225 000 km²). Le second ensemble est composé de matériaux sédimentaires anciens et récents datant du Néoproterozoïque, du Tertiaire et du Quaternaire, qui couvrent les 49 400 km² restants. La pétrogénèse de ces formations géologiques et les différents épisodes tectoniques associés ont favorisé la formation d'aquifères souterrains, classés en fonction de leur porosité en aquifère discontinu, semi-continu et continu (IWACO, 1989 ; Dakouré, 2003). Les systèmes aquifères du socle sont formés dans les plutonites, les volcanites, les matériaux du métamorphisme régional (schiste, leptynite, micaschiste, etc. (Metelka et al., 2011 ; Baratoux et al., 2015)). Dans ces aquifères, la ressource en eau souterraine se trouve principalement dans les altérations argilo-sableuses en surface et les arènes rocheuses altérées et fissurées qui reposent sur le socle sain (Savadogo et al., 1997). Les débits sont généralement faibles ($\leq 5 \text{ m}^3/\text{h}$) (Dakoure, 2003). Les aquifères sédimentaires sont formés dans trois types de formations sédimentaires, principalement des grès. La plupart de ces aquifères sont très épais (plusieurs centaines de mètres) et présentent des débits importants lorsqu'ils sont continus, allant jusqu'à plus de 100

m³/h. Certains forages produisent plus de 500 m³/h, comme la célèbre Guinguette qui débite 6000 m³/h. (Dakoure, 2003).

I.10- Typologie des sols

Les types de sols rencontrés dans le bassin sédimentaire de l'Ouest, et leurs caractéristiques texturales, sont décrits ci-après respectivement selon la typologie cartographique du BUNASOL et selon la classification HWSO (harmonized World Soil database) de la FAO.

I.10.1-Carte des sols du BUNASOL

En raison de sa géomorphologie complexe et de la variété de sa couverture géologique, le Burkina Faso possède une grande diversité de sols. Différentes études menées par des institutions telles que l'ORSTOM, la SOGREAH, la SOGETHA, l'INERA et le BUNASOLS ont identifié neuf classes de sols dans le pays. Ces sols ont été classifiés selon la terminologie française CPCS (1967). Dans le bassin occidental, sept de ces classes de sols sont représentées. Il s'agit notamment des sols riches en sesquioxydes et en matières organiques rapidement minéralisées (30%), des sols peu évolués (25%), des sols hydromorphes (20%), des sols fersiallitiques (10%), des vertisols (8%), des sols à minéraux bruts (5%), et des sols à Mull (2%).

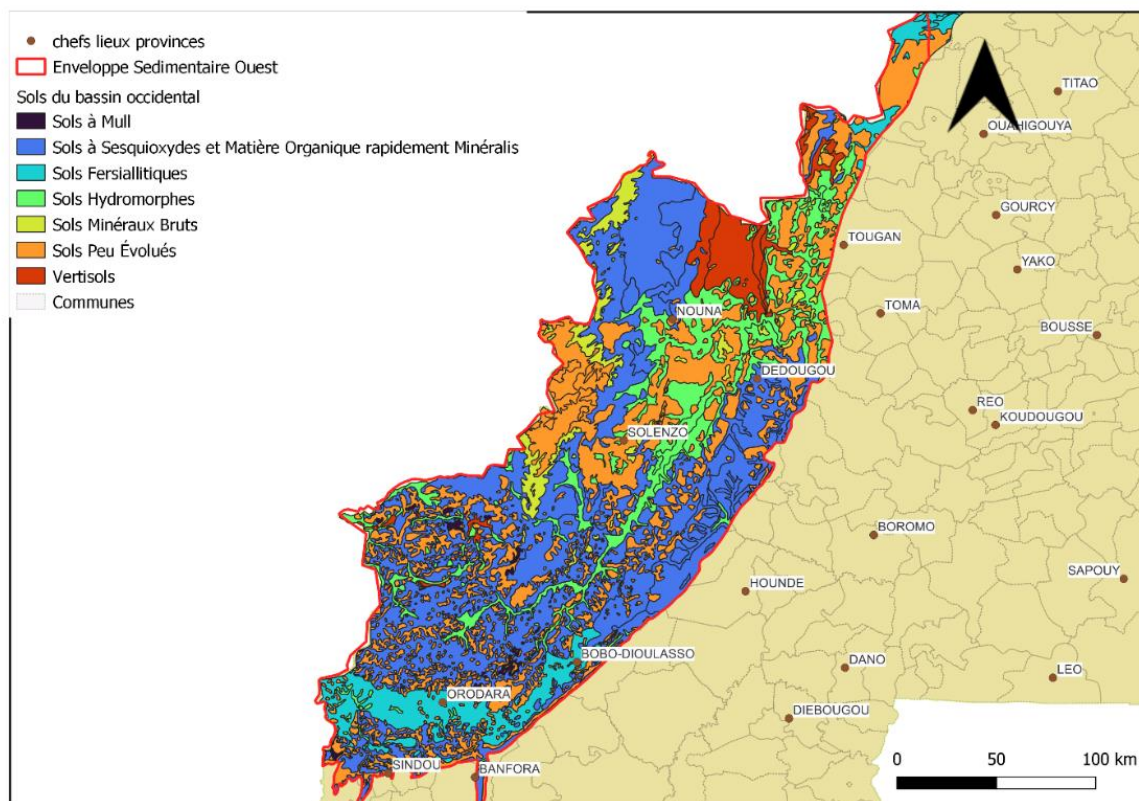


Figure 14. Répartition des types de sol du bassin sédimentaire Ouest du Burkina Faso (BUNASOL)

I.10.2- Typologie texturale de la FAO (HWSD)

Selon la base de données HWSD de la FAO, six classes de sols sont rencontrées dans le bassin occidental. D’après leurs distributions dans le bassin, les sols de type limon fin sont majoritaires et représente 45% de la superficie de ce dernier. La classification HWSD de la FAO permet de discriminer, pour chaque classe de sol, les valeurs de Réserve Utilisable maximale (RUMax) et de Réserve Facilement Utilisable maximale (RFUMax). Ces valeurs seront utilisées pour l’approche bilantaire spatialisée selon la méthode simplifiée de Thorntwaite que nous verrons un peu plus bas.

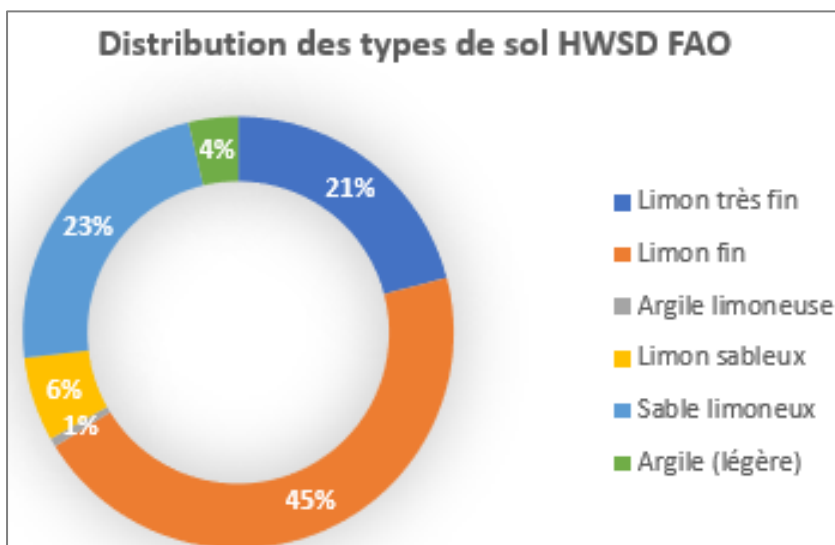


Figure 15. Distribution des types de sol (selon HWSD FAO) dans la zone d’étude

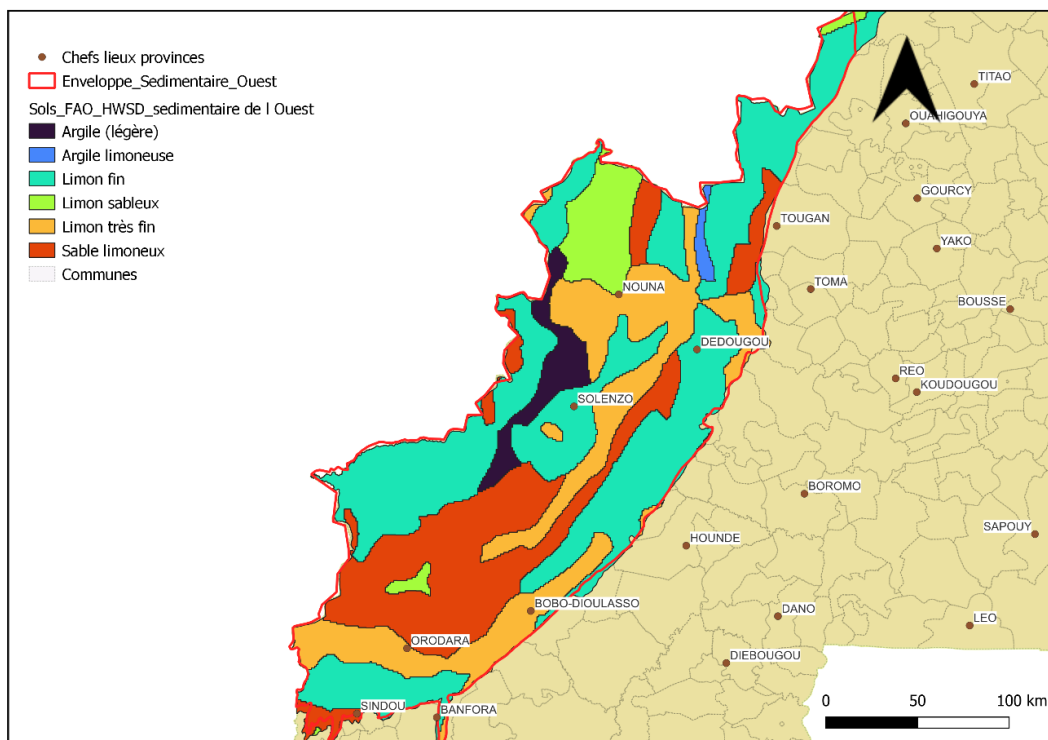


Figure 16. Texture des sols du sédimentaire Ouest selon la FAO (HWSD)

CHAPITRE II. CARACTERISATION GEOLOGIQUE DU BASSIN OCCIDENTAL

II.1- Contexte géologique Ouest Africain

L'Ouest de l'Afrique est principalement constitué d'un craton précambrien qui s'est stabilisé vers 2000 ± 200 Ma, marquant la fin de l'orogénèse éburnéenne (Boudzoumou et al., 2010). Ce craton est entouré de ceintures orogéniques ou de zones mobiles, qui ont connu des événements tectoniques importants au précambrien supérieur et au paléozoïque (Dakouré, 2003). L'Ouest africain est composé de deux boucliers, le Bouclier Reguibat au Nord et le Bouclier Man-Leo au Sud, qui sont séparés par un vaste bassin intracratonique, le Taoudeni (figure 17). Cette zone est constituée d'une immense couverture géologique allant du néoprotérozoïque au quaternaire et relativement homogène (Dèdjiho et al., 2016).

II.1.1- Le bassin de Taoudéni

Le bassin de Taoudéni est le plus grand bassin sédimentaire d'Afrique de l'Ouest, s'étendant sur une grande partie du Mali, de la Mauritanie, des deux Guinées et du Burkina Faso. Il est bordé au Nord et au Nord-Ouest par la dorsale Réguibat, au Sud par la dorsale de Léo, à l'Ouest par la chaîne des Mauritanides et à l'Est par la chaîne panafricaine. Le bassin occidental du Burkina Faso correspond à l'extrémité sud-est de ce bassin (figure 17), en contact avec le bouclier granitique du Man-Leo, qui couvre environ 80% du pays.

II.1.2- Le bassin occidental (partie Burkinabé du Taoudéni)

Le bassin occidental est composé des formations filoniennes tardives plus connues sous le nom de dolérites, ainsi que des formations de couverture quaternaires des dépôts sédimentaires protérozoïques situés à la bordure sud-ouest (voir figure 17) de la synclise de Taoudéni. Cette accumulation de sédiments, d'une épaisseur d'environ 2500 mètres, présente un léger pendage d'environ 2 à 3 degrés et s'épaissit vers le nord en relation avec les formations de Gourma (Lajaunie, 2017). L'établissement de la stratigraphie de la partie burkinabè du bassin de Taoudéni a été difficile en raison de la rareté des affleurements. Les séquences du bassin occidental ont d'abord été divisées en trois groupes (groupe inférieur, moyen et supérieur) par Jonquet en 1963 (références : Jonquet (1963-a et -b)). Par la suite, Trompette (1977) a subdivisé ces séquences en dix formations. En 1983, C. Ouédraogo a conservé la subdivision en trois groupes, mais ses travaux plus récents (1992, 2002, 2006) ont permis de distinguer quatre groupes à l'intérieur desquels neuf séries lithostratigraphiques ont été identifiées de la base au sommet (voir figure 19). Cette classification est actuellement la référence en géologie du bassin

occidental. Des données provenant de nombreux forages réalisés dans le cadre de projets récents (RESO, VREO, ERES, etc.) ainsi que des thèses récemment soutenues complètent ces travaux pour une meilleure caractérisation des séries. Dans les lignes suivantes, les forages seront identifiés par le nom du village et le projet qui les a réalisés, ou par le numéro d'ordre lorsqu'il s'agit du SP/HR. Par exemple, Darsalamy (ERES) représente le forage de Darsalamy réalisé dans le cadre du programme ERES (SOGREAH, 1994), tandis que SINDOU 267 est le 267e forage du programme RESO (SP/HR), situé à Sindou.

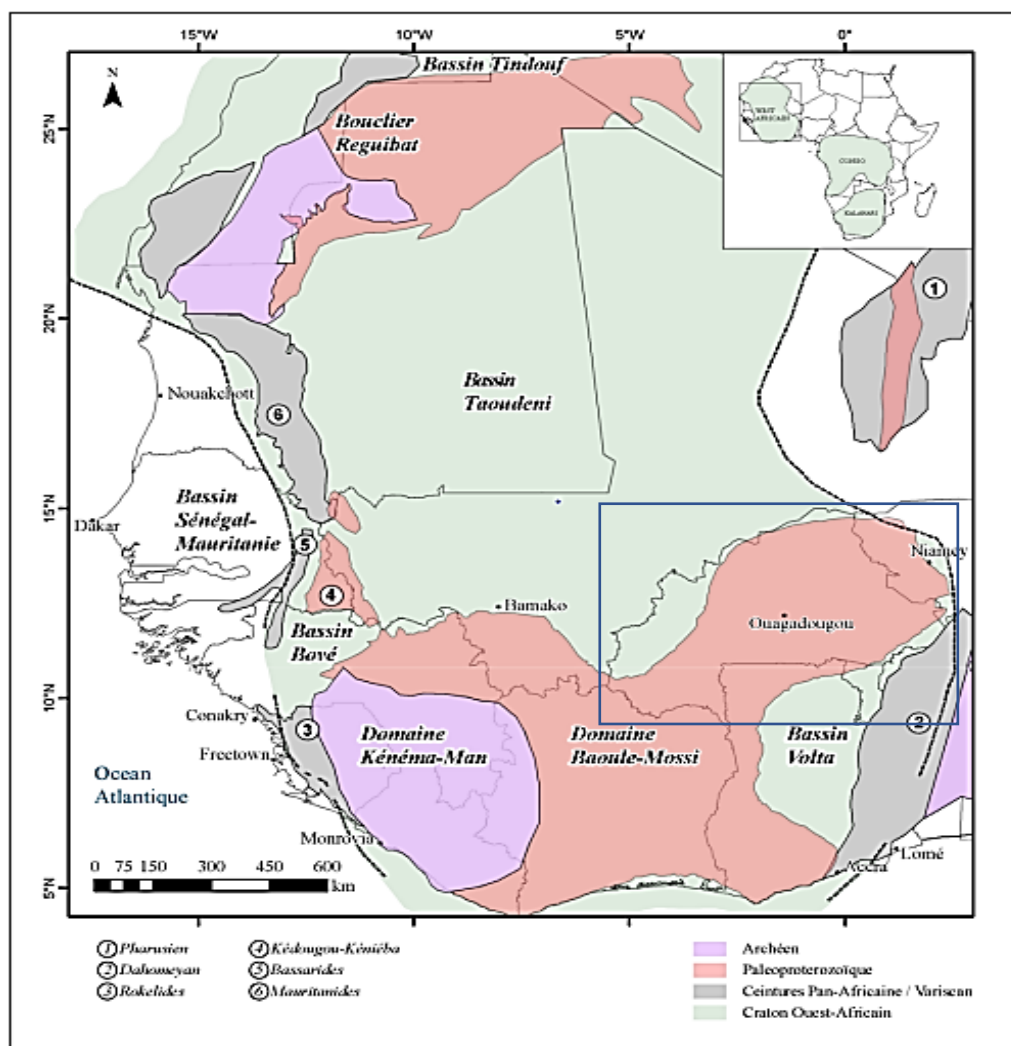


Figure 17. Carte géologique simplifiée du Craton Ouest (adapté de WAXI, 2013).

II.1.3- Les dépôts sédimentaires protérozoïques de la bordure sud-ouest du Taoudéni

Dans cette partie, nous allons examiner les neuf séries lithostratigraphiques qui constituent la majeure partie de la géologie de la partie burkinabè du bassin de Taoudéni. Les changements de nomenclature associés aux différentes formations sont répertoriés dans le tableau 2. La nomenclature retenue sera celle de Ouédraogo (1983). Les acronymes attribués à chaque formation (GFR, GGQ, SQ, etc.) correspondent en effet à la lithologie dominante de chaque formation. Les formations sont réparties en quatre groupes identifiés par Ouédraogo. Ces

groupes sont : le groupe de Banfora (comprenant la formation des Grès Inférieurs (GI)), le groupe de la falaise (comprenant la formation de Kawara-Sindou (GKS) et la formation de Takeledougou (GFG)), le groupe de Bobo (comprenant la formation de Tin (GGQ), la formation de Guena-Souroukoundinga (SAC1), la formation de Bonvalé (GFR), la formation de Samandeni-Kiéban (SAC2) et la formation de la Passe de Fo (SQ)), et le groupe de Bandiagara (comprenant la formation de Fo-Bandiagara (GFB)). Cependant, une dixième formation, la séquence du terminal continental (CT), a été identifiée dans la plaine de Gondo, au nord du pays (Figure 18). Dans le cadre du Projet d'appui au développement du secteur minier (PADSEM), l'un des volets consistait en la cartographie géologique révisée à l'échelle de 1/200 000 de 13 degrés carrés du Burkina Faso. Des notices explicatives synthétisant les travaux de terrain ont été produites. Les figures illustrant les détails par formation, tirées de ces notices, ont été utilisées dans le cadre de ce travail. La figure 20 illustre la localisation des affleurements où ces détails ont été observés.

Tableau 2. Historique des principaux assemblages lithostratigraphiques utilisés dans les publications antérieures. La nomenclature retenue ici a été adaptée de *Ouédraogo (1983)*.

Sagatzky (1954)	Palasi (1959)	Lajoinie (1960)	Jonquet (1963)	Marcelin et Serre (1971)	Trompette (1977)	Ouédraogo (1983) Groupe	Ouédraogo (1983) Formation		
Grès supérieurs	Grès de Bandiagara		Grès de Bandiagara		Grès de Bandiagara	Bandiagara	Fo-Bandiagara		
	Grès de Koutiala		Grès de Koutiala		Grès de Koutiala		Passe de Fo		
Groupe Grésoschisteux	Schiste de Toun		Grès de Bobo-Dioulasso		Schiste de Toun	Grésoschisto-dolomitique	Schistes de Toun	Bobo	Samandéni-Kiéban
		Grès fin rose		Grès rose et fin	Grès roses		Bonvalé		
		Grès fin argileux		Grésoschisto-dolomitique	Grésoschisto-dolomitique		Grésoschisto-dolomitique		Guéna-Souroukoundinga
		Grès micacé en plaquettes							
		Grès grossier à nodules de quartz		Grès à yeux de quartz	Grès à yeux de quartz		Grès à yeux de quartz		Tin
	Grès rose et grès argileux								
Grès siliceux inférieurs	Grès de Sotuba	Schisto-gréseux	Grès de Sotuba	Grès de Sotuba	Grès de Sotuba	la Falaise	Takalédougou		
		Grès glauconieux							
		Grès schisteux							
	Grès de Sikasso	Grès de Base	Grès de Base	Grès de Base	Kawara-Sindou				
Grès de base	Grès inférieurs		Grès inférieurs	Banfora	Grès inférieurs				

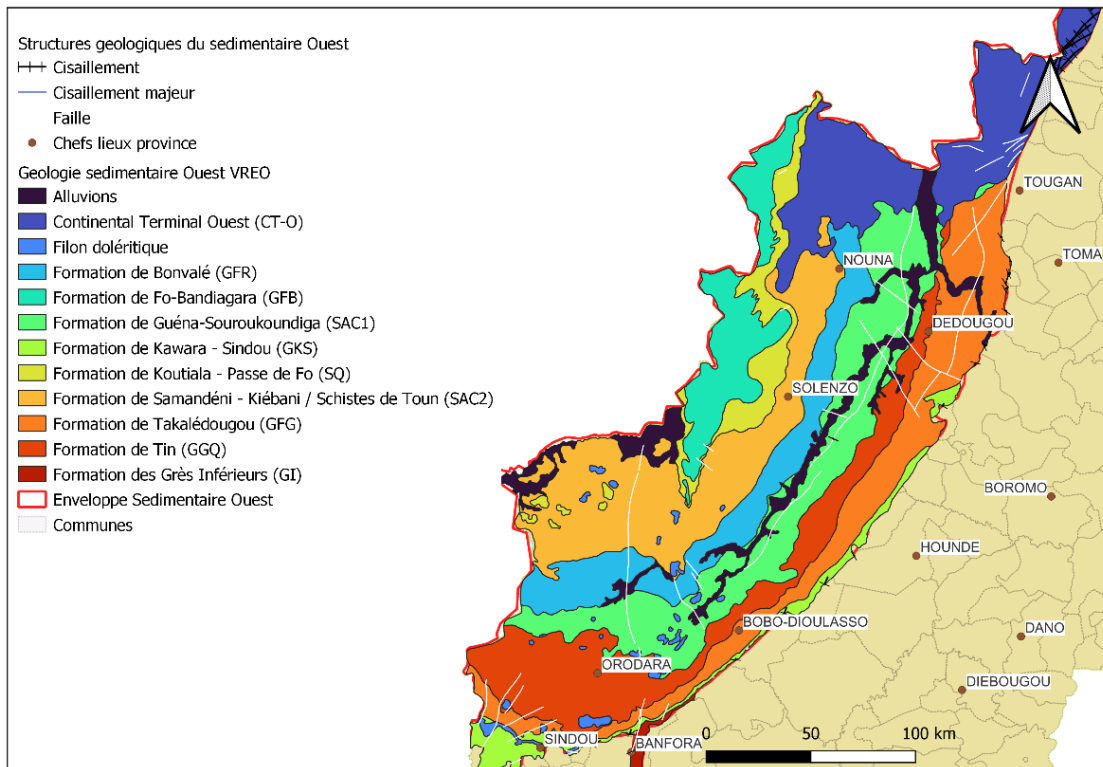


Figure 18. Carte géologique du bassin sédimentaire de l'Ouest, simplifiée (d'après J. Derouane, 2008).

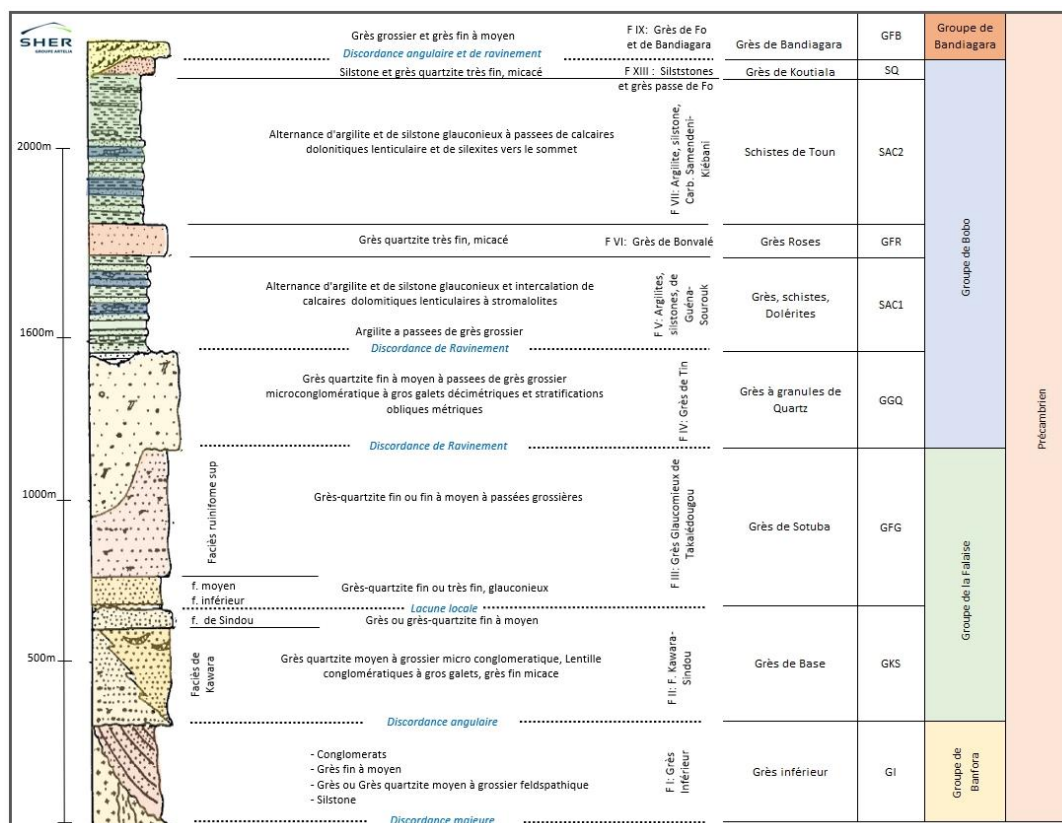


Figure 19. Log stratigraphique du sédimentaire de l'ouest du Burkina Faso (adapté de Ouédraogo 2008)

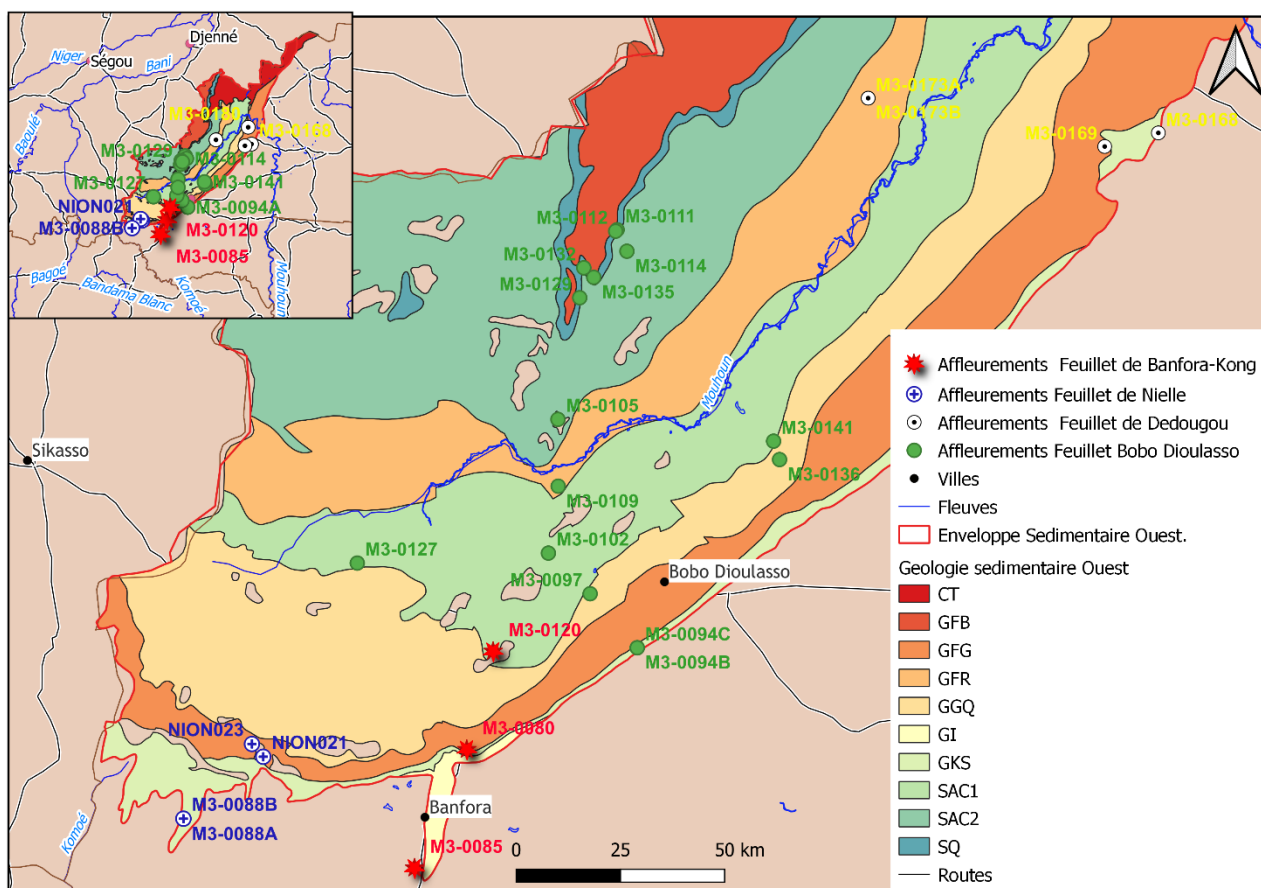


Figure 20. Carte des différents affleurements adaptée selon des données du BUMIGEB (2018) dans le cadre du projet PADSEM.

II.1.3.1- Groupe de Banfora

Il ne comporte qu'une seule formation, la formation des Grès Inférieurs (GI). Elle a longtemps été considérée comme un faciès faisant partie des anciens grès de base. Cependant, Marcelin et Serres (1971) l'ont identifiée en tant que formation géologique distincte, car elle est individualisée du reste de la série par deux discordances : une discordance majeure causée par sa transgression sur le socle, et une discordance angulaire au contact des grès de Kawara-Sindou qui la surmontent. Cette formation est d'étendue limitée et forme le pied de la falaise en bordure du socle. Dans la région de Banfora, elle forme une étroite bande qui s'étend sur une trentaine de kilomètres à l'intérieur du socle cristallin, où elle dessine une structure synclinale faillée. Au niveau de la falaise, la formation est composée de grès rouges, d'argilites et de siltites vertes ou rouges qui alternent avec des grès et des grès-quartzites fins à moyens, avec des intercalations de grès feldspathiques grossiers microconglomératiques (voir forage de Gnawaré du programme RESO, 1995). En bas de la falaise, le grès rougeâtre fin est le type de roche le plus courant, présentant également des argilites. Lorsqu'il est foré, il se distingue par sa couleur rouge foncé et la présence de nombreuses zones fissurées ou fracturées. Peu de forages ont été

réalisés dans les grès inférieurs, mais leur faciès est principalement gréseux, avec des grès très fins et des argilites en bas de la falaise (Nyanouaré, Bounouna 67 et Bouka Tessin 327). Dans la région de Banfora, la succession de roches commence par des microbrèches silicifiées, suivies de siltites et de grès-quartzites fins (voir figure 21), puis de grès rouges grossiers, de grès moyens kaoliniques blancs rosés, et se termine par un niveau conglomératique avec des galets et de gros blocs de grès et de quartz arrondis ou polyédriques émoussés (voir forages ONEA-Banfora et BAN-273). L'épaisseur totale de ces roches est inférieure à 50 mètres dans la falaise, mais peut dépasser 120 mètres à sa base selon Ouédraogo (1988). Certaines preuves suggèrent qu'il pourrait y avoir des lambeaux de ces roches à la base du forage de Darsalamy, près de Pala au pied de la falaise, ainsi que dans les régions de Kangoura et de Baguéra.



Figure 21. Formation des Grès inférieurs. Grès fins (Affleurement M3-0085).

II.1.3.2-Groupe de la falaise

Ce groupe comporte deux formations : la formations de Kawara-Sindou (GKS) et la formation de Takalédougou. (GFG)

❖ *Formation de Kawara-Sindou (GKS)*

La formation des grès de Kawara-Sindou, anciennement appelée "grès de base", constitue la deuxième formation de la série sédimentaire. Elle correspond au terme médian du "groupe inférieur" défini par Ouédraogo (1988). C'est la première formation qui présente une continuité géographique significative à l'affleurement. Bien qu'elle soit décrite dans l'ensemble de la zone couverte par le programme RESO, on sait que ces grès disparaissent vers le nord-est, dans la région de Dédougou. Les GKS constituent la majeure partie de la falaise gréseuse en bordure du socle. Elle repose directement sur le socle partout ailleurs, sauf dans la région de Banfora où elle repose en discordance sur les Grès Inférieurs. Son épaisseur est importante dans la région occidentale de Négouéni-Kawara (environ 350 mètres) et diminue vers l'est dans la région de Toussiana, pour finalement disparaître au nord-est de Béréba Toussiana (environ 60 mètres).

Les GKS sont également présents de manière sporadique avec une faible étendue d'affleurement à proximité du village de Fiè, à l'est de Dédougou (C. Ouédraogo, 2002), à Bobo-Dioulasso et à Houndé. Cette formation se compose de deux faciès plus ou moins distincts : la partie inférieure, appelée lithofaciès de Kawara, et la partie supérieure, appelée lithofaciès de Sindou. La formation de Kawara, à l'extrême ouest de Négouéni, présente une séquence lithologique qui correspond à une séquence positive, comprenant des quartzites moyens à grossiers micro-conglomératiques (voir figure 22a) de couleur rose ou grise, avec des intercalations grossières contenant des galets de quartz ou de quartzite de taille millimétrique à centimétrique. Cette séquence évolue vers le sommet en grès ou quartzites fins à moyens, de couleur rougeâtre, micacés, avec un litage horizontal ou des stratifications obliques tabulaires. On observe également des rides de vagues rectilignes généralement asymétriques et quelques stratifications transverses en chevrons ("herring bones") et des "quick-sands". Plus à l'est, dans la région du village de Kawara, la séquence est plutôt négative. Cette séquence présente également des stratifications obliques tabulaires et quelques rides de vagues. Le contact avec le socle est marqué par un mince niveau conglomératique argilo-gréseux (80 cm) sans stratification visible, contenant des galets de quartz et de quartzite de taille centimétrique à décimétrique (voir figure 22b).

La formation de Sindou constitue la partie supérieure de la formation de Kawara-Sindou. Ce faciès est caractérisé par une fracturation intense, ce qui lui confère, à l'érosion, un aspect localement ruiniforme, notamment à proximité de Bobo-Dioulasso (voir figure 22d). A Dédougou, les grès de Kawara-Sindou affleure de façon ponctuelle. On observe à l'affleurement des grès moyens à grossiers surmontés d'un faciès conglomératique à galets millimétriques à centimétriques, roulés ou anguleux, de quartz, quartzite et grès (figure 22c).

❖ *Formation de Takalédougou. (GFG)*

Cette formation constitue le dernier terme du Groupe de la Falaise. Elle recouvre directement le socle cristallin vers le nord-est et repose en concordance sur la formation sous-jacente de Kawara-Sindou, avec une transition progressive entre les deux formations. L'épaisseur de cette formation est variable, plus importante à l'est qu'à l'ouest, pouvant atteindre 500 mètres (environ 250 mètres vers Niellé), mais sa présence à l'ouest de Dédougou n'est pas certaine. Cette formation peut être subdivisée en trois membres.

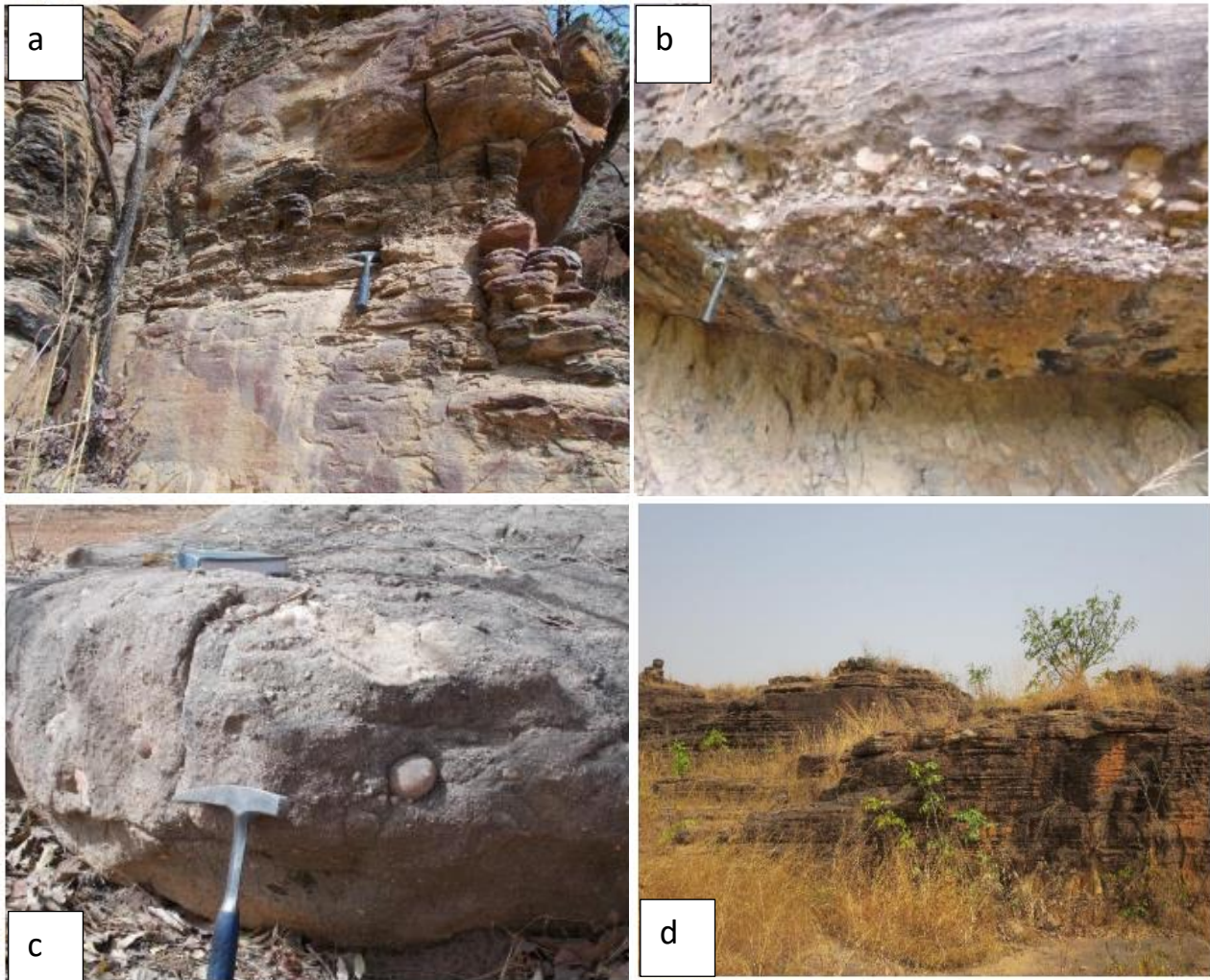


Figure 22. Formation de Kawara-Sindou. a) *Siltite, grès fin et niveaux conglomératiques (Affleurement M3-0088) ; b). Mince niveau de conglomérat grésioargileux au contact avec le socle granitique altéré ; c) Conglomérat à galets de quartz et quartzite (affleurement M3-0168, M3-0169); d). Aspect ruiniforme typique du membre de Sindou (Affleurement M3-0094).*

Le membre inférieur est caractérisé par une alternance de quartzite fin ou très fin, souvent glauconieux, de couleur grise, présentant des figures de dessiccation et un réseau dense de fractures, ainsi que du quartzite grossier microconglomératique, également glauconieux et gris, avec un débit en plaquettes (voir Figure 23b, d). Son épaisseur moyenne est d'environ 20 mètres. Il disparaît localement vers l'est, au niveau du village de Toussiana.

Le membre médian est composé de quartzite fin ou très fin, généralement glauconieux et micacé (voir figure 23c), bien stratifié, avec de rares stratifications obliques tabulaires, des feuilletts plats et des figures polygonales de dessiccation. Son épaisseur totale est d'environ 80 mètres.

Le membre supérieur est généralement absent dans la plupart des régions, érodé par la formation sus-jacente. Il est principalement visible dans la région du village de Bérégadougou, où il atteint plus de 140 mètres d'épaisseur (400 mètres selon Trompette, 1977), présentant un

aspect ruiniforme caractéristique. Ce membre est constitué de quartzite fin ou moyen, avec des intercalations de grès grossier gris, de nombreuses stratifications obliques tabulaires et des rides de vagues, ainsi que des gouttières d'érosion et des empreintes de flûtes. On observe également des stratifications ondulées en creux (SCS) ou en mamelons (HCS), et plus rarement des stratifications en arête de poisson (Castaing et al., 2003). La glauconie est absente de ce membre supérieur, notamment près de Bobo-Dioulasso. Au nord, vers Dédougou, cette formation est peu visible en affleurement, et sa distribution latérale dans la région d'étude est principalement cartographiée à partir de données photo-interprétées et géophysiques. Quelques affleurements et déblais de puits artisanaux, ainsi que les logs de forage des programmes BADEA, PADSEA II et SOUROU-NAYALA, confirment localement ses caractéristiques lithologiques. Il s'agit principalement de grès fins de couleur rose à crème, glauconieux, intercalés de siltites et d'argilites brunâtres à verdâtres (forages DD03/18/F1 et 99/BADEA/029). On observe localement des niveaux argileux riches en carbonate (C. Ouédraogo, 2002) (voir figure 23a).

II.1.3.3- Le groupe de Bobo

Ce groupe comprend 5 formations :

❖ Formation de Tin (GGQ)

La formation de Tin constitue la quatrième formation sédimentaire, marquant le début d'un nouveau cycle sédimentaire appelé "groupe moyen" selon Ouédraogo (1988), en raison de la discordance d'érosion observée sur les grès fins glauconieux sous-jacents. L'épaisseur maximale de cette unité est estimée à environ 500 mètres. La base de cette unité est peu exposée et n'a été observée sur le terrain que dans la région située entre les villages de Mondon et Fabédougou (coupe de Monon de Ouédraogo, 1983), où elle est représentée par un quartzite très fin à fin avec de petits galets de quartz millimétriques roulés. La partie supérieure de la formation de Tin affleure plus largement, notamment dans la région de Tin où elle forme les principaux reliefs. Elle est composée de quartzites fins ou fins à moyens, bien triés, de couleur grise avec une cassure rose ou crème, présentant des intercalations de grès grossiers microconglomératiques contenant souvent de petits galets de quartz millimétriques roulés, ainsi que quelques galets oblongs de quartzite de taille décimétrique. Localement, on observe des intercalations d'argilites rougeâtres bien stratifiées. La glauconie est absente et les rides de vagues sont rares. On trouve généralement des ripple-marks, des stratifications obliques tabulaires de taille décimétrique à métrique, des feuilletts plats et des gouttières de taille métrique (voir figures 24a, b, c).

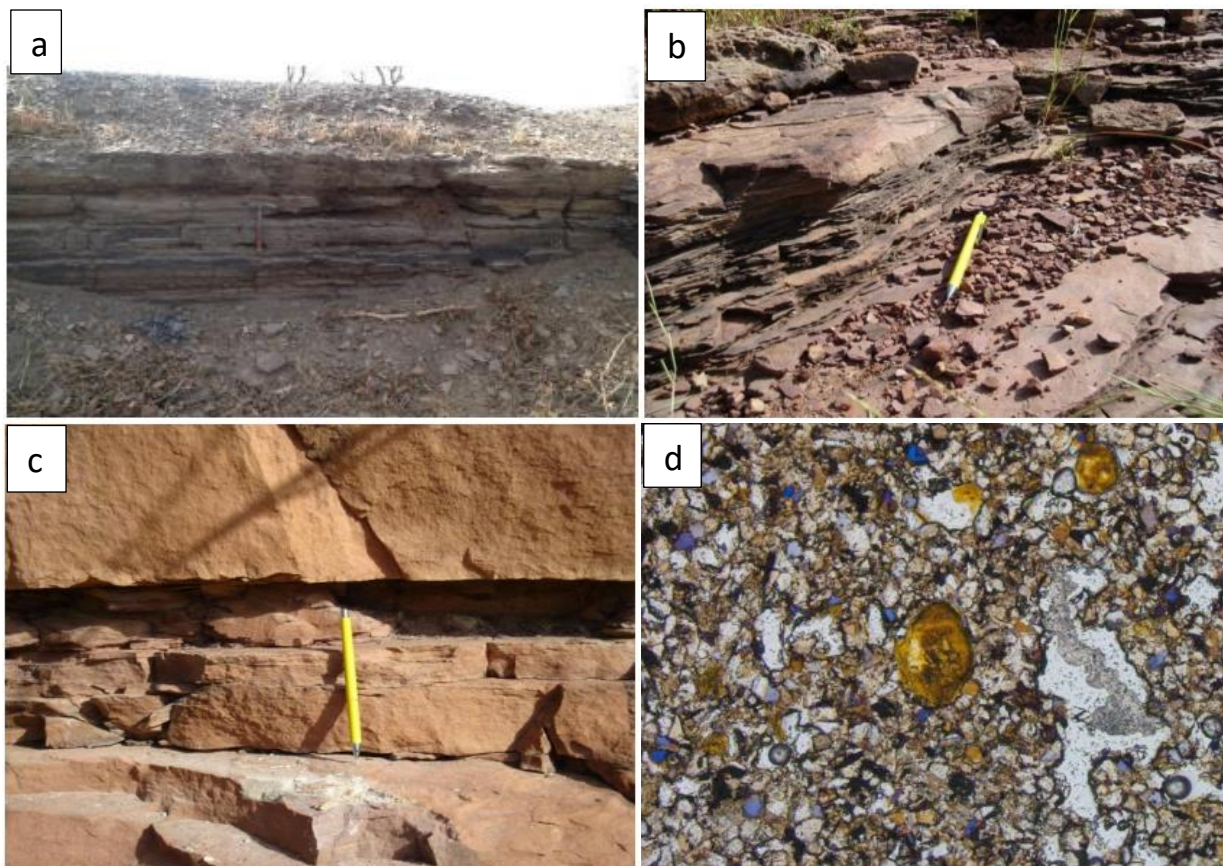


Figure 23. Formation de Takalédougou. *a) Exploitation artisanale de calcaires argileux (Affleurement M3-0180) ; b) Membre inférieur, quartzite grossier microconglomératique à débit en plaquettes (affleurement NION021) ; c) Membre médian, quartzite fin à très fin (affleurement NION023) ; d) Pellets de glauconie dans une matrice dominée par le quartz (Échantillon M3-0080).*

Cette formation se divise en gros blocs parallélépipédiques ou en plaquettes. À Dédougou, elle forme une bande centrale orientée NNE-SSO qui disparaît vers le nord sous la formation de Guéna-Souroukoundinga. Cette formation est peu visible en affleurement et sa distribution latérale dans la région d'étude est principalement cartographiée à partir de données photo-interprétées et géophysiques. Quelques affleurements et logs de forage du programme BADEA confirment localement ses caractéristiques lithologiques. Il s'agit principalement de grès fins de couleur rose avec des granules de quartz, et localement des intercalations plus grossières (forages 99/BADEA/014, 99/BADEA/009 et 99/BADEA/026). Dans la partie orientale de Tougan, quelques forages hydrogéologiques rares permettent également de confirmer localement ses caractéristiques lithologiques. Par exemple, le forage TN12/15/F1 du projet Sourou-Nayala, près du village de Kwarémenguel, met en évidence une couche de grès très fin d'une épaisseur de 43 mètres surmontant une couche de plus de 10 mètres de grès fins

à granules de quartz. Vers le nord, la formation de Tin disparaît partiellement sous le Continental terminal.

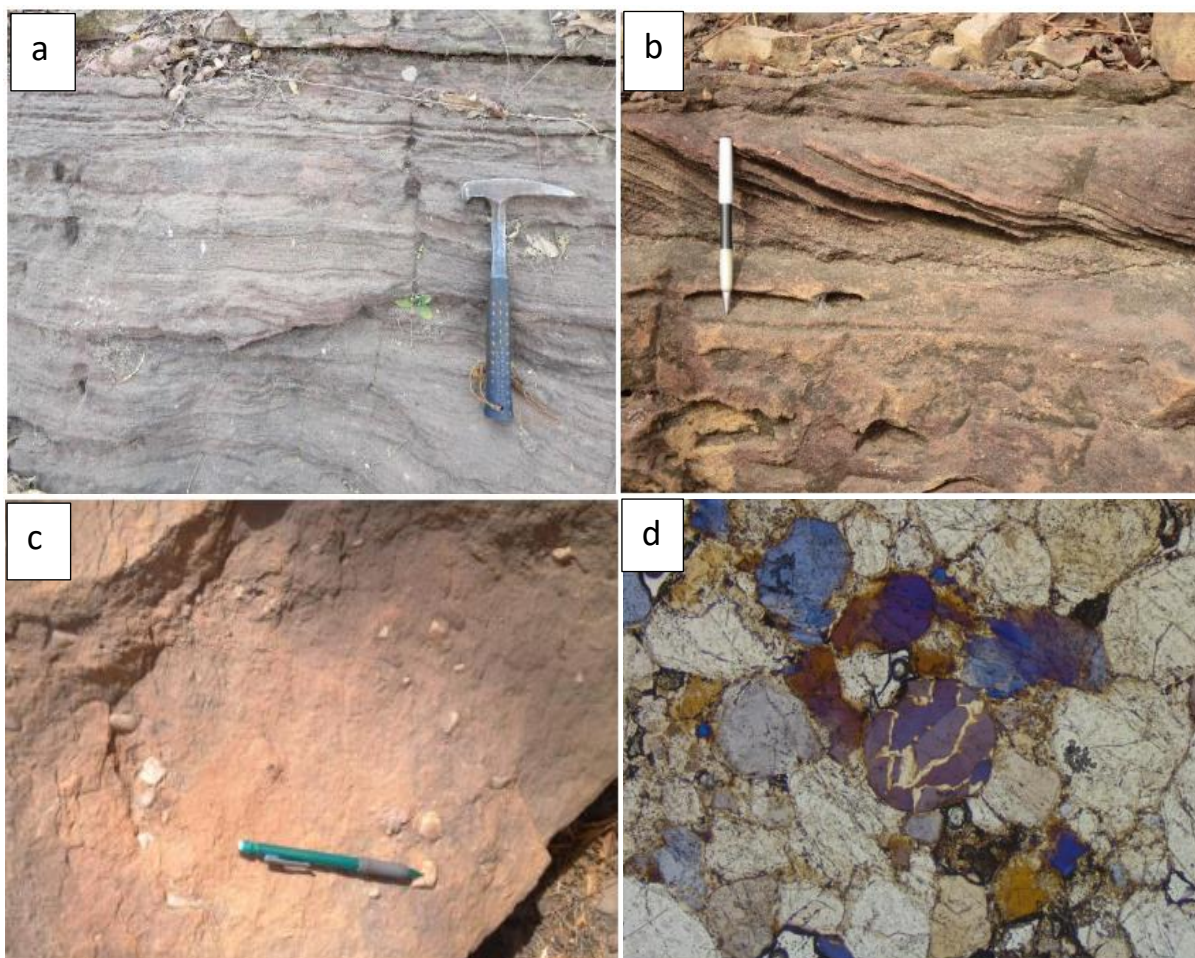


Figure 24. Formation de Tin. a) *Quartzite fin à passées microconglomératiques* (Affleurement M3-0127) ; b). *Stratifications obliques tabulaires.* (Affleurement M3-0097); c). *Quartzite fin à galets millimétriques de quartz roulés* (Affleurement M3- 0141); d) *Quartzite à texture hétérogranulaire et grain de quartz fracturé et recimenté.* (Échantillon M3-0136).

❖ *Formation de Guéna-Souroukoundinga (SACI)*

Elle représente la cinquième formation de la série sédimentaire et la deuxième du "groupe moyen". Elle se rétrécit en direction de l'ouest. Elle repose concordamment sur la formation GGQ sous-jacente, avec un contact qui semble transitionnel dans quelques localités où il peut être observé, sauf au nord de Dédougou, où elle repose directement sur la formation Gfg. Par exemple, dans les régions de Koumi et Mbié (coupes 11 et 16 d'Ouédraogo, 1983), on observe une transition d'un grès fin à moyen avec des passées grossières micro-conglomératiques au sommet de la formation de Tin à des argilites gréseuses avec des passées de grès grossiers micro-conglomératiques à la base de la formation de Guéna-Souroukoundinga. Sa puissance totale est estimée à environ 300 mètres. La formation de Guéna-Souroukoundinga est principalement constituée d'une alternance d'argilites siliceuses

vertes, micacées, et de siltites glauconieuses grises avec une cassure rose, comprenant des pastilles argileuses vertes très micacées (voir figure 25a). Les rides de vagues sont fréquentes et le réseau de fractures est dense, donnant à la roche une structure en plaquettes. Ces lithologies alternent avec des intercalations plus ou moins épaisses (bancs décimétriques à métriques) de quartzites très fins ou fins, glauconieux (voir figure 25b), parfois carbonatées, de couleur gris cendré à rosé, avec une structure en briques centimétriques à décimétriques ou en plaquettes centimétriques. On trouve également des dolomies et des calcaires dolomitiques formant des stromatolites en masses lenticulaires épaisses d'environ trente mètres en moyenne, soit à la base de la formation, soit en intercalations décimétriques à métriques dans sa partie supérieure (voir figure 25c). Près du village de Boutana, dans la région de Banfora, ces dolomies et calcaires dolomitiques sont dominés par des wackestones présentant une texture grumeleuse ou bréchique et contenant fréquemment des oncolithes et des endoclastes, ainsi que rarement des oolithes ou des sphérulites, associés à des lits stromatolitiques (voir figure 25d). Les structures stromatolitiques se présentent sous forme de dômes ou de piliers (voir figure 25e) et sont localement associées à des niveaux contenant des oncolithes, des débrites et des laminites cryptalgaires (voir figure 25f), formant ainsi des complexes récifaux discontinus. Aux environs de Sikasso et de Dédougou, l'affleurement de la formation est très limité, et son étendue est principalement cartographiée à partir de données photo-interprétées et géophysiques. Quelques rares affleurements et logs de forage provenant des programmes RESO (tels que les forages 97/RESO/355, 97/RESO/280, 95/RESO/006 et 97/RESO/358) et PADSEA (forage 458, forages 490 et 544) permettent toutefois de confirmer localement ses attributs lithologiques dans ces régions.

❖ *Formation de Bonvalé (GFR)*

Les grès fins roses, anciennement connus sous les noms de "grès roses" ou "grès de Bonvalé", constituent la sixième formation sédimentaire dans le sud-ouest du Burkina Faso, selon C. Ouédraogo (1983). Ils représentent également la troisième formation du groupe moyen, qui inclut d'autres types de grès, de siltstones-argilites-carbonates (SAC 1), de schistes de Toun (SAC 2) et de grès de Koutiala. La coupe type se trouve à Bonvalé et est désignée par le terme "GFR". Les grès fins roses sont facilement observables sur les photographies aériennes et peuvent être suivis depuis l'ouest de la région de Samorogouan jusqu'au nord-est de la région de Nouna

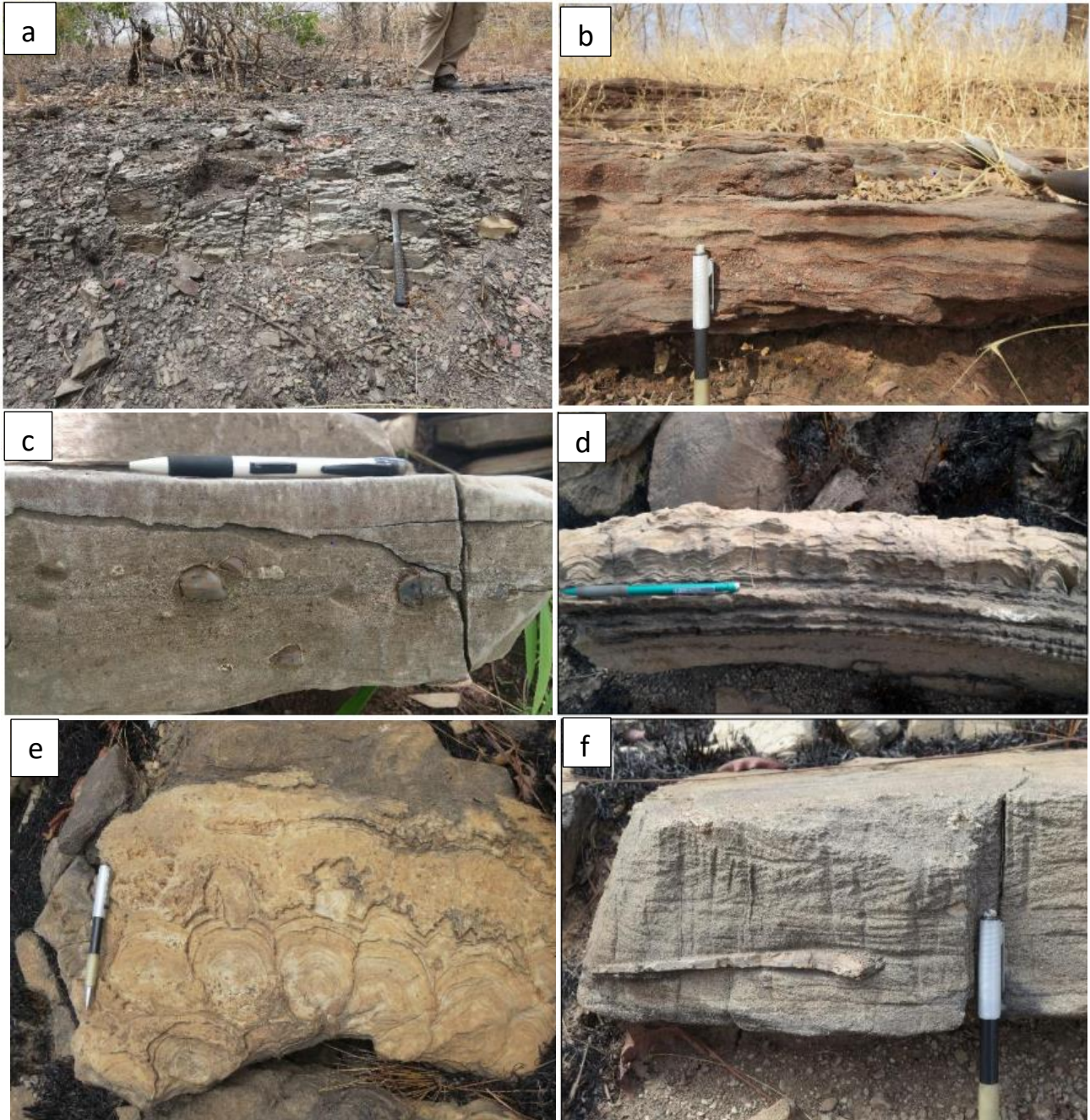


Figure 25. Formation de Guéna-Souroukoundinga. *a) Argilites siliceuses et siltites. (Affleurement M3- 0102) ; b). Passées de quartzites fine et glauconieux dans les argilites. (Affleurement M3-0112) ; c) Granules de silexite dans les dolomies (Affleurement M3-0306) ; d) Assemblage de stromatolites et laminites cryptalguaires vus en coupe (Affleurement M3-0120) ; e) Assemblage de stromatolites vu en plan (Affleurement M3- 0120) ; f) Laminite cryptalguaire et oncolithes (Affleurement M3- 0120).*

Ils couvrent une superficie d'environ 2 550 km² avec une épaisseur totale estimée à environ 100 mètres. Quelques données rares provenant de forages du programme RESO, disponibles à l'est de Sikasso dans la région de Samorogouan (forages 97/RESO/128, 97/RESO/129 et 97/RESO/187), ainsi que de rares affleurements, déblais de forages artisanaux et logs de forage du programme PADSEA à l'ouest de Dédougou, permettent de déterminer les caractéristiques pétrographiques de cette formation. Les grès fins roses sont composés de grès

quartzite, fins à très fins, de couleur rose avec une cassure rose, présentant des traces de mica et de glauconie (figure 26a). Ils sont finement stratifiés, avec de nombreuses ripple-marks symétriques à crêtes ondulées ou en forme de lingule, ainsi que de nombreuses rides de vagues et stratifications (figure 26b). On peut également observer localement des pastilles argileuses et des figures de charge (load cast). Bien que leur faciès semble homogène d'est en ouest à l'affleurement, ils présentent une plus grande diversité en forage, avec des intercalations de calcaires et de schistes de couleur plus sombre. Le contact entre le sommet des siltstones-argilites-carbonates et la base des grès fins roses se produit progressivement par la diminution des intercalations de schistes et de calcaires. Le contact n'est pas net, mais se manifeste par un enrichissement en éléments grossiers (grès) au détriment des éléments fins (argilites, siltstones, carbonates), ce qui se traduit par l'alternance de niveaux gréseux, d'argilites ou de carbonates. Ce phénomène a été observé dans les forages de Pindja, Salamtinga, Nebnoma, Natéma, Soukouroulaye et Kuini. En revanche, le contact avec les schistes de Toun (SAC 2) est plus net, les grès fins roses conservant leur caractère gréseux jusqu'au sommet, tandis que la base des schistes de Toun est immédiatement schisteuse ou carbonatée.

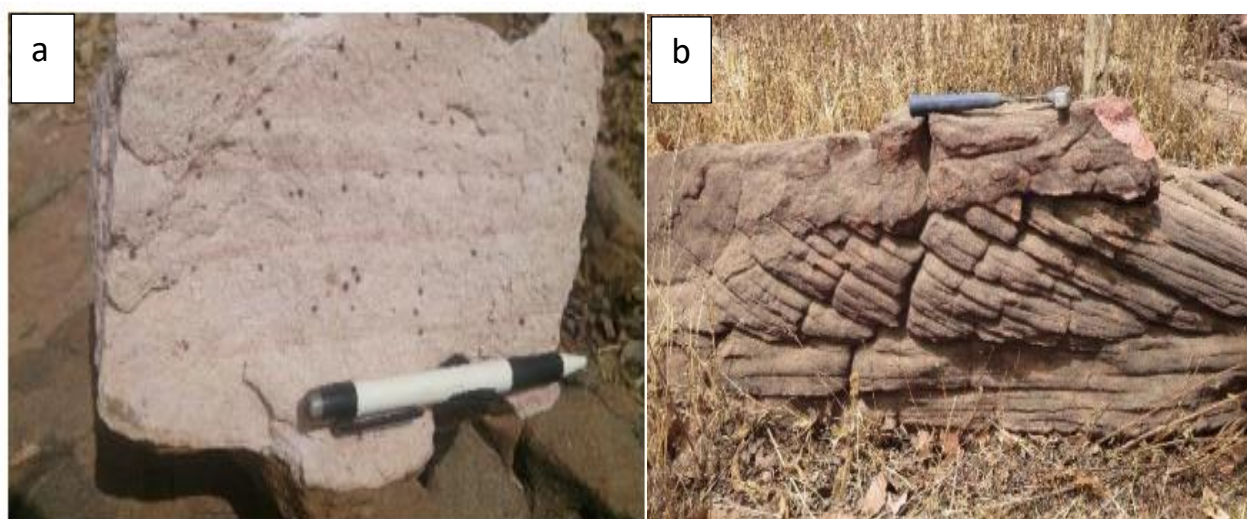


Figure 26. Formation de Bonvalé. *a) Grès fin rose glauconieux (Affleurement M3- 0173) ; b) Grès fin rose à stratifications obliques tabulaires. (Affleurement M3-0109).*

❖ *Formation de Samandéni-Kiébané. (SAC2)*

Elle est considérée comme la septième formation sédimentaire et la quatrième formation du groupe inférieur. Cette formation occupe une vaste zone pénéplanée recouverte d'alluvions et de latérite, située entre la formation sous-jacente de Bonvalé et la formation sus-jacente de la Passe de Fo. Les rares affleurements se trouvent principalement sur les flancs de petites collines isolées, protégées de l'érosion par un recouvrement sommital de latérite ou de dolérite. Sa puissance totale est estimée à environ 450 mètres. Cette formation est composée d'argilites, de siltites, de grès fins et de carbonates (figures 27a, b). La partie inférieure de la formation de

Samandéni-Kiébaní, visible près du village de Samandéni (coupe 23 d'Ouédraogo, 1983), est caractérisée par une alternance d'argilites silteuses vertes, micacées et de siltites glauconieuses à pastilles argileuses. Elle comprend également, vers son sommet, de minces bancs de dolomies et de calcaires dolomitiques à stromatolites. La partie supérieure, visible près des villages de Fo et de Kiébaní (respectivement les coupes 24 et 27 d'Ouédraogo, 1983), est constituée d'argilites vertes bien stratifiées, micacées, présentant un clivage pénétratif et un débit en plaquettes. On y trouve de rares bancs de grès très fins silteux, ainsi que des niveaux minces, centimétriques à décimétriques, de dolomies, de calcaires dolomitiques et de silexites associés à des niveaux à stromatolites. La silicification des niveaux carbonatés est beaucoup plus prononcée que dans le cas de la formation de Guéna-Souroukoundinga et elle altère fréquemment la structure originelle des carbonates. À proximité des intrusions mafiques, les carbonates sont également localement épigénisés par du talc. Les caractéristiques lithologiques de la formation de Samandéni-Kiébaní sont principalement connues par de rares affleurements et surtout par les logs de forage des programmes RESO (forages 97/RESO/245, 97/RESO/247, 97/RESO/183, 97/RESO/192 et 97/RESO/196, forage 97/RESO/201) à l'est de Sikasso, du programme PADSEA II (forage 457, forage 577) dans la zone Solenzo-Tansila, du programme PADSEA (forage 437, forage 528, forages 485 et 489) aux alentours de Dédougou, et du programme PADSEA II (à l'est du Tougan, près du village de Tiémè).

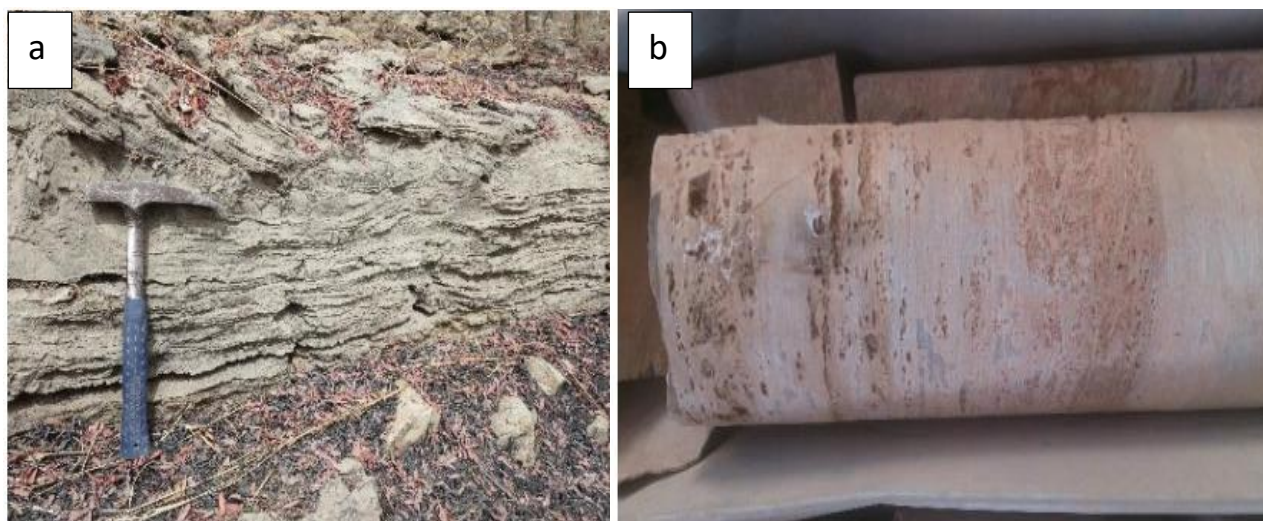


Figure 27. Formation de Samandéni-Kiébaní. *a) Assemblage typique à argilites verdâtres et siltites glauconieuses (Affleurement M3-0105) ; b) Assemblage à siltites et carbonates silicifiés poreux. (Affleurement SAM).*

❖ *Formation de la Passe de Fo. (SQ)*

La formation de la Passe de Fo (NPsq) appartient au groupe moyen et constitue le dernier terme du Groupe de Bobo. Elle est présente dans le centre-nord et le nord-est de de Bobo-Dioulasso. Sa puissance totale est estimée à 50 m environ. Bien que certains auteurs aient

suggéré que le contact basal représente une discordance majeure, dans la région d'étude la formation de la Passe de Fo semble reposer en concordance sur la formation de Samandéni-Kiébani même si le contact n'a pas été observé sur le terrain. Son sommet est raviné par la formation sus-jacente de Fo-Bandiagara au point de disparaître complètement au nord-est du village de Kokoroba (voir la coupe 27 de Ouédraogo, 1983, à la hauteur du village de Kiébani), au nord du village de Lanfièra et au sud du village de Balavé. Cette formation est principalement constituée de siltites roses à rouges à minces lits argileux très micacés, stratifications obliques tabulaires (figures 28a et b), passant vers le haut à des quartzites très fins, roses, présentant de rares stratifications obliques tabulaires à feuillets plats ou déformés et ondulants. Des rides de vagues à crêtes arasées sont localement reconnues. Des slumps peuvent être également présents dans cette formation (figure 28c). La glauconie peut y être abondante (figure 28d).

II.1.3.4- Le Groupe de Bandiagara

La formation de Fo-Bandiagara E Lse trouve principalement au niveau du plateau de Bandiagara qui s'étend sur près de 300 km depuis Douentza au Mali jusqu'à la région de Fo au Burkina Faso. Elle constitue l'unique terme du Groupe de Bandiagara au Burkina Faso. Elle est présente dans la partie septentrionale de Bobo-Dioulasso et est également. La formation de Fo-Bandiagara repose en discordance de ravinement sur la formation de la Passe de Fo et localement directement sur la formation de Samandéni-Kiébani. C'est le cas dans la carte de Bobo-Dioulasso au nord-est du village de Kokoroba. La puissance totale de la formation de Fo-Bandiagara est estimée à 160 m environ. Sa bordure orientale est soulignée par des falaises qui isolent un haut plateau orienté NNE-SSO, légèrement inclinée vers l'Ouest bordé. Elle est bien illustrée par les coupes 25, 26 et 27 de Ouédraogo (1983), respectivement près des villages de Fo, Koudougou et Kiébani.



Figure 28. Formation de la Passe de Fo. *a) Siltite à stratifications obliques tabulaires. (Affleurement M3-0129) ; b) Stratifications obliques tabulaires à feuillets plats alternant avec des lits sub-horizontaux. (Affleurement M3-0132) ; c) Figures de slumps. (Affleurement M3-0135) ; d. Grains de glauconie dans les grès très fins. (Affleurement M3-0129).*

Une série de buttes témoins sont visibles dans la plaine à l'est des falaises, notamment au nord du village de Manèkui et surtout dans toute une vaste région au sud de Djibasso. Vers l'ouest et la frontière avec le Mali en revanche, le relief devient moins contrasté et les affleurements se font plus rares et cèdent fréquemment le pas aux alluvions. La formation de Fo-Bandiagara est constituée par une alternance de bancs plus ou moins épais de grès grossier à passées conglomératiques et de quartzite fin à moyen (figure 29a). Les niveaux grossiers contiennent de nombreux galets centimétriques de quartz et de quartzite (figure 29b). On rencontre également des galets à facettes de type « dreikanter ». Cette formation présente de fréquentes stratifications obliques tabulaires ou en gouttières à feuillets généralement courbes, quelquefois ondulants, soulignés par des galets. Les données de forage dans cette région extrême orientale rapportent des lithologies gréseuses avec une composante argileuse plus importante, voire des argilites (forages 578 et 582).

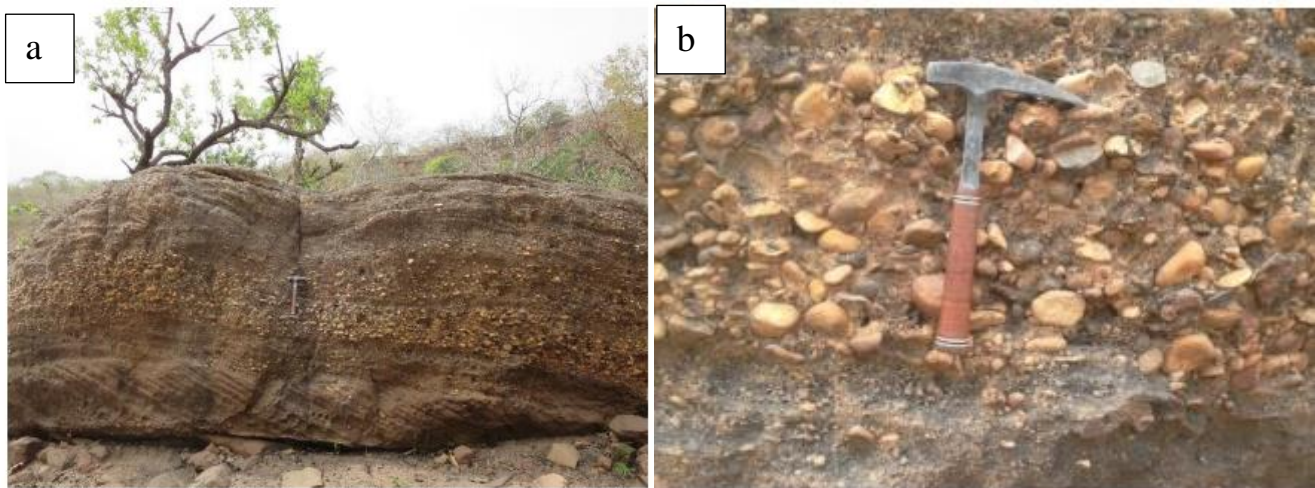


Figure 29. Formation de Fo-Bandiagara. a) *Éboulis de grès grossier conglomératique au pied de la falaise. (Affleurement M3-0111) ; b) Niveau grossier à galets de quartz et de quartzite. (Affleurement M3-0114).*

II.1.4-Les formations de couverture

Il s'agit des formations superficielles du Quaternaire qui recouvrent la roche mère, plus communément appelées régolithe. Elles comprennent différentes variétés de sols, de recouvrements latéritiques et d'alluvions argileuses provenant de la décomposition du substratum gréseux (Dakoure, 2003 ; Tirogo, 2017).

❖ La nature du régolithe dans la partie sédimentaire varie en fonction du substratum rocheux sous-jacent (Guichard et al., 1969 ; Leprun et al., 1973). Dans la partie centre-nord, au-dessus de la formation de Fo-Bandiagara, le régolithe se présente principalement sous la forme de lithosols minéraux bruts sur grès. On trouve des sols peu évolués sur grès dans les formations du Groupe de Bobo, à l'exception de la formation de Tin vers le sud. Sur cette dernière et sur les unités sous-jacentes du Groupe de la Falaise, on observe plus fréquemment des assemblages variés de sols hydromorphes ferralitiques peu saturés. Localement, des sols hydromorphes peu humifères à pseudogley se superposent aux sols décrits le long des rives des cours d'eau et dans les plaines inondables. Dans le Continental terminal, on trouve principalement des vertisols et des sols peu évolués. À l'est, dans la partie orientale, le régolithe est plus hétérogène et se compose principalement de sols hydromorphes peu humifères à pseudogley et de sols peu évolués.

❖ Les recouvrements latéritiques, observés partout et particulièrement dans le sud près de Banfora, se présentent sous la forme de plateaux étendus, de buttes témoins et de cuirasses indurées. L'épaisseur de ces latérites varie en fonction de la nature des formations sur lesquelles elles reposent (socle ou formations sédimentaires). Dans la plupart des cas, elles se

sont développées suite à une altération latéritique des formations d'âge birimien. Le saprolite peut atteindre une épaisseur de 30 à 50 mètres et repose directement sur la roche mère.

❖ Les dépôts alluvionnaires se localisent le long des cours d'eau, sur les berges et dans les zones inondables généralement plates et déprimées. Ils se composent de divers dépôts meubles, principalement du sable, du sable argileux ou de l'argile sableuse, plus rarement de matériaux plus grossiers tels que des graviers et des galets, surtout dans les lits des cours d'eau actuels ou dans d'anciens chenaux. Selon Sauret (2016), l'étendue des dépôts alluvionnaires le long de la rivière du Kou est inférieure à 750 mètres de large en amont vers Dindéresso et d'environ 1000 mètres de large en aval vers Bama, avec une épaisseur allant de quelques mètres à quelques dizaines de mètres

. II.1.4- Les dolérites

Dans le domaine sédimentaire, elles affleurent abondamment dans la partie Sud où elles jalonnent des failles subméridiennes. Elles se présentent sous forme de sills grossièrement concordants (BAM-02 ; DJI-371, 373, 375,), de dykes d'extension kilométrique à plurikilométrique et de neck (Sogreah Ingénierie, 1994 ; Gombert, 1998). Le faciès courant est une roche sombre à cassure esquilleuse qui se débite en boules.

La structure doléritique est nette sur certains affleurements ; sur d'autres par contre, on observe une différenciation plus grenue, gabbroïque. Marcelin et Serre (1971) signale également la présence de microsyténites, basaltes, diorites et andésites parmi ces roches que l'on a globalement désigné sous le terme de « dolérites ». La diversité de la composition pétrographique expliquerait peut-être que la plupart de ces affleurements de « dolérites » n'ait donné aucune anomalie magnétique lors du levé géophysique aéroporté du projet SYSMIN cité ci-dessus. Par contre, ce projet a mis en évidence de nombreux dykes magnétiques dont certains sont de très grande extension (jusqu'à 500 km). Les orientations sont variées principalement N105, N45, N130 et plus rarement N60. Deux filons caractéristiques, grossièrement parallèles et de direction N45 environ, méritent d'être signalés (cf. carte à 1/200 000e). Ils prennent naissance au Nord de Bobodioulasso et s'étirent presque en continue jusque dans la région de Gassan à environ 50 km au Nord de Dédougou. De nombreux sills ont été également mis en évidence à la faveur du levé aéroporté. Ces sills sont particulièrement bien développés dans une bande N-S passant à l'Ouest de Bobodioulasso. Ces dykes et sills mis en évidence par le projet SYSMIN n'affleurent que très rarement. Ils sont signalés à différents niveaux de profondeur sous les sédiments. Ces intrusions sont considérées comme étant d'âge permien à plus récent et deux d'entre elles ont été datées à 250 ± 13 Ma par la méthode K/Ar

sur roche totale à l'Ouest de Banfora, dans le village de Wolonkoto (Marcelin et Serre, 1971) et à 200 ± 3 Ma par la méthode U/Pb à proximité du village de Sandimisso (Baratoux et al., 2011). D'autres résultats comparables auraient été obtenus au Mali. Toutes ces manifestations magmatiques seraient d'âge permien et plus jeune (Mésozoïque). D'autres dykes notamment sur le socle aurait donné un âge mésoprotérozoïque (Castaing C. *et al.* 2003 ; Jessel et al., 2015).

II.2- Paléosédimentologie

La succession stratigraphique est composée de trois groupes distincts : le groupe de Banfora, le groupe de la falaise et le groupe de Bandiagara.

❖ Le groupe de Banfora est formé d'une seule formation détritique fine témoignant d'une sédimentation marine antérieure qui a été plissée et érodée avant le dépôt du groupe supérieur. Cette formation est limitée en extension et localisée dans une zone de dépression du socle.

❖ Le groupe de la falaise est discordant et repose sur le groupe de Banfora ainsi que sur le socle. Il se compose de deux formations principalement gréseuses avec une granulométrie très variable, allant de très grossière à très fine. Il présente les caractéristiques d'une sédimentation marine peu profonde avec des ripple-marks symétriques, de la glauconie, etc. On note également la présence d'épisodes fluviaux qui rappellent les dépôts deltaïques. Cependant, cette interprétation nécessite une étude sédimentologique plus détaillée. Les figures de dessiccation et les galets éoliens indiquent un climat probablement aride, chaud ou froid se situe au-dessus de la falaise et est constitué de cinq formations. Quatre de ces formations sont fines et tendres et sont responsables du relief pénéplané dans une grande partie de la région. Le groupe commence par une sédimentation fluviale grossière, suivie d'une sédimentation marine peu profonde caractérisée par la présence de glauconie et de stromatolites, avec une tendance sursalée signalée par les trémies de sels repérées par Trompette en 1977. Cette sédimentation est de type « tidal flat » avec des périodes d'émersion qui sont marquées par des fentes de dessiccation et des niveaux brêchiques dans les passées carbonatées. Le climat de cette période était probablement chaud (d'après la présence de stromatolites) et aride (en raison des fentes de dessiccation).

❖ Le groupe de Bandiagara, il n'est représenté que par une seule formation qui est discordante par rapport à la partie supérieure du groupe de Bobo. Cette formation est grossière et correspond à des dépôts fluviaux sous un climat probablement aride, chaud ou froid, comme en témoignent les galets éoliens.

II.3- Tectonique générale et géodynamisme de la bordure sud-est du bassin de Taoudeni

II.3.1- Structures majeures du bassin définies à partir des anomalies gravimétriques

La répartition des masses rocheuses ainsi que la fracturation dans le socle ont dû influencer la sédimentation sur la bordure du bassin de Taoudeni. Les formations gréseuses grossières qui constituent le plateau de Bandiagara à l'Ouest du secteur, forment une bande étroite qui s'allonge depuis Fo au Burkina jusqu'à Douentza au Mali, dans une direction SSW-NNE conforme aux directions birimiennes. Au Nord de Fo, ces formations s'épaississent considérablement, passant de 50 m environ dans la région de Fo à plus de 1000 m au Mali sud-oriental (Keita, 1981). Suivant l'axe de ce plateau apparaissent des anomalies gravimétriques positives (voir figure ci-après).

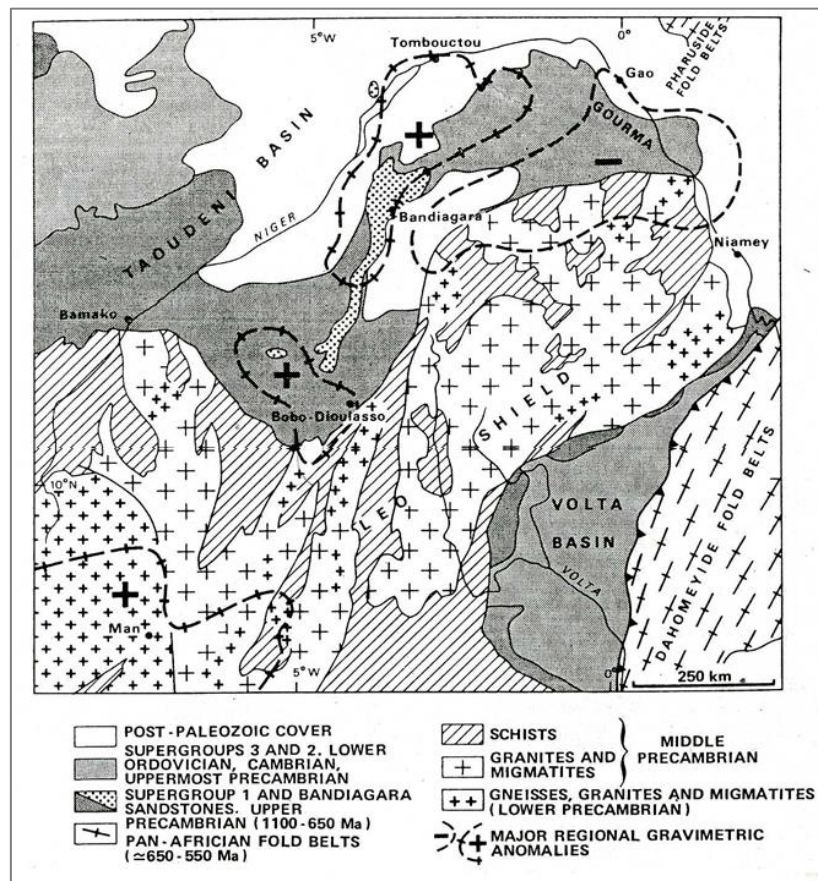


Figure 30. Anomalies gravimétriques dans la bordure SE du bassin de Taoudéni (in Bronner et al., 1980)

Ces anomalies gravimétriques pourraient matérialiser une zone à intrusions basiques ou ultrabasiques (Bayer et Lesquer, 1978) qui auraient contrôlé une subsidence accusée. Pour d'autres auteurs (Moussine-Pouchkine et Sarfati, 1978 ; Lesquer et Moussine-Pouchkine, 1980), cet axe correspondrait à un couloir d'effondrement, branche méridionale de l'aulacogène du Gourma. Le levé géophysique aéroporté exécuté dans le cadre du projet SYSMIN 7 ACP BK074 a mis en évidence, au Nord-Ouest de Dédougou, une zone d'approfondissement brutale

du socle passant de 2000m de profondeur à 4500m sous les sédiments. Pour étudier cette structure, des coupes sériées ont été réalisées du Nord vers le Sud (cf toutes les coupes in VREO, 2008) qui montrent que cet approfondissement est lié à la présence de deux failles majeures orientées N30° à N40° quasi-parallèles à la direction des couches. Ces failles qui ont joué en « escalier » représenteraient la limite Est d'un graben, branche méridionale de l'aulacogène du Gourma. Cette structure s'atténuerait rapidement vers le Sud dans la région de Bobo-Dioulasso où elle se terminerait comme une sorte de gouttière dont la limite Ouest serait contrôlée par un accident majeur NS, la faille de Banfora. Cette faille subméridienne borde la pointe du plateau de Fo-Bandiagara et se prolonge vers le Sud, dans la région de Banfora où elle limite l'extension vers l'Ouest des dépôts sédimentaires.

À l'Ouest de cet accident le socle est moins profond ; et c'est également dans cette zone que l'on observe le plus d'occurrences doléritiques. Le projet SYSMIN y a mis en évidence des sillons de grandes ampleurs à différents niveaux de la série sédimentaire dont la mise en place serait liée à l'ouverture de l'Atlantique Sud au Jurassique inférieur (Castaing et al., 2003). Dans l'Adrar mauritanien, bordure Nord-Ouest du bassin de Taoudéni, le graben de Tagant- Richat présente des caractéristiques comparables avec une épaisseur de sédiments pouvant dépasser 5000m (Bronner et al., 1980). Au Sud, dans la région de Banfora, le panneau de terrains sédimentaires qui constituent la formation des Grès inférieurs est plissé par un événement épirogénique suivi d'une période d'émersion antérieure au dépôt de la formation de Kawara-Sindou. Les formations gréseuses du groupe de la falaise sont intensément diaclasées. Cette diaclasation qui s'amplifie vers l'Ouest est moins visible dans le groupe de Bobo plus argileux. Elle affecte également la formation de Fo-Bandiagara. Cette diaclasation est en relation avec un réseau de grandes fractures qui affectent l'ensemble des formations (Ouedraogo, 1983). Dans la région de Banfora, d'autres failles de moindre importance sont mises en évidence. Elles sont orientées NW-SE et découpent le secteur en compartiments grossièrement parallèles, affaissés ou relevés les uns par rapport aux autres en touche de piano (Ouedraogo, 1992).

En résumé, les formations sédimentaires de la bordure du bassin de Taoudéni au Burkina Faso sont essentiellement affectées par deux événements majeurs :

- ❖ L'orogénèse panafricaine autour de 600 Ma qui plisse les terrains à l'extrême Nord du Burkina et réactive les principaux accidents du socle ;
- ❖ 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.

II.3.2- Principaux mouvements tectoniques à l'échelle régionale

De nombreuses manifestations tectoniques ont intéressé les terrains d'Afrique de l'Ouest. Cependant, la plupart d'entre elles datent d'avant la période de dépôt de la série sédimentaire qui a débuté vers 1300 - 1000 Ma (cfr tableau ci-après). Néanmoins, de nombreux indices plaident pour l'existence d'une tectonique synsédimentaire ou postsédimentaire : existence de zones faillées, basculement de couches, intrusions doléritiques, repérage de passages fracturés en forages, photolinéaments, escarpements récents.

Tableau 3 : Principales manifestations tectoniques au Burkina Faso

Orogénèse	Datation	Principales manifestations
Libérienne	2 700 - 2 600 Ma 2 400 - 2 300 Ma 2 170 Ma	Plissement Et Métamorphisme Morcellement Tectonique Intrusions Magmatiques
Eburnéenne	2 100 - 1 950 Ma 1 800 - 1 750 Ma	Plissement Et Métamorphisme Intrusions Post-Tectoniques
Panafricaine	550 ± 100 Ma	Plissement Et Métamorphisme
Hercynienne	250 Ma	Intrusions Doléritiques

L'orogénèse panafricaine serait la première susceptible d'avoir affecté la série sédimentaire. En fait, elle a essentiellement touché l'extrême nord et l'extrême sud-est du pays où elle a provoqué des plissements ou du métamorphisme. La zone couverte par le programme RESO a manifestement été épargnée, bien la possibilité de réactivation de structures tectoniques antérieures au niveau du socle ne soit pas totalement exclue : ces rejeux auraient alors pu affecter la série sédimentaire. On trouve également de nombreuses intrusions doléritiques qui recoupent le socle ou la série sédimentaire. Hottin & Ouédraogo (1975) indiquent que les dykes de direction NNE à N-S se rencontrent surtout aux deux extrémités du pays et notamment, dans le Sud-Ouest, en bordure du sillon birrimien de Banfora et à l'ouest de Bobo-Dioulasso. A Wolonkoto, à l'ouest de Banfora, un échantillon de dolérite intrusive à la fois dans le socle et dans les grès de Kawara-Sindou a été daté de 250 ± 13 Ma : elle est ainsi contemporaine des dykes datés de 260 275 Ma dans le Gourma, au Mali. Pour ces auteurs, « les dolérites tholéitiques, intrusives au Permien dans les sédiments du Précambrien A du Sud-Ouest, soulignent un épisode généralisé dans le bassin de Taoudéni, contemporain des derniers mouvements hercyniens ».

On notera qu'en Afrique de l'Ouest, les dolérites ont pu se mettre en place jusqu'au Jurassique, ce qui fait dire aux précédents auteurs que « la possibilité d'existence, en Haute-Volta, de venues doléritiques d'âge différent des émissions datées du Permien doit donc être

envisagée ». En clair, cela n'exclut pas que des mouvements tectoniques aient pu se produire dans la région au cours de l'ère Secondaire.

Par ailleurs, Petit (1994) mentionne l'existence d'une phase tectonique à l'Eocène. Elle aurait notamment relevé le socle par rapport aux terrains sédimentaires par l'intermédiaire d'un « escalier de failles » que les descriptions ne permettent malheureusement pas de localiser précisément sur le terrain.

Enfin, il est important de signaler que cet auteur mentionne l'existence d'un séisme survenu en 1942 en Côte-d'Ivoire, aux environs de Koloko. La structure tectonique incriminée se trouve dans le socle et son prolongement septentrional vient mourir vers Banfora.

II.3.3- Principaux mouvements tectoniques à l'échelle du sud-ouest du Burkina Faso

Les arguments en faveur d'une tectonique postsédimentaire, susceptible d'avoir affecté la série sédimentaire, sont nombreux. La carte des photolinéaments tracée par Ouédraogo (1988) permet de visualiser la densité de structures visibles en photographies aériennes, bien que toutes ne soient pas des accidents tectoniques : on verra plus loin que des similitudes dans le groupement en familles directionnelles permettent de supposer que c'est le cas de nombre d'entre elles.

❖ Dans le contact socle-sédimentaire

L'examen de la carte géologique du Burkina Faso au 1/1 000 000 montre le rôle probable des paléostructures du socle dans le guidage de la sédimentation du bassin. Cela est par exemple le cas avec le grand sillon birrimien orienté NNE-SSW qui s'étend de Kampti à Houndé puis Safané : la limite socle-sédimentaire entre Dédougou et Tougan se situe exactement dans le prolongement de la limite orientale de cette paléostructure. On est donc en droit de penser qu'elle a dû rejouer pendant la sédimentation.

❖ Dans la falaise de Banfora

Bien que modeste dans son dénivelé, la falaise de Banfora est l'un des rares reliefs de cette région avec sa célèbre consœur, la falaise de Bandiagara. Ces deux escarpements sont d'ailleurs globalement orientés NE-SW, ce qui correspond à la direction de certaines structures du socle. Comme précédemment, des sillons birrimiens existent dans le prolongement de la falaise : entre Banfora et Bobo-Dioulasso, il s'agit de celui qui court de Ténado à Koungouri.

Petit (1994) interprète la portion de la falaise de Banfora qui est rectiligne sur 60 km comme « un escarpement de ligne de faille inversée qui reproduit un cas classique de bordure

de synéclise en région tropicale ». Cela résulterait d'une subsidence du centre du bassin sédimentaire qui aurait eu pour effet de soulever sa bordure le long d'une faille inverse : ce type de contact sédimentaire-socle est un « glynt » typique pour les géomorphologues. Ailleurs, au niveau de Darsalamy, cet auteur mentionne également « un contact majeur en escalier de failles » avec 50 à 100 m de rejet : il semble plutôt que le décalage observé entre l'altitude du socle au pied de la falaise (380 m) et à la base du forage de Darsalamy (210 m) corresponde au pendage de la bordure de la série sédimentaire qui atteindrait ici 3° .

Quoiqu'il en soit, en se rendant sur le terrain, on ne peut qu'être frappé par la « fraîcheur » de l'escarpement de la falaise de Banfora dans sa partie sublinéaire entre Takalédougou et Pala. À proximité de l'ancien village de Takalédougou, à l'extrémité orientale du périmètre sucrier de la SOSUCO, la falaise présente en effet un pan subvertical haut d'une centaine de mètres : on imagine mal cette structure avoir été créée il y a plusieurs centaines de millions d'années. Il s'agit manifestement d'une forme tectonique jeune ou fortement rajeunie par des rejeux récents : en témoigne également le modeste talus d'éboulis raccordé au glacis d'érosion. Tout porte à croire en l'existence d'un rajeunissement récent de cette structure avec superposition du talus d'éboulis subactuel au paléoglacis.

Une autre observation concerne l'orientation de la falaise de Banfora à l'Ouest de Bérégadougou : les documents satellitaires montrent nettement que la ligne de front est découpée en secteurs successivement orientés NNE-SSW et NNW-SSE. Ces deux directions sont celles des structures tectoniques qui affectent le socle. Il est difficile de ne pas voir là l'influence d'une tectonique postsédimentaire. Petit (1994) mentionne l'existence d'accidents Est-Ouest entre Kaouara et Négouéni: selon lui, ils résulteraient du rejeu d'« une faille importante et de deux fossés synclinaux » situés dans le socle à Niankorodougou et Baguéra.

Une photointerprétation des linéaments de la bordure de la série sédimentaire a été réalisée à partir des documents satellitaires Landsat au 1/200 000. On observe un secteur de 350 km² situé entre Léguéma et Pala, à l'est de Bobo-Dioulasso. Les 35 photolinéaments repérés fournissent une densité de l'ordre de 0,1 linéament/km² et se répartissent en trois grandes familles directionnelles :

- N 050 ± 20°, orientation de la falaise de Banfora, qui regroupe 37 % des linéaments,
- N 110 ± 20°, parallèle à l'accident de la Guinguette avec une fréquence de 34 %,
- N 160 ± 20°, correspondant à l'accident tectonique majeur de la vallée du Niamé, mais également du Houet et du Yacouba, avec 11 % de fréquence.

❖ Dans la langue de Banfora

Dans son ensemble, la langue de Banfora est une structure grossièrement longiligne, orientée N-S. Elle se trouve dans l'axe d'un sillon birrimien qui fût probablement subsident lors du dépôt des grès inférieurs et qui a certainement guidé la sédimentation.

II.3.4 - Synthèse par formation géologique

En analysant les données existantes, le programme RESO a pu ressortir ces conclusions concernant les manifestations de la tectonique locale et régionales reconnaissables dans les formations du Néoprotérozoïque.

II.3.4.1- Mouvements synsédimentaires et tectonique locale

Des indices tectoniques, stratigraphiques et sédimentologiques laissent penser qu'une phase tectonique a pu prendre place à la fin de la période de dépôt des grès inférieurs (GI) ou immédiatement après.

Par ailleurs, l'analyse du terrain et des photographies aériennes montrent l'existence de fractures dans les grès de Kawara-Sindou (GKS), depuis l'échelle métrique jusqu'à l'échelle plurikilométrique.

Le faciès supérieur des grès fins glauconieux (GFG), lorsqu'il est présent, montre un aspect ruiforme caractéristique. À l'instar de ce qui se passe pour le faciès de Sindou, au sommet des grès de Kawara-Sindou, Ouédraogo penche pour l'influence d'une forte diaclasation de ces affleurements. Dans quelques forages, il est en outre signalé l'existence de niveaux fracturés ou fissurés.

Dans les grès à granules de quartz (GGQ), de nombreux arguments plaident en faveur de l'existence de discontinuités tectoniques : cela est notamment sur le trajet du couloir faillé de Banfora ou au niveau des sources de Nasso, au contact avec les siltstones-argilites-carbonates.

Il existe de nombreuses discontinuités tectoniques dans les siltstones-argilites-carbonates de Guéna-Souroukoundinga (SAC1), notamment sur le trajet du couloir faillé de Banfora ou au niveau des sources de Nasso, au contact avec les grès à granules de quartz.

Quant aux grès fins roses (GFR), la tectonique locale ne se traduit que par la mention de zones fracturées dans certaines coupes de forages.

Au niveau des bancs carbonatés ou silicifiés de la formation des Siltites, Argilites et Carbonates de Samandéni-Kiéban (SAC2), la tectonique locale se traduit par la mention de zones fracturées dans certaines coupes de forages.

Finalement, les manifestations tectoniques à petite échelle ne sont pas mentionnées dans la formation des Siltites et Grès-quartzite de la passe de Fo (SQ) et celle des Grès de Fo-Bandiagara (GFB) compte tenu du faible nombre de forages dans ces formations.

II.3.4.2- Tectonique régionale

La faille de bordure du couloir de Banfora semble avoir joué un rôle essentiel dans la tectonique locale et régionale : jeu en effondrement ou en décrochement provoquant un affaissement du compartiment oriental. Ce jeu est scellé par le dépôt des grès à granules de quartz mais son tracé, jalonné par de nombreuses venues doléritiques, se poursuit jusqu'à Fo.

Il existe de nombreux accidents tectoniques dans les grès de Kawara-Sindou (Gi) dont le plus important est la faille subméridienne de Banfora. Par ailleurs, des mouvements synsédimentaires ont créé de fortes variations d'épaisseur au sein du faciès de Kawara.

La carte géologique du programme RESO montre de nombreux accidents tectoniques dans les grès fins glauconieux (Gfg). Leur direction oscille du NW au NE et le plus important d'entre eux est la faille subméridienne de Banfora, dont le tracé est jalonné de venues doléritiques.

Les grès à granules de quartz (Ggq) sont plus épais à l'Ouest de la faille de Banfora qui a ainsi dû rejouer pendant leur sédimentation. Cependant, l'accident qui limite sa bordure orientale est scellé par la discordance de cette formation.

On trouve de nombreux linéaments plurikilométriques dans les siltstones-argilites-carbonates de Guéna-Souroukoundinga (SAC1) qui sont affectés, et localement décalés, par les grands accidents de la bordure occidentale du couloir faillé de Banfora.

Il existe de nombreux accidents d'importance kilométrique visibles en télédétection dans les grès fins roses (Gfr). Cette formation est par ailleurs affectée par les grands accidents de la bordure occidentale du couloir faillé de Banfora.

Il existe de nombreux accidents d'importance kilométrique visibles en télédétection dans les siltstones-argilites-carbonates de Samandéni-Kiébani (SAC2). Cette formation est par ailleurs affectée par les grands accidents de la bordure occidentale du couloir faillé de Banfora.

Il existe de nombreux accidents d'importance kilométrique visibles en télédétection dans la formation des Siltites et Grès-quartzite de la passe de Fo (SQ) et celle des Grès de Fo-Bandiagara (GFB), dont ceux du couloir faillé de Banfora.

En résumé, les formations sont en général très fracturées surtout dans les niveaux gréseux où on rencontre des diaclases et des failles. Les diaclases sont particulièrement visibles

sur le bord de la falaise, où la roche affleure. Elles suivent deux directions prédominantes : SSE-NNO et SO-NE. Elles affectent toutes les formations, mais surtout les GKS, ce qui est à l'origine de son aspect ruiniforme (aiguilles de Sindou) et les Ggq. Les Gfg et les SAC sont moins diaclasés. Autour de Bobo-Dioulasso, des failles ont été mises en évidence sur le terrain et par les coupes géologiques tracées à partir des données de forage (Sogreah Ingénierie, 1994). Elles sont à rejet vertical, à orientation SSE-NNO. Leur rejet, difficile à estimer, serait de l'ordre d'une centaine de mètres. Une prospection géophysique a montré que la zone des sources de Nasso Guinguette est recoupée par un réseau de failles et diaclases ouvertes qui serait d'ailleurs à l'origine de ces sources (VREO, 2009).

CHAPITRE III. CARACTERISATION HYDROGEOLOGIQUE DES AQUIFERES DU BASSIN OCCIDENTAL

III.1- Unités hydrogéologiques rencontrées

Le Burkina Faso est constitué d'ensembles aquifères forgés dans des matériaux du socle cristallin ainsi que sur des matériaux sédimentaires anciens et récents. Le bassin occidental du Burkina Faso correspond à l'extension du grand bassin du Taoudéni au Mali et a fait l'objet de nombreuses études, notamment dans le cadre des projets RESO, VREO, Bilan Eau, etc. À l'issue de ces études, dix principaux aquifères ont pu être identifiés, à savoir : l'aquifère des Grès Inférieurs (GI), l'aquifère des Grès de Kawara Sindou (GKS), l'aquifère des Grès Fins Glauconieux (GFG) ou Grès de Sotuba, l'aquifère des Grès à Granules de Quartz (GGQ), l'aquifère des Siltstones Argilites et Carbonates de Guéna Souroukoudinga (SAC1), l'aquifère des Grès Fins Roses (GFR), l'aquifère des Siltstones, Argilites et Carbonates de Samandeni-Kiébanani (SAC2 ou "Schistes de Toun"), l'aquifère des Siltstones et Quartzites de la passe de Fo (SQ, ou "Grès de Koutiala"), l'aquifère des Grès de Fo/Bandiagara (GFB), et l'aquifère du Continental Terminal (CT).

III.2- Ouvrages recensés et capitalisation des données

L'inventaire des ouvrages recensés (forages, puits, piézomètres) et de leurs caractéristiques a été réalisé en capitalisant les informations existantes collectées dans le cadre de la présente étude. Les principales sources de données utilisées sont les données issues des forages, puits et piézomètres des programmes et projets suivants : Projet de construction de point d'eau dans le Kéné Dougou (PCPEK), Programme de Valorisation des Ressources en Eaux de l'Ouest (VREO), Programme de Développement et de Valorisation des Ressources en Eaux du Sud-Ouest du Burkina Faso (RESO), Programme d'Appui et de Développement du Secteur de l'Eau et de l'Assainissement - Phase II (PADSEA), Projet de l'Hydraulique Villageoise 310 forages (Boucle du Mouhoun), Appui à la Gestion et à la Protection des Ressources en Eau Souterraine dans la région de Bobo Dioulasso (PESO), Projet Bilan Eau - IWACO, Direction des Etudes et de l'Information sur l'Eau (DEIE), Office National de l'Eau et de l'Assainissement (ONEA), Programme National d'Approvisionnement en Eau Potable et Assainissement Multi-villages ONEA (PN/AEPA-MV), et Approvisionnement en Eau Potable et Assainissement Multi-villages (COWI_AEPMV). Les données provenant du Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina (BUMIGEB) ne seront pas prises en compte dans le cadre de cette étude, car la plupart

ont été recueillies dans les programmes et projets mentionnés ci-dessus. L'annexe 1 présente ensemble des données capitalisées issue de la base de données BD- OMES de la DGRE.

La distribution spatiale des ouvrages recensés dans le sédimentaire de l'Ouest, résultant de la capitalisation de ces données, est présentée sur la figure 31 ci-après. Les données capitalisées relatives à ces ouvrages (forages, puits, piézomètres) sont utilisées, dans les sections qui suivent, pour établir la caractérisation hydrogéologique des différentes unités aquifères rencontrées dans le sédimentaire de l'Ouest. Il est important de noter que bien que les caractéristiques hydrogéologiques des formations du sédimentaire de l'Ouest aient fait l'objet de nombreuses études, elles restent peu connues à certains endroits. Le réseau piézométrique national ne comprend actuellement que très peu de piézomètres installés, ce qui permet de caractériser très faiblement ces différents aquifères. Ainsi, certains paramètres hydrodynamiques clés, tels que le coefficient d'emménagement et la transmissivité des différentes formations, ne sont pas clairement définis d'un point de vue national dans le sédimentaire de l'Ouest. Les données disponibles à ce jour sont insuffisantes pour évaluer ces paramètres. Parmi les différents projets et programmes qui ont été menés dans le bassin de l'Ouest, seuls les programmes RESO, extension du programme ERES et le PNAEPA fournissent plus d'informations sur les paramètres hydrodynamiques des formations de ce bassin. En réalité, les informations concernant ces paramètres semblent être pléthoriques dans les parties Sud-est et Sud-ouest du bassin, mais quasiment absentes dans ses parties Nord et nord-est. Cependant, ces informations doivent être prises avec beaucoup de précaution dans la mesure où elles reposent non seulement sur un nombre très restreint de forages ayant fait l'objet d'essais de pompage concluants pour l'évaluation de ces paramètres, mais aussi sur une répartition spatiale et temporelle localisée de ces derniers. Sur l'ensemble de cette zone, on dénombre plus d'un millier de forages pour lesquels des données sont disponibles et qui permettent, selon les cas, une analyse statistique par formation lithologique ou globale sur le bassin.

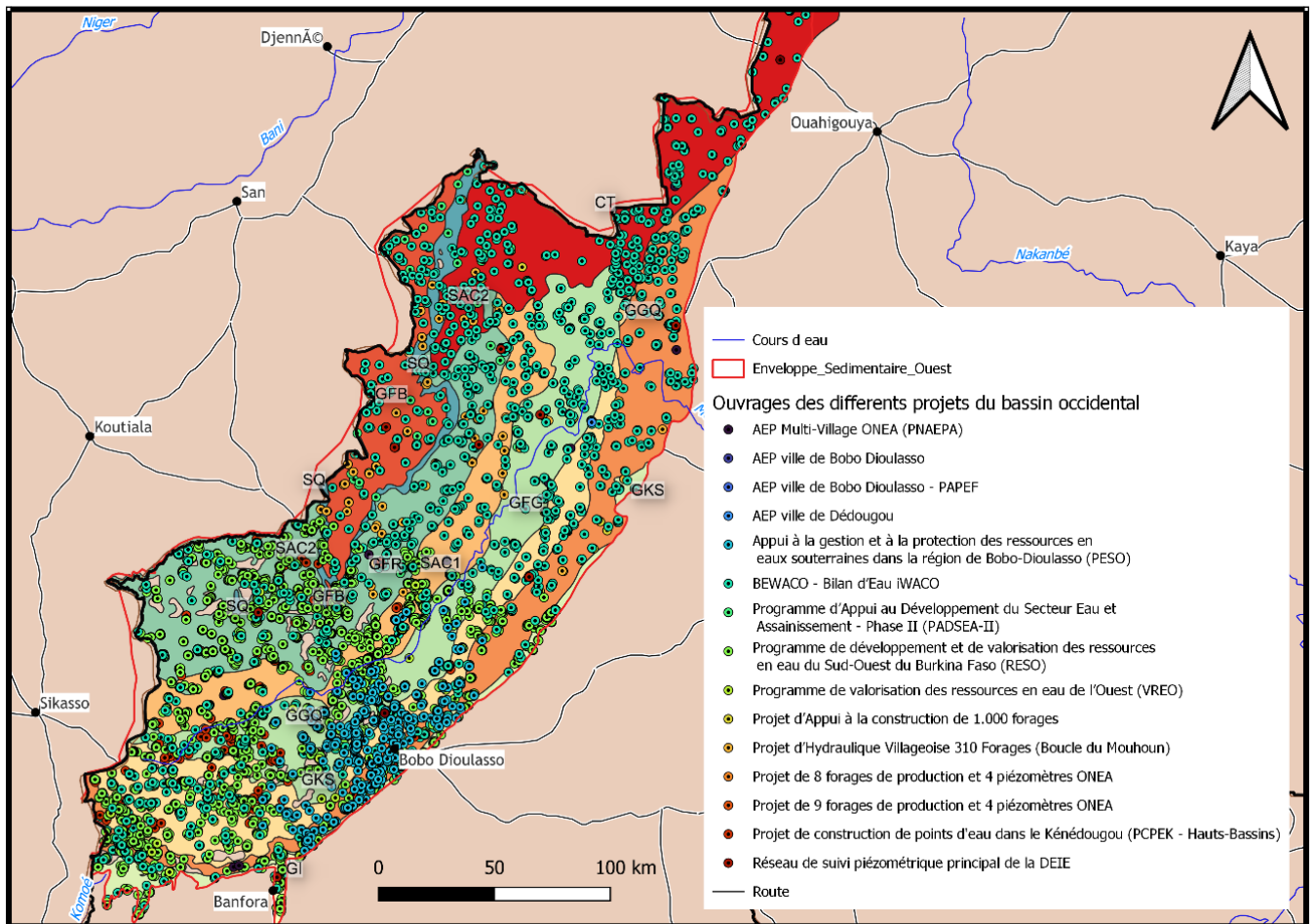


Figure 31. Localisation des ouvrages recensés dans le sédimentaire de l’Ouest

III.3- Géométrie des aquifères

Les informations obtenues à partir des sondages électromagnétiques et des logs des forages issus de différents projets ont été utilisées pour définir la géométrie des aquifères dans le bassin occidental. Il est primordial de caractériser la géométrie de ces aquifères afin de déterminer les emplacements des puits et forages les plus productifs, étant donné que les paramètres de débit et hydrodynamiques, tels que la transmissivité, sont liés à l'épaisseur de ces aquifères, qui est l'un des principaux éléments de leur géométrie. Notre bassin sera caractérisé par unité hydrogéologique sur la base des données de profondeurs de forage, d'épaisseur d'altération et d'épaisseur d'altération saturée. L'épaisseur totale des différentes formations hydrogéologiques dans le bassin occidental n'a pas encore été clairement définie, si ce n'est par endroits, et varie considérablement selon les auteurs et les programmes. Les caractéristiques par formation sont consignées dans l'annexe 2. La figure ci-dessous présente les valeurs moyennes des paramètres par unité hydrogéologique

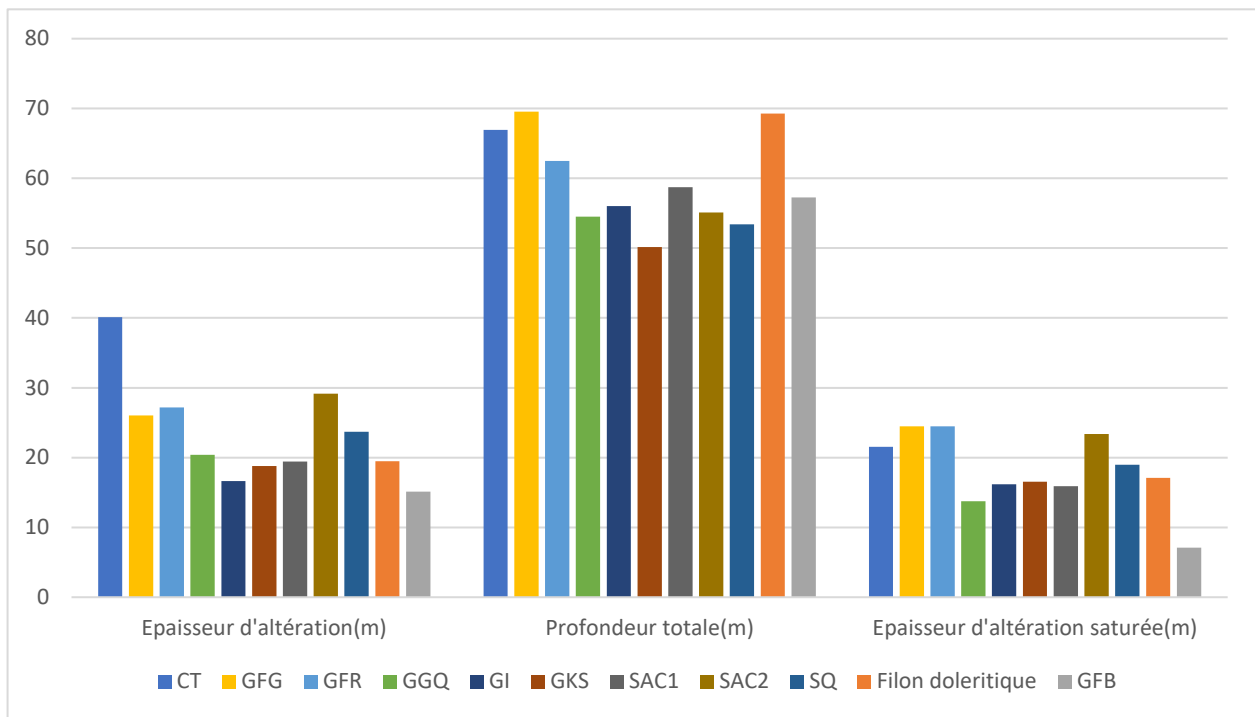


Figure 32. Géométrie des aquifères : valeurs moyennes des paramètres par unité hydrogéologique

III.3.1- Profondeur forée

Les profondeurs des nappes mesurées dans les forages concernent 4297 points d'observation dans la zone sédimentaire de l'ouest. La figure 33 ci-contre illustre leur répartition spatiale. Ce paramètre est relativement simple à interpréter et semble se situer entre 0 et 311 mètres, avec une valeur moyenne de 59,60 m dans la zone sédimentaire de l'ouest. Cette valeur est proche de la profondeur d'arrêt recommandée en hydraulique rurale. La profondeur moyenne de forage la plus élevée est atteinte dans les GFG. Elle présente une grande hétérogénéité dans l'ensemble de la série sédimentaire, avec un coefficient de variation de 60,41 pourcents. Les valeurs de profondeur de forage obtenues ne concernent que la partie superficielle des différents aquifères et ne reflètent guère le potentiel hydrogéologique de la série sédimentaire, qui a une épaisseur de plusieurs milliers de mètres. Les forages les plus profonds sont toutefois rencontrés dans le GGQ et dans le SAC1, avec des valeurs dépassant 300 m dans la zone de Bobo Dioulasso (figure 33).

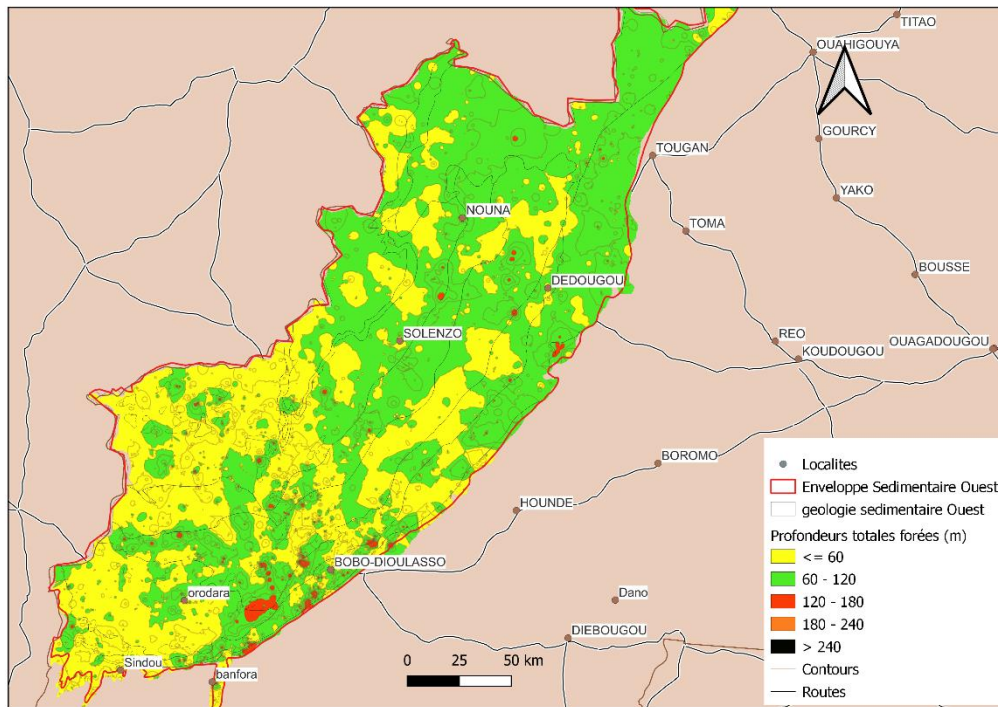


Figure 33. Répartition spatiale des profondeurs des forages de la zone sédimentaire Ouest

III.3.2- Epaisseurs d'altération

L'épaisseur d'altération est souvent enregistrée dans la coupe de forage, mais le calcul sous-jacent reste généralement ambigu. Il peut se baser sur des facteurs tels que le refus d'avancement au trilame, le ralentissement de la pénétration de l'outil (tricône ou MFT), la présence de roches altérées (arène, latérite, kaolinite) ou de minéraux spécifiques de l'altération (chlorite, kaolin), ou encore la base de la zone latéritisée, etc. Dans le sédimentaire de l'ouest, l'épaisseur d'altération est évaluée à partir de 4171 points d'observation. Elle varie entre 0 et 146 mètres, avec une moyenne de 24,75 mètres. Sa répartition spatiale dans le bassin occidental est présentée par la figure 34 ci-après. Les épaisseurs d'altération de plus de 60 mètres s'observent principalement dans la zone du Continental Terminal. Un coefficient de variation élevé de 82% sur l'ensemble de la série témoigne de l'hétérogénéité de ce paramètre. De manière paradoxale, les formations tendres telles que les siltstones-argilites-carbonates (SAC1) ne présentent pas d'altération significativement plus épaisse que les grès purs (GFG, GFR, GGQ, GI), contrairement aux SAC2. Il semblerait que l'altération des formations sédimentaires soit relativement indépendante de la nature pétrographique de la roche. Par ailleurs, l'épaisseur moyenne d'altération de 20,39 mètres à la surface des grès quartzeux (GGQ) est surprenante compte tenu de la composition de cette formation, qui est riche en minéraux pratiquement non altérables tels que le quartz.

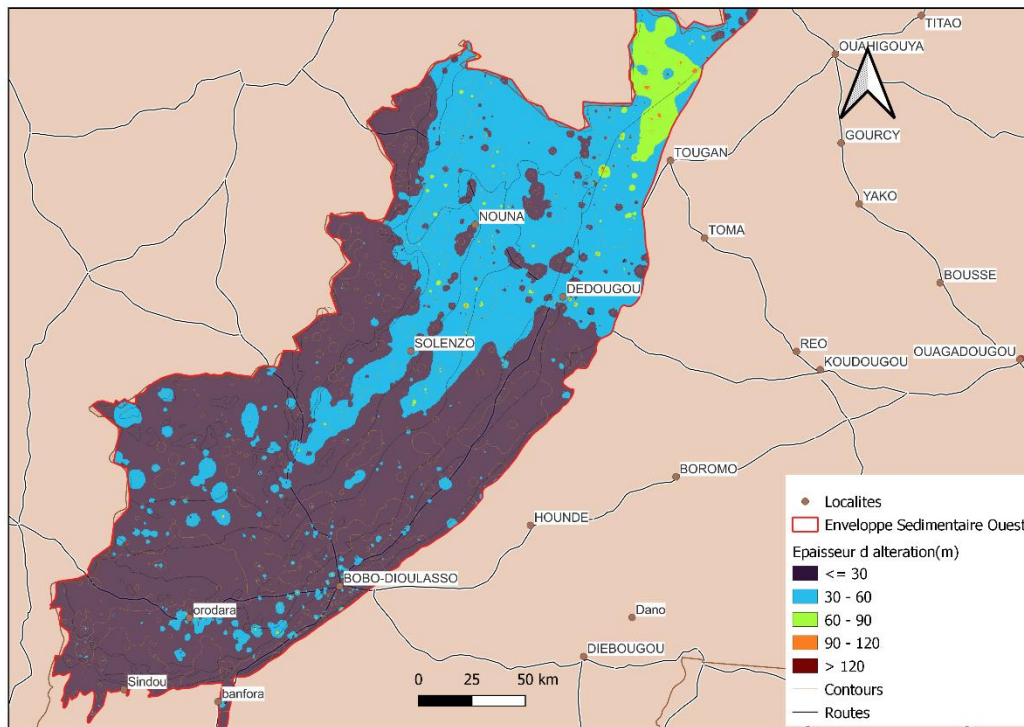


Figure 34. Répartition spatiale des épaisseurs d'altération de la zone sédimentaire Ouest

III.3.3- Epaisseur d'altération saturée

L'épaisseur d'altération saturée est un paramètre relativement complexe qui est étroitement lié à la nature de la formation géologique. Cette mesure peut être estimée à partir de données géophysiques ou directement à partir d'échantillons de roche prélevés lors du forage. Dans le sédimentaire de l'Ouest, 1934 points d'observation ont été utilisés pour caractériser l'épaisseur d'altération saturée. Cette mesure varie entre 0 et 110 mètres, avec une valeur moyenne de 19,55 mètres. Sa répartition spatiale est présentée par la figure 35 ci-dessous. On observe des valeurs plus élevées au nord du bassin dans le Continental Terminal, tandis que les valeurs plus faibles sont observées au sud-est du bassin. Ces valeurs présentent une grande hétérogénéité en fonction de la formation géologique considérée. En général, les formations géologiques qui sont plus perméables et poreuses ont tendance à avoir une épaisseur d'altération saturée plus importante, car elles permettent une meilleure circulation des fluides. C'est notamment le cas des formations GFG, GFR et CT. En revanche, les roches qui sont plus résistantes à l'altération chimique ont tendance à présenter une épaisseur d'altération saturée moins importante. C'est le cas de la formation aquifère GGQ, qui, en raison de sa richesse en quartz, présente une épaisseur d'altération moyenne très faible. Les formations argileuses, caractérisées par une faible perméabilité et une résistance élevée à l'altération chimique, ont généralement une épaisseur d'altération saturée plus faible. Cependant, l'hétérogénéité de la

formation aquifère SAC2 peut expliquer une épaisseur d'altération saturée plus élevée malgré sa teneur en argile.

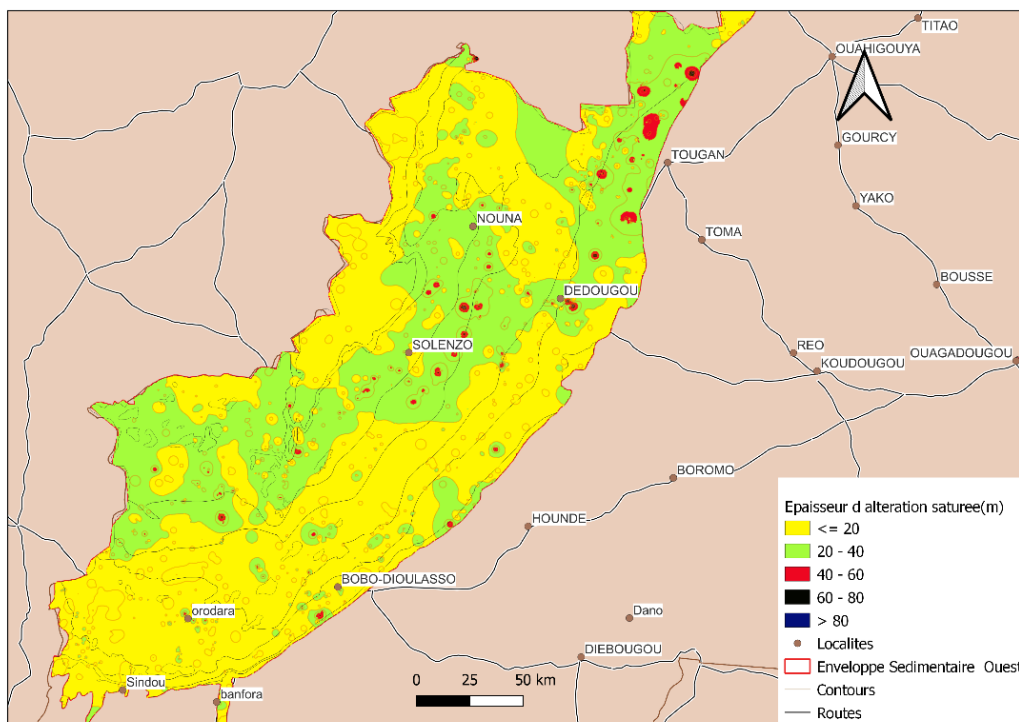


Figure 35. Répartition spatiale des épaisseurs d'altération saturée de la zone sédimentaire Ouest

III.4- Niveaux de nappe

III.4.1- Niveaux statiques

Le niveau d'eau statique (SWL) est le niveau auquel se trouve l'eau dans un puits ou un aquifère non confiné lorsqu'aucune eau n'en est retirée, que ce soit par pompage ou par écoulement (Deshmukh et Taksande, 2021). Périodiquement, a lieu le renouvellement des eaux souterraines des aquifères peu profonds et en fonction du niveau de prélèvement, ou encore de l'évolution du climat, l'on assiste à des fluctuations des niveaux de ces eaux. L'analyse des niveaux statiques de la zone sédimentaire de l'ouest a été réalisée sur la base de 2778 points d'observation, sur diverses périodes d'une même année pour chacun d'eux. Les différents niveaux statiques ont été mesurés pendant les phases d'exécutions des forages. Sur la base de ces différentes informations, il convient de considérer les différentes valeurs annoncées ci-après avec beaucoup de prudence. Globalement, on constate un niveau statique dans le sédimentaire de l'Ouest vaut en moyenne 18,71 m et est très hétérogène par formation avec des coefficients de variation tous supérieurs à 50 pourcents. Les niveaux moyens les plus élevés sont rencontrés dans le CT, où ils atteignent une moyenne de 34 mètres. Les niveaux individuels les plus profonds sont mesurés dans le SAC1, le GKS et le GFG, avec des valeurs dépassant 100 mètres. Quelques caractéristiques des niveaux statiques par formation

est consignés dans le tableau de l'annexe 3. Les figures 36 et 37 présentent respectivement les profondeurs moyennes du niveau de nappe par unité hydrogéologique et la répartition spatiale des profondeurs de niveau de nappe.

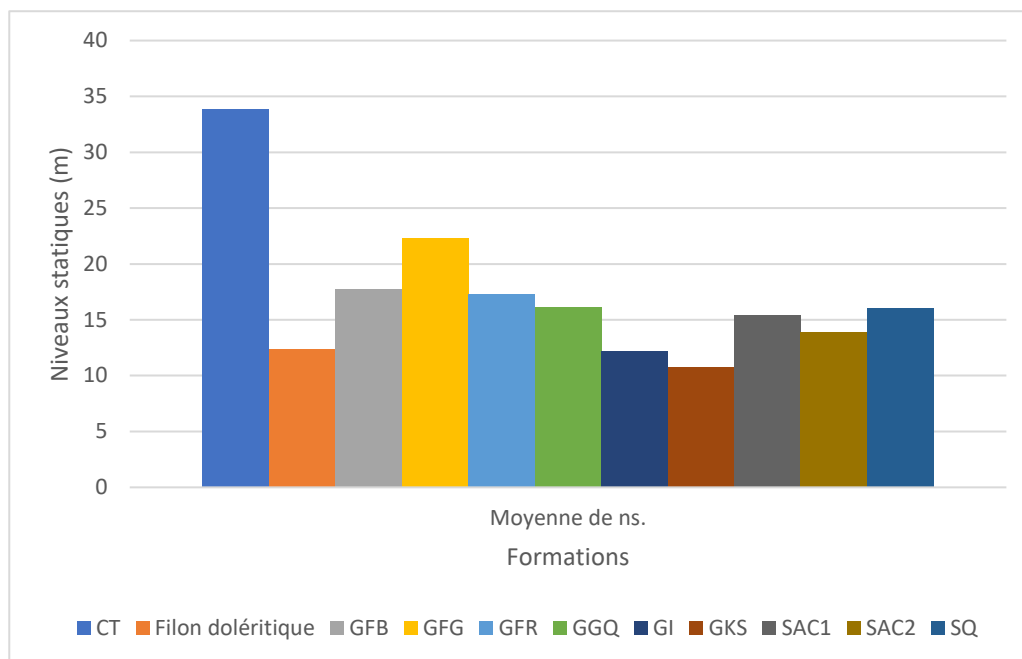


Figure 36. Profondeurs moyennes du niveau de nappe par unité hydrogéologique

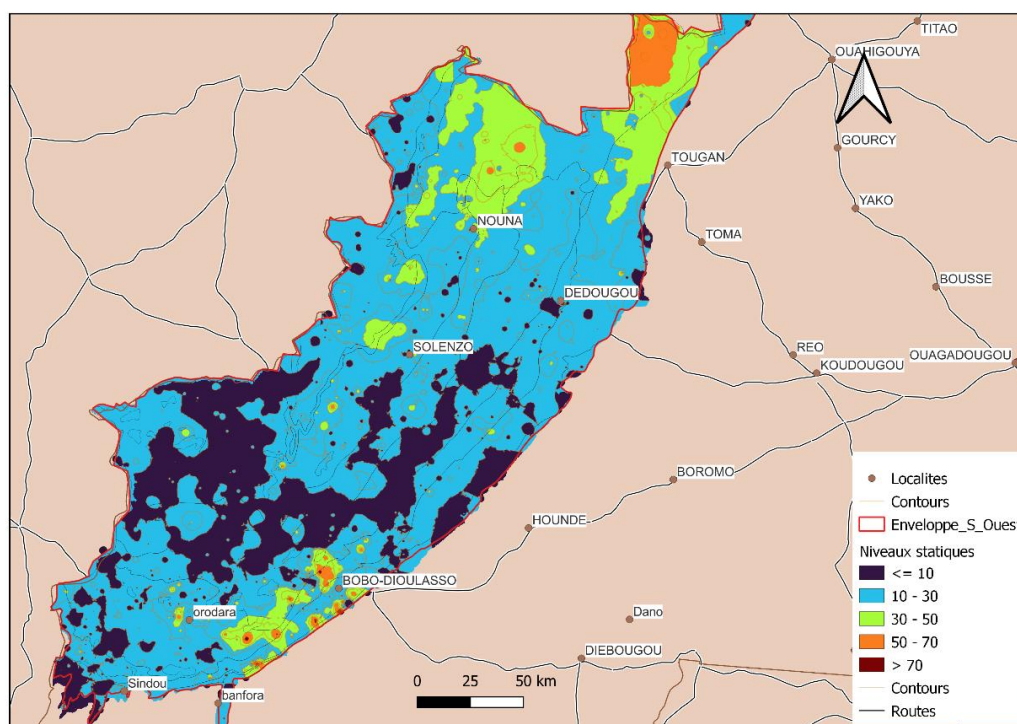


Figure 37. Répartition spatiale des profondeurs de niveau statique dans la zone sédimentaire Ouest

III.4.2- Piézométrie

Les données temporelles permettant le suivi des niveaux de nappe ont été collectées et capitalisées, à partir des ouvrages (piézomètres pour la plupart) faisant l'objet (ou ayant fait

l'objet par le passé) d'un suivi périodique. Pour le sédimentaire de l'Ouest, Les bases de données consolidées et capitalisées sont celles relatives à l'étude ERES (SOGREAH 1994), au programme RESO (1998), au programme VREO (2008), au projet PESO (2010), ainsi qu'aux réseaux de suivi actuels que sont le réseau piézométrique national (RPN, DEIE) et le réseau piézométrique de l'AEM.

III.4.2.1-Réseau piézométrique national (RPN – DEIE)

Au total, on dénombre 12 piézomètres du RPN dans le sédimentaire de l'ouest, répartis dans 10 sites distincts. Le tableau de l'annexe 4 présente les principales caractéristiques de ces piézomètres. La figure 38 reprise ci-après illustre la localisation des sites du RPN situés dans le sédimentaire de l'ouest.

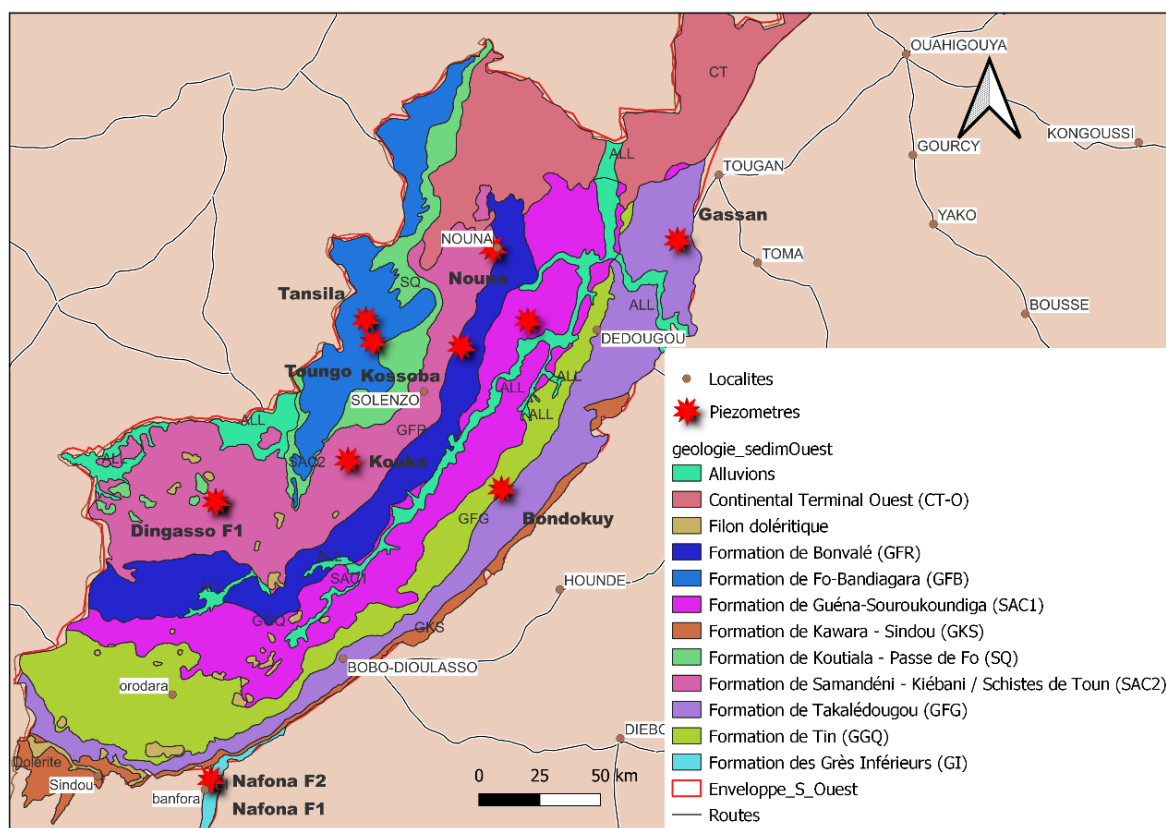
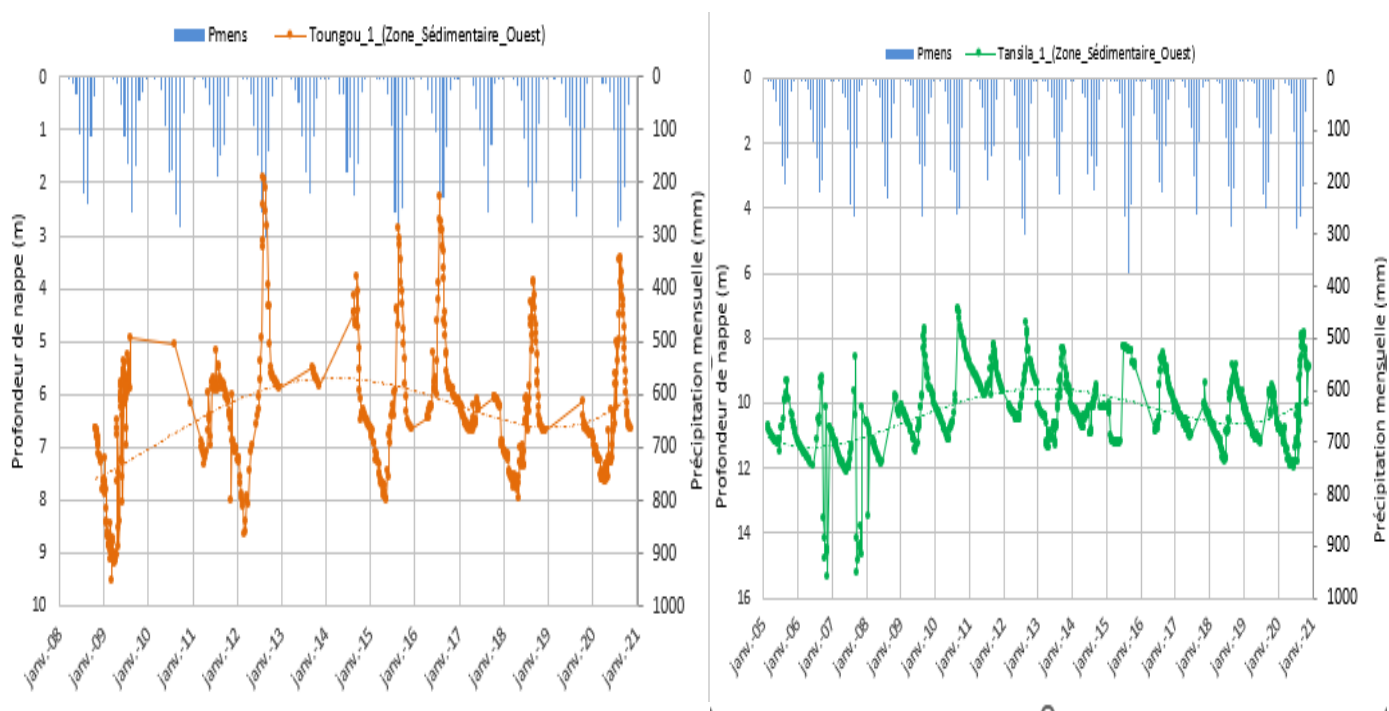


Figure 38. Réseaux piézométrique national de la DEIE dans le bassin occidental.

Les valeurs mesurées les plus anciennes datent de 1984, et le nombre total de mesures par piézomètre est compris entre 650 et 1.200 environ. On notera globalement la faible densité de piézomètres du RPN dans la zone (1 pt/3.500 km²) (Fig.38), une disparité des piézomètres par formation et aussi l'absence de piézomètre dans les formations GKS, GFB, SQ et CT. La figure ci-dessous présente l'évolution temporelle des différents piézomètres de la RPN appartenant au bassin occidental. Notons que l'évolution temporelle de la piézométrie dans les différentes formations est très hétérogène, avec des fluctuations saisonnières annuelles d'amplitude différente et de valeur moyenne de 2m. Des fluctuations exceptionnellement

élevées sont observées pour des piézomètres (Nouna et Nafona F1 et F2 situés respectivement à proximité de grandes villes telles que Dédougou et Banfora, et seraient influencées par les pompages d'eau pour l'approvisionnement en eau potable. Ces fluctuations présentent une tendance générale à la hausse et continue dans le temps pour certains piézomètres (Gassan, Kouka, Nouna, Gombio, Toungou, Tansila), associées à la pluviométrie, elle-même dépendante du domaine climatique dans lequel se situe les piézomètres. Cependant, des tendances à la baisse sont également observées pour les piézomètres de Bondokuy, Kossoba et seraient dû à leur proximité avec la zone de prélèvement de l'ONEA. Dans la plupart des cas les piézomètres réagissent positivement aux évènements pluvieux avec une réponse lente et tardive d'un a deux mois. Ceci serait due à la vitesse d'écoulement dans le sous-sol qui apparemment serait faible. L'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques au sein d'un même aquifère, ainsi que par la nature géologique de ce dernier sont pour autant d'autre facteur à prendre en compte pour justifier cette lenteur des écoulements



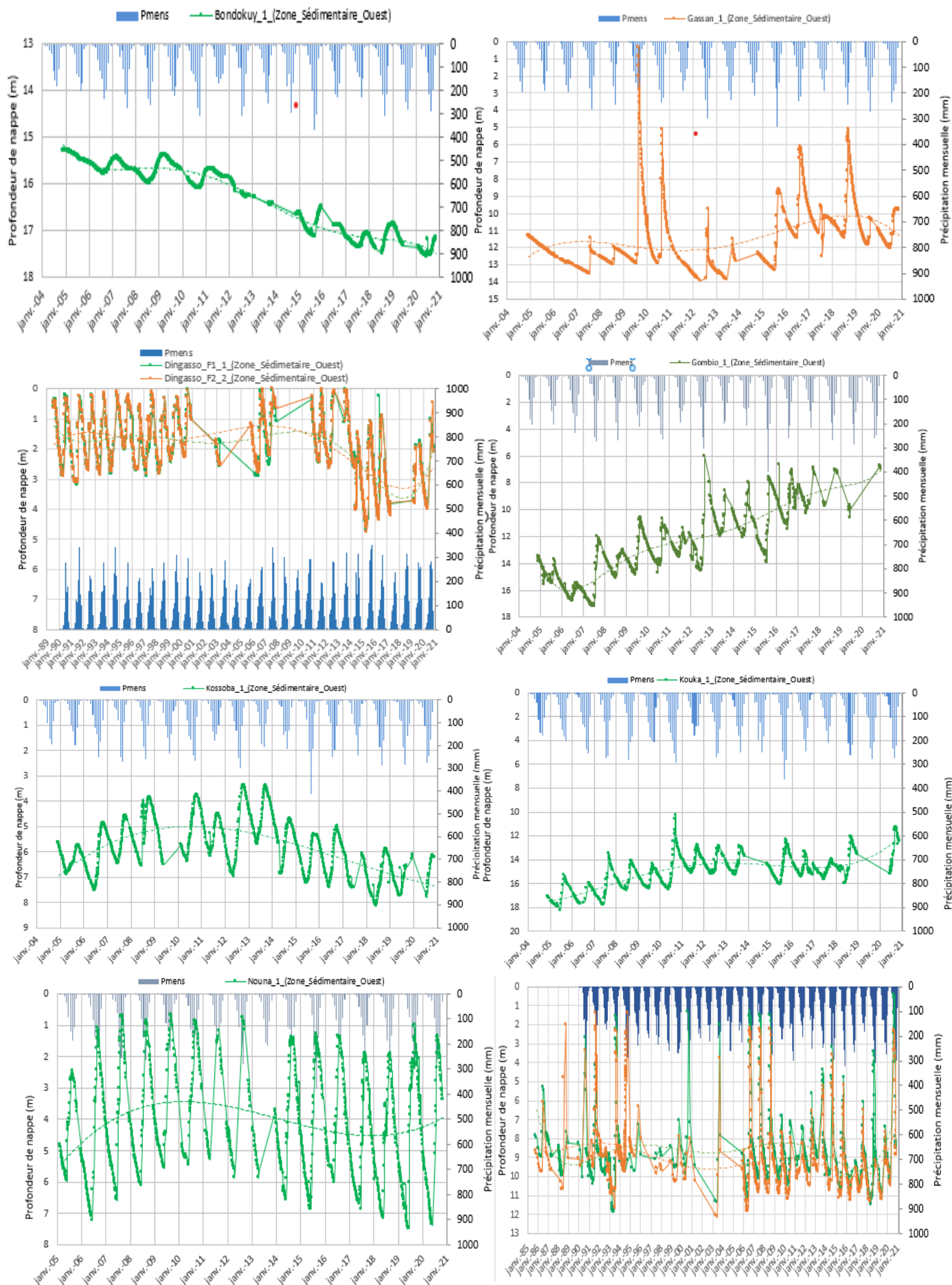


Figure 39. Evolution temporelle de la piézométrie des piézomètres RPN du bassin Occidental.

III.4.2.2- Réseau piézométrique de l'AEM

Le réseau piézométrique de l'AEM est une zone d'extension limitée autour de la ville de Bobo Dioulasso, principalement dans le bassin de Kou. Dans ce réseau 78 piézomètres répertoriés, dont 34 sont toujours opérationnels et relevés, les 44 autres étant abandonnés (bouchés, inaccessibles, etc.). La figure 40 ci-après illustre la localisation des sites du réseau piézométrique de l'AEM situés dans le sédimentaire de l'ouest. Elle reprend également les piézomètres abandonnés pour lesquels des données sont disponibles et capitalisées, issues des différents projets réalisés dans la zone (ERES SOGREAH, RESO, VREO, PESO). L'annexe 5 reprend la liste et les caractéristiques principales des piézomètres opérationnels et suivis, intégrés au réseau piézométrique de l'AEM. Les données les plus anciennes datent des années 1993-94. La plupart des piézomètres sont situés dans les formations GFG, GGQ et SAC1, s'agissant des trois formations géologiques rencontrées dans la zone concernée.

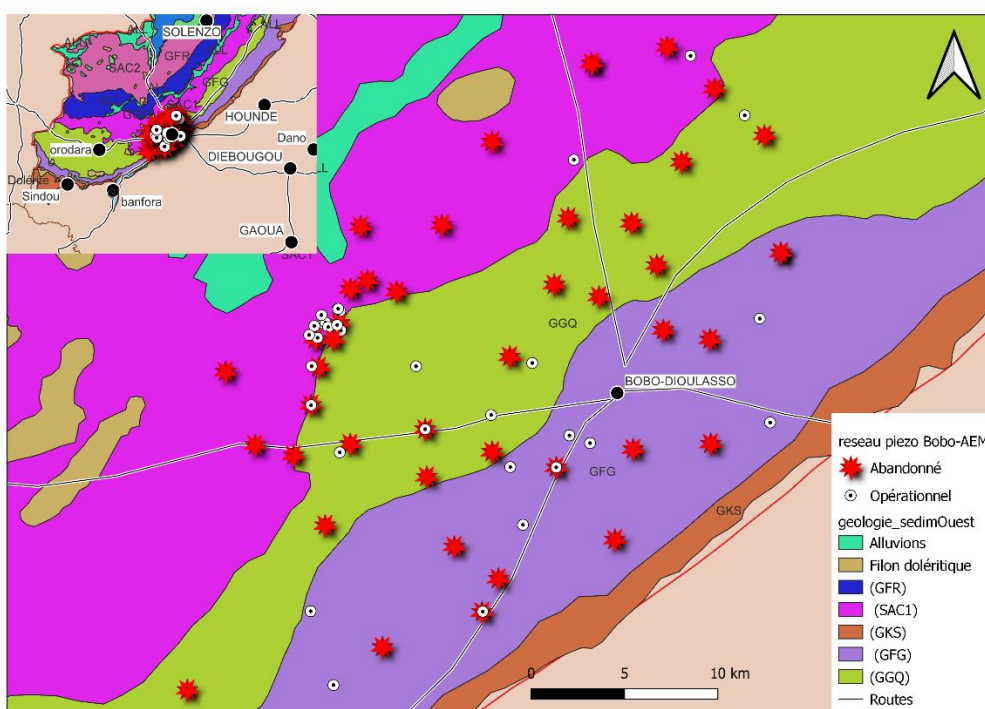


Figure 40. Localisation des piézomètres opérationnels du réseau de suivi AEM et des piézomètres abandonnés localisés dans la zone

III.4.3- Evolution spatiale de la piézométrie

A l'échelle de la zone d'étude (bassin sédimentaire au Burkina Faso), une carte piézométrique a ainsi été réalisée sur base de 250 points cotés dans le cadre du projet VREO auxquels s'ajoutent 200 forages sélectionnés (proches de bornes IGB), soit au total 450 points présentant une distribution spatiale cohérente.

La carte piézométrique relative à la zone du sédimentaire de l'ouest du Burkina Faso est reprise ci-après (figure 41). Il ressort de l'analyse de cette carte que.

❖ Les cotes piézométriques moyennes sont comprises entre 165 et 635 mètres d'altitude. L'allure de la carte indique un écoulement qui se fait globalement du Sud-ouest vers le Nord-est avec pour principal exutoire situé au Nord du Continental terminal.

❖ L'identification des crêtes hydrogéologiques présentes dans le bassin occidental permet de distinguer différents bassins d'alimentation hydrogéologiques. On constate une très grande concordance entre les crêtes topographiques définissant les principaux bassins versants (Mouhoun, Comoé, Banifing), et les crêtes hydrogéologiques identifiées. Il en résulte, au niveau des écoulements d'eau souterraine dans les aquifères du sédimentaire, une concordance globalement homogène entre les bassins hydrogéologiques identifiés et les principaux bassins versants. Cette concordance repose, rappelons-le, sur les mesures piézométriques réalisées en des ouvrages captant les aquifères supérieurs (à moins de 200 mètres de profondeur). Bien que l'on ne puisse exclure un comportement hydrodynamique différent, et donc des directions d'écoulements différentes, dans les couches aquifères profondes. La réalisation des forages de grande profondeur dans le cadre du PN AEP permettra avoir une idée plus claire dessus.

❖ L'identification des crêtes hydrogéologiques sur la zone d'étude permet de distinguer 4 principaux bassins hydrogéologiques :

- Le bassin hydrogéologique du Mouhoun, couvrant pratiquement 80% de la zone d'étude, qui draine la grande majorité des eaux souterraines de la zone sédimentaire du Burkina selon un axe nord-nord-est vers la plaine du Sourou et, plus en aval encore, hors de la zone couverte par le Programme VREO en direction de la dépression du Gondo. Le caractère drainant du cours d'eau Mouhoun apparaît clairement au niveau de l'allure piézométrique observée. Il est à noter que la zone d'alimentation (= de recharge) de ce bassin hydrogéologique semble entièrement située au Burkina Faso, au sein même de la zone d'étude. Les seuls flux sortants naturels d'eau souterraine sont situés au niveau du tronçon de rivière Mouhoun en équilibre avec la nappe, et au niveau de la limite nord-nord-est de la zone d'étude (frontière malienne et limite nord du BV Sourou). On notera par ailleurs que ce bassin d'alimentation hydrogéologique recoupe tous les horizons géologiques présents dans la zone d'étude selon la typologie retenue.

- Le bassin hydrogéologique du Mouhoun, couvrant pratiquement 80% de la zone d'étude, qui draine la grande majorité des eaux souterraines de la zone sédimentaire du Burkina selon un axe nord-nord-est vers la plaine du Sourou et, plus en aval encore, hors de la zone couverte par le Programme VREO en direction de la dépression du Gondo. Le caractère

drainant du cours d'eau Mouhoun apparaît clairement au niveau de l'allure piézométrique observée. Il est à noter que la zone d'alimentation (= de recharge) de ce bassin hydrogéologique semble entièrement située au Burkina Faso, au sein même de la zone d'étude. Les seuls flux sortants naturels d'eau souterraine sont situés au niveau du tronçon de rivière Mouhoun en équilibre avec la nappe, et au niveau de la limite nord-nord-est de la zone d'étude (frontière malienne et limite nord du BV Sourou). On notera par ailleurs que ce bassin d'alimentation hydrogéologique recoupe tous les horizons géologiques présents dans la zone d'étude selon la typologie retenue.

- Le bassin hydrogéologique du Banifing, qui draine les eaux souterraines selon un axe nord-ouest en direction du Mali. Les principaux cours d'eau de ce bassin, dont ceux longeant la frontière avec la Mali, ont un effet drainant visible au niveau de l'esquisse piézométrique. Les flux d'eau souterraine sortants de la zone d'étude sont localisés en ce bassin au niveau de la frontière malienne ; les écoulements souterrains se dirigent ensuite au Mali probablement en direction des exutoires principaux que représentent les fleuves Bani et Niger.

- Le bassin hydrogéologique de la Comoé, qui couvre l'extrême sud-ouest de la zone d'étude. Les flux d'eau souterraine sont globalement dirigés, en ce bassin, vers l'ouest en direction du Mali où ils quittent la zone d'étude au niveau de la frontière, et vers le sud où ils quittent la zone sédimentaire à l'intérieur du Burkina Faso en direction du socle cristallin.

- Le bassin hydrogéologique Bougouriba-Grand Balé, dont la crête hydrogéologique longe la falaise de Bobo-Banfora et son extension nord, c-à-d en bordure intérieure de la zone sédimentaire. Son extension dans la zone d'étude est dès lors relativement limitée. Ce bassin présente des flux d'eau souterraine globalement dirigés vers le sud-est, qui quittent rapidement la zone sédimentaire en direction du socle cristallin.

- La frontière administrative entre le Burkina et le Mali correspond globalement, sur une grande partie de la zone d'étude, aux limites de bassins versants principaux. La concordance globale observée entre les limites de bassins versants principaux et les limites de bassins hydrogéologiques, implique dès lors l'absence d'échanges d'eau souterraine entre ces deux pays sur une grande partie de la frontière administrative. En d'autres termes, la frontière administrative entre le Mali et le Burkina constitue sur une grande partie de la zone d'étude une crête hydrogéologique de partage des eaux souterraines. Il en va notamment ainsi, comme on l'observe aisément sur l'esquisse piézométrique, de l'extension sud-ouest de la falaise de Bandiagara qui marque clairement le partage des eaux souterraines le long de la frontière malienne. Les seuls échanges majeurs d'eau souterraine entre ces deux pays sont dès lors ceux mentionnés plus haut, à savoir principalement au nord de la zone d'étude au niveau du

Continental Terminal et du Sourou, à l'ouest au niveau de la cuvette piézométrique du Banifing, ainsi qu'au sud-ouest dans le bassin de la Comoé. Cette interprétation est à rapporter aux hypothèses retenues dans le modèle conceptuel, mais n'exclut pas à ce stade des connaissances des échanges profonds plus importants.

- On notera en matière de gestion intégrée transfrontalière des ressources eaux, qu'au niveau de la zone d'étude aucun flux d'eau souterraine dans les terrains sédimentaires ne semble provenir du Mali. Les échanges transfrontaliers mentionnés au point repris ci-avant sont donc exclusivement des flux sortants du Burkina Faso. En d'autres termes, l'entièreté des flux d'eaux souterraines circulant dans la zone sédimentaire étudiée au Burkina Faso provient des pluies infiltrées dans le sédimentaire au Burkina Faso.

- Tout au long de la portion du fleuve Mouhoun appartenant au bassin occidental, qui s'étend sur une distance de plus de 350 km, une série de points équidistants d'environ 1 km a été superposée sur le fleuve (représentés en jaune sur la figure 41). Les valeurs d'altitude topographique et piézométrique ont été extraites pour chaque point, ce qui a permis de tracer la figure 42 ci-dessous. Au niveau du tronçon AB, les altitudes piézométriques sont supérieures aux altitudes topographiques, ce qui indique non seulement un apport constant de la nappe d'eau souterraine vers le fleuve, mais aussi un phénomène d'artésianisme. À partir du point B, les altitudes piézométriques deviennent inférieures aux altitudes topographiques, ce qui traduit une déconnexion entre la nappe d'eau souterraine et la surface. En effet, sur ce tronçon, le fleuve Mouhoun n'est plus alimenté par la nappe. L'allure de la courbe des altitudes piézométriques montre l'existence d'une zone de dépression.

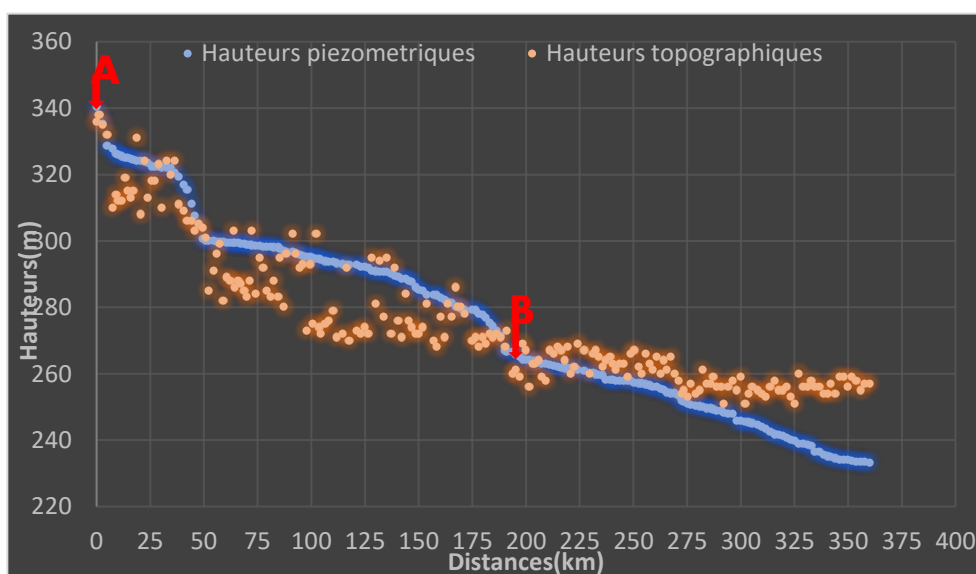
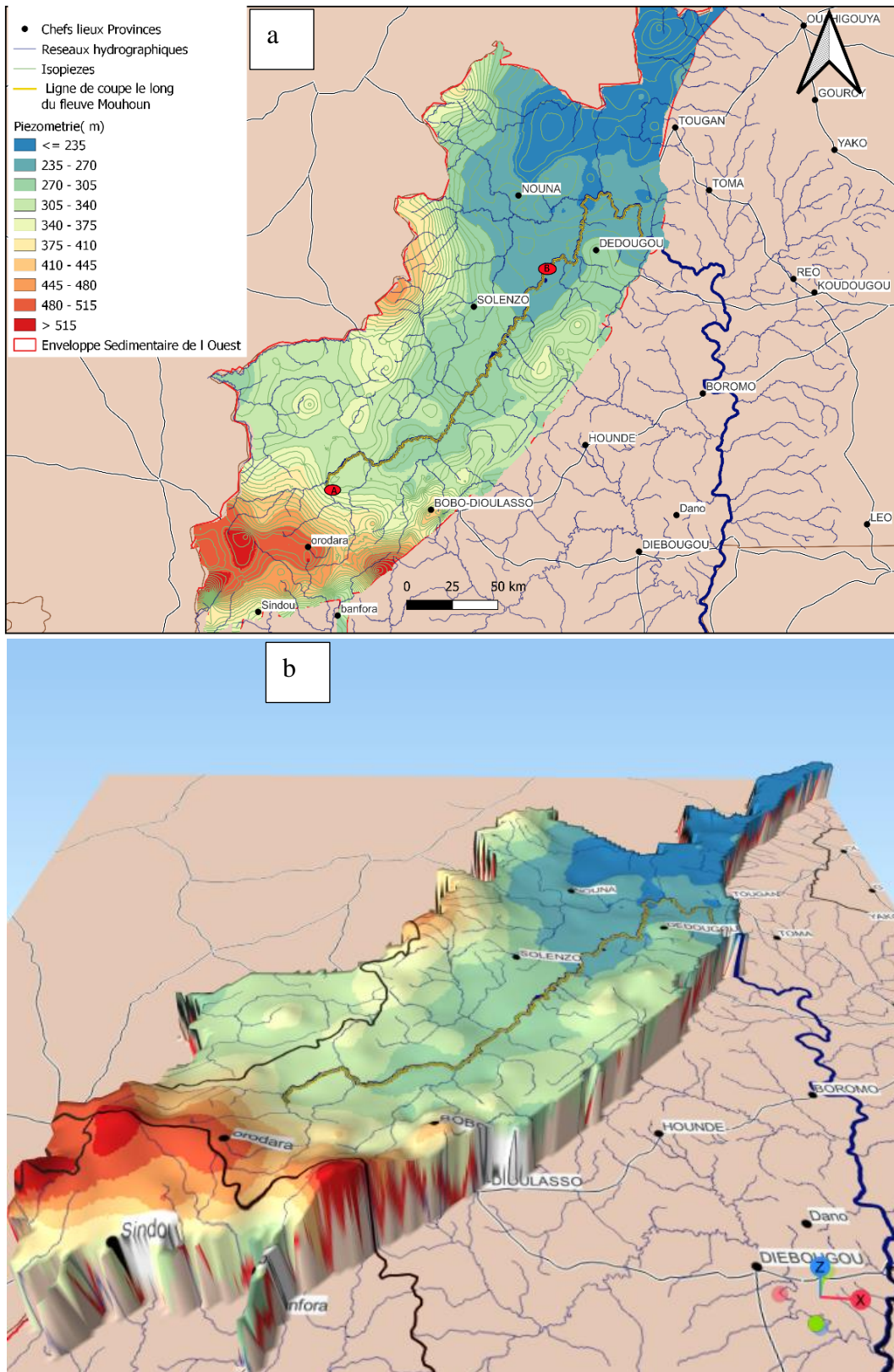


Figure 41. Profil permettant de visualiser le comportement hydrogéologique du fleuve Mouhoun.



III.5- Productivité des aquifères et paramètres hydrodynamiques

L'évaluation de la productivité des différentes unités hydrogéologiques a été réalisée sur la base d'une analyse des débits de forage, ainsi que des paramètres hydrodynamiques (coefficient d'emménagement, transmissivité).

III.5.1- Paramètres hydrodynamiques

III.5.1.1- Le coefficient d'emménagement

Le coefficient d'emménagement est un paramètre fondamental pour l'estimation des réserves et des ressources aquifères. Pour ce paramètre, il existe malheureusement très peu de valeurs disponibles par formation aquifère du bassin occidental dans la littérature disponible. Surtout que son calcul nécessite un essai de pompage longue durée avec mesures de rabattement en régime transitoire et au moins un piézomètre d'observation. Malheureusement, la plupart des essais de pompage longue durée au Burkina se font sans piézomètre d'observation. Les valeurs sont reprises dans l'annexe 6. Elles restent à prendre avec toutes les précautions d'usage, les graphiques d'interprétation des essais de pompage concernés ainsi que les méthodes de calcul n'étant pas toujours disponibles. Les valeurs, disponibles pour les formations GGQ, SAC1 et GFG, sont comprises entre 3×10^{-5} et 3×10^{-2} . Elles sont caractéristiques de nappes libres à semi-captives. Une consolidation du jeu de données pour ce type de paramètre semble recommandée. En ce sens, une poursuite de la collecte et de la capitalisation de données additionnelles possiblement existantes sera mise en œuvre dans le cadre de la poursuite des activités concernant le sédimentaire de l'ouest.

III.5.1.2- Transmissivités

Au total, les données de transmissivité de 965 points distincts (forages) situés dans le sédimentaire de l'ouest ont été capitalisées. Elles proviennent principalement des projets/programmes ERES SOGREA, RESO, VREO, PESO, PN-AEPA et BADEA, ainsi que de données collectées auprès des DREEA, des agences de l'eau, de la DEIE et de l'ONEA. L'annexe 7 reprend de manière synthétique les principaux résultats par formation géologique.

On observe des transmissivités moyennes par formation de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} m²/s. Les plus élevées (moyennes # 10^{-3} m²/s) étant rencontrées dans le GGQ et le SAC1, en parfaite concordance avec la forte productivité et les débits très élevés rencontrés dans ces deux formations. Les valeurs individuelles (par forage) les plus élevées sont de l'ordre de 1 à 5×10^{-2} m²/s, rencontrées principalement dans le GGQ, le SAC1 et le SAC2. La figure 44 reprise ci-après illustre la distribution spatiale des valeurs de transmissivités, issues de résultats d'essais

de pompage dont les données ont pu être collectées et exploitées. Notons que les valeurs de transmissivité les plus élevées s'observent aux environs de Bobo-Dioulasso et de Orodara. L'annexe 8 et la figure 43 illustrent la distribution de la transmissivité par classe de valeur (logarithmique) et par formation. L'intérêt de cette représentation logarithmique est de permettre une meilleure visualisation des valeurs de transmissivité qui non seulement sont très faibles et varient sur une large gamme d'échelle.

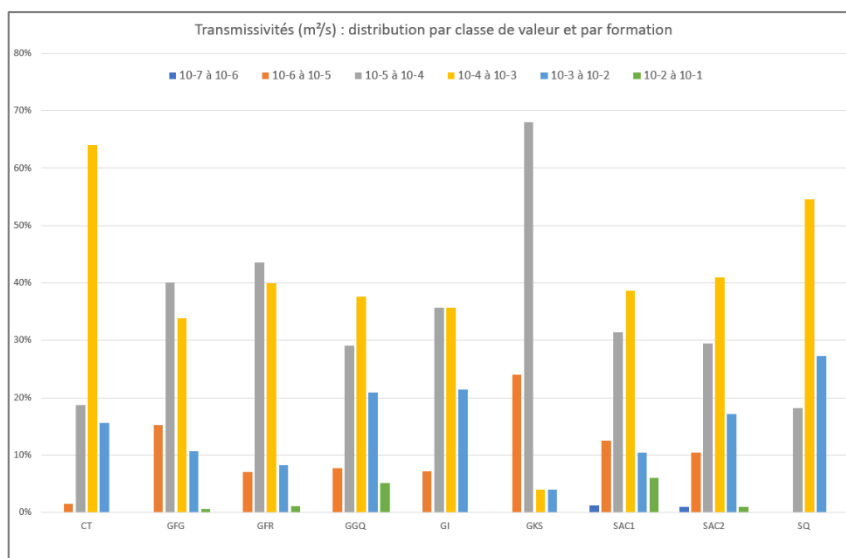


Figure 43. Distribution de la transmissivité par classe de valeur (logarithmique) et par formation

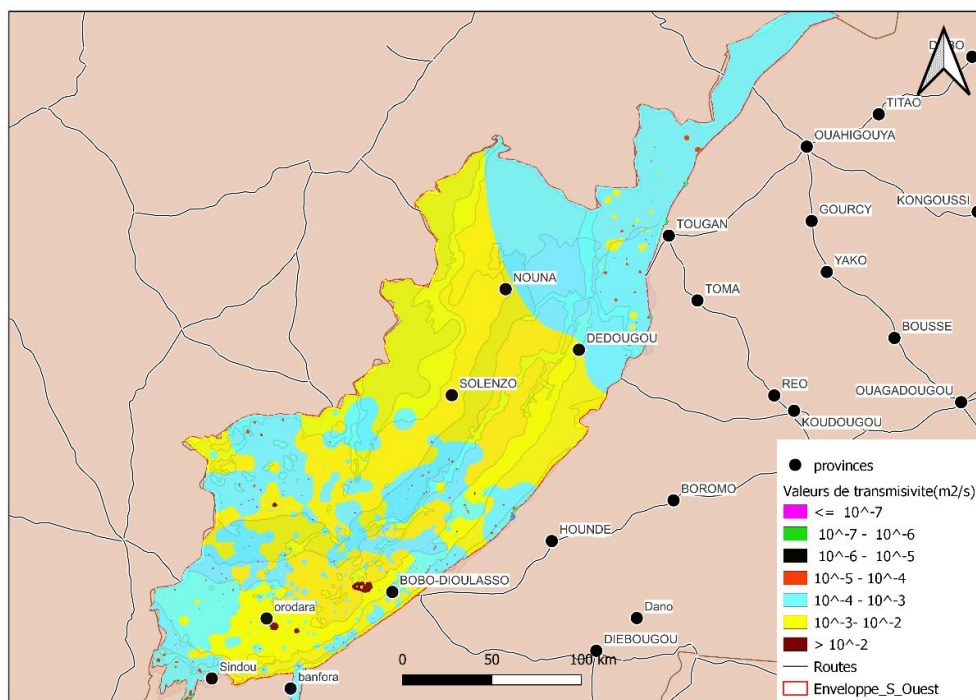


Figure 44. Répartition spatiale des transmissivités par classe de valeur dans le bassin occidental.

III.5.2- Productivité des aquifères

III.5.2.1- Débits de fin de foration

Les débits en fin de foration concernent environ 4000 points d'observation. L'annexe 9 reprend la distribution des ouvrages par formation hydrogéologique, ainsi que les statistiques (min, max, moyenne) associées aux principales caractéristiques de ces ouvrages. On peut voir que les valeurs de débits atteignent une moyenne de 10 m³/h sur l'ensemble de la zone sédimentaire ouest. Les valeurs moyennes par formation les plus élevées sont rencontrées dans le GGQ, le SAC1, le SAC2 et le GFG (fig. 45). Les débits les plus élevés par forage sont observés dans le GGQ (415 m³/h), dans le SAC1 (350 m³/h), dans le SAC2 (260 m³/h) et dans le GFG (200 m³/h). La figure 46 illustre la distribution spatiale des débits observés en fin de foration. On y observe clairement les zones à gros débit rencontrées dans les formations GGQ et SAC1 (notamment au contact entre ces deux formations) en particulier dans la zone de Bobo Dioulasso et sur l'axe Dédougou-Ouarkoye. On y observe également les zones à débits élevés rencontrés dans le SAC2.

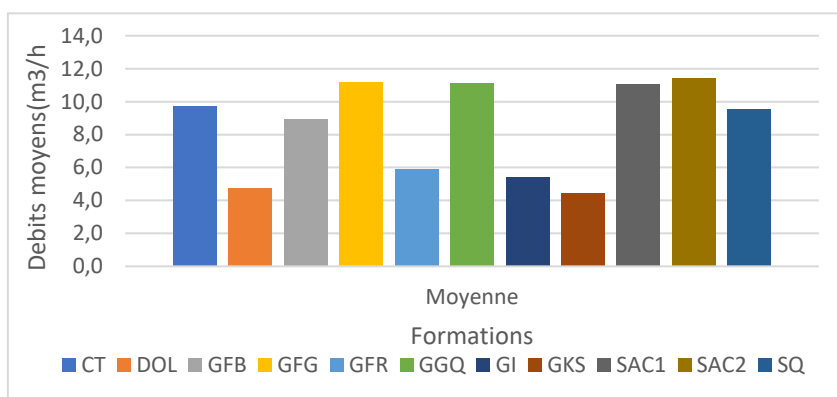


Figure 45. Débits en fin de foration par unité hydrogéologique

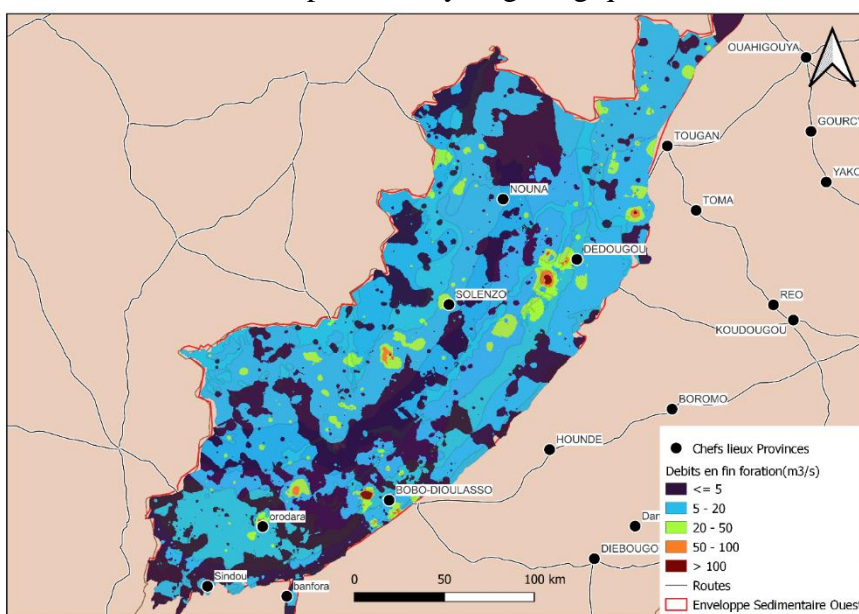


Figure 46. Carte des débits en fin de foration spatialisée.

III.5.2.2- Relation débits et les paramètres de géométrie des aquifères

Les graphiques de la figure 47 présentent les variations des paramètres géométriques (profondeurs de foration, épaisseurs d'altération, épaisseurs d'altération saturée) et des niveaux statiques des formations aquifères du bassin occidental en fonction des débits associés. Le graphique 47a. montre une concentration des profondeurs entre 30 et 100 m pour des débits de 0,75 à 10 m³/h. Cependant, on observe une tendance à l'augmentation ou à la diminution des débits lorsque la profondeur augmente. Dans la plupart des cas, les débits diminuent, ce qui est illustré par la droite de régression linéaire montrant une tendance à la baisse. Le faible coefficient de détermination R² de 0,05 indique l'absence d'une relation linéaire forte entre les profondeurs et les débits. Dans ce cas particulier, les profondeurs productives se situent entre 30 et 100 m. Les graphiques 47c et 47b montrent des valeurs d'épaisseurs d'altération et d'épaisseurs d'altération saturée concentrées respectivement entre 0,75/80 m et 0,3/60 m pour des débits compris entre 0,75 et 10 m³/s. Cependant, pour des épaisseurs d'altération et d'altération saturée comprises entre 10 et 60 m, on observe des débits supérieurs à 10 m³/s. Les droites de régression des épaisseurs d'altération et d'altération saturée indiquent une tendance à la baisse. Les faibles valeurs des coefficients de détermination R² de 0,0015 et 0,002 respectivement pour les épaisseurs d'altération et les épaisseurs d'altération saturée montrent qu'il n'existe pas de relation significative entre ces paramètres et les débits. Dans notre étude, les épaisseurs productives d'altération et d'altération saturée peuvent donc varier entre 10 et 60 m. L'observation du graphique 47d montre une concentration des niveaux statiques pour des débits compris entre 0 et 10 m³/h. Des débits supérieurs à 10 m³/s sont observés pour des niveaux statiques compris entre 0 et 40 m. Au-delà de 40 m, les débits chutent considérablement. La droite de régression montre une tendance à la baisse, et le faible coefficient de détermination R² de 0,0011 suggère que la relation entre les débits et les niveaux statiques pourrait ne pas être linéaire.

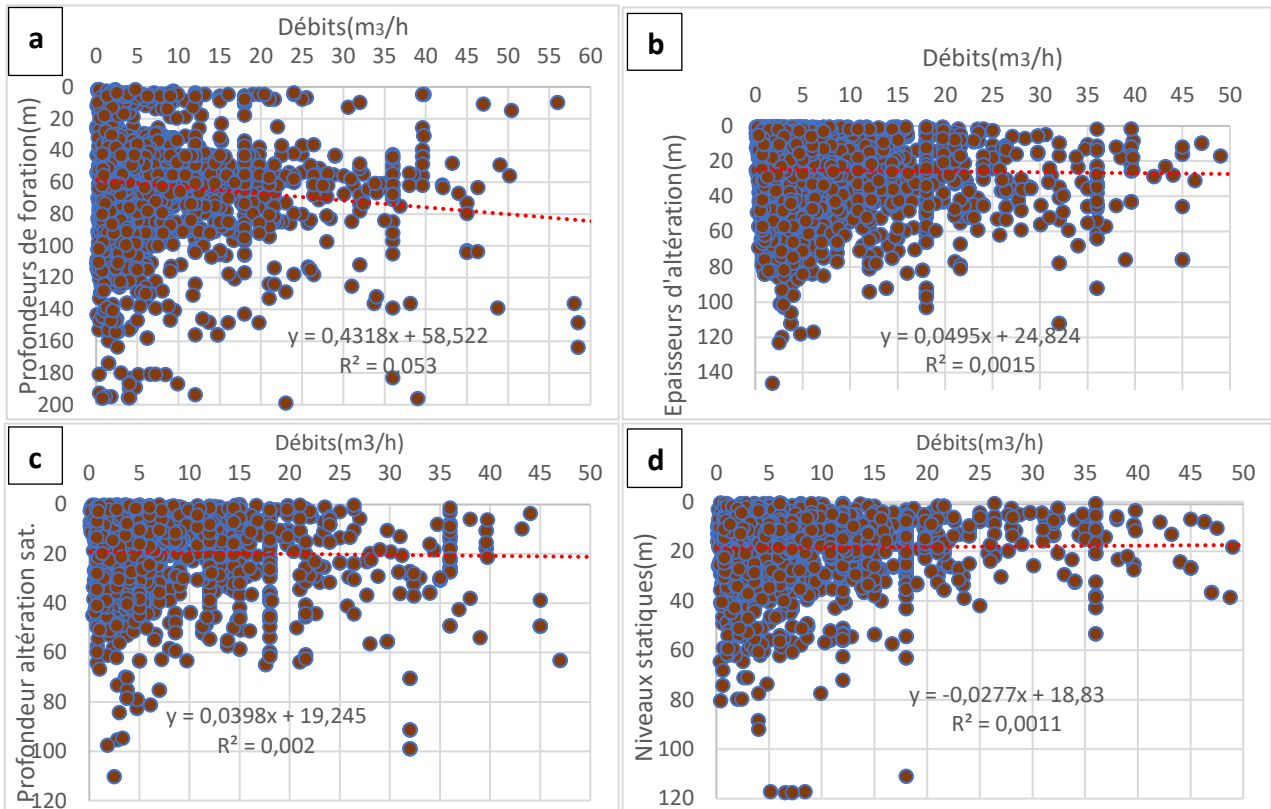


Figure 47. Graphiques montrant la variation des paramètres géométriques et niveaux statiques en fonction des débits en fin de foration.

III.6-Exploitation des eaux souterraines

III.6.1- Prélèvement en eau et usages des eaux souterraines

Afin de gérer de façon intégrée la ressource en eau au Burkina Faso, le décret 2012056/PRES/PM/MAH/MEF/MATDS, subdivise les différents bassins hydrographiques du pays en cinq espaces de compétences que sont, l'espace de compétence de l'Agence de l'eau du Nakanbé, du Gourma du Liptako ; du Mouhoun et des Cascades. Cependant, le bassin occidental est couvert par les agences de l'eau des Cascades et du Mouhoun. L'approvisionnement en eau potable en zone urbaine dans les espaces de compétences couvert par le bassin occidental est assuré par l'ONEA qui dans la zone possèdent une dizaine de centres ayant chacun un certain nombre de forages captant préférentiellement les eaux souterraines (Fig.48). Bien que l'appartenance des sources dans la classe des eaux souterraines reste une polémique, notons que 142 sources ont été caractérisées dans le cadre du PAEA DR3, au travers de l'étude de « Réalisation du nivellement piézométrique des sources et estimation des quantités d'eau prélevées dans le sédimentaire de l'ouest ». A ceux-ci s'ajoute 253 sources additionnelles inventoriées dans le cadre de l'étude ERES, des programmes RESO et VREO, du projet PESO, et des états des lieux des Agences de l'Eau. Parmi ces différentes sources on notera quelques-

unes particulières présentant des débits importants dans la région de Bobo Dioulasso. C'est le cas des sources de Nasso-Guinguette, Pesso, ONEA 1 et ONEA 2 présentant respectivement des débits d'environ 7.200 m³/h, 500 m³/h, 500 m³/h et 120 m³/h.

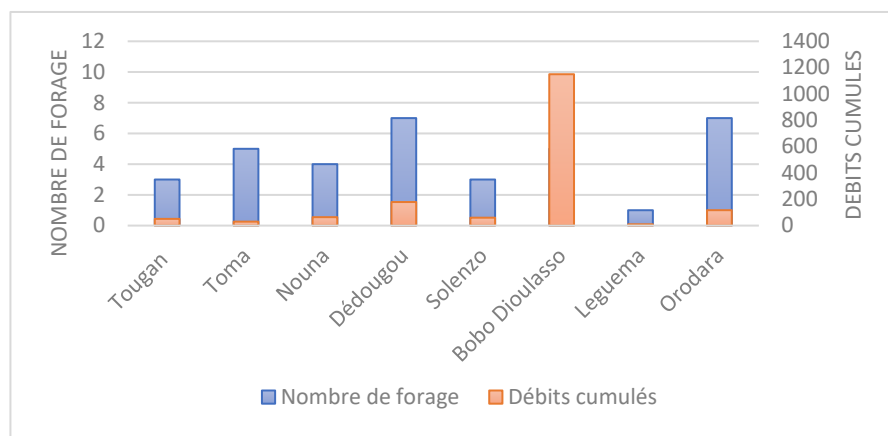


Figure 48. Nombre de forage et débits cumulés par Centre ONEA

III.6.1.1- Demande/prélèvement en eau pour la consommation humaine

La situation de la demande en eau par secteur au Burkina Faso basée sur des études et documents notamment ceux de GIRE en 2001, AQUASTAT en 2005, et le PNAH 2017 est analysée dans un des rapports de la Banque mondiale sur l'évaluation des ressources en eau et des demandes sectorielles publiée en 2017.³ Les résultats de cette analyse sont consignés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 4. Estimations demandes en eau au Burkina Faso. (Banque Mondiale, 2017).

Source de L'information	Estimation des demandes en eau par secteur					
	Domestique	Agriculture	Elevage	Industrie Mines	Mines	Total en Mm ³
GIRE, 2001	104	323	72	6	0.4	505
AQUASTAT, 2005	376	421		22		818
PNAH, 2017	337	1412	200	4.2	3.4	1 956

Ce tableau montre une augmentation de la demande en eau dans tous les secteurs entre 2001 et 2017, avec une accentuation de celle-ci en agriculture. Cependant, cette demande qui prend en compte les eaux de surface et les eaux souterraine ne saurais être utilisée pour estimer la demande en eau souterraine dans le bassin occidental. Nous disposons les données de prélèvement en eau souterraine de l'ONEA dans le bassin occidental de 2010 à 2021. A partir

³ [World Bank Document](#) .Pages 63-81

de celle-ci nous essayerons de faire une comparaison entre la demande en eau dans le bassin par rapport au volume d'eau prélevée. Comme souligné ci-dessus, l'approvisionnement en eau en milieu urbaine dans le bassin occidental est assuré par huit principaux centres ONEA. Les résultats de ce prélèvement sont présentés par la figure 49 ci-dessous. Aux prélèvements en eau souterraine du centre de Bobo, ont été ajouté le prélèvement de l'ONEA concernant également les sources ONEA1 et ONEA2 situées à Nasso dans la zone de la forêt classée Nasso-Guinguette (zone de Bobo Dioulasso). De 2010 à 2021, le volume d'eau prélevée dans le bassin occidental a cru de manière importante, passant de près de 12 millions de m³ à près de 22 millions de m³.

En 2019, la population des zones urbaines couvert par l'ONEA dans le bassin occidental est estimée à environ 1,567 millions d'habitants avec une densité de population de l'ordre de 10 hab./km², la moyenne nationale étant de 75 hab./km². Cette zone couverte est donc peu peuplée, la densité étant presque 8 fois inférieure à la moyenne nationale. En considérant les besoins unitaires en eau potable en milieu urbain de 57 l/hab./j⁴, les estimations de la demande en eau pour la consommation humaine en milieu urbain sont reprises dans le tableau 5 ci-après.

Tableau 5. Estimation de la demande en eau pour la consommation humaine en milieu urbain

Usage de l'eau	Demande spécifique (L/jr/Hab)	Pop. 2019	Demande 2019 (million m ³ /an)	Pop. 2030	Demande 2030 (million m ³ /an)	Pop. 2050	Demande 2050 (million m ³ /an)
Domestique	57	1567594	32,6	2116905	44,05	3677594	76,5

La demande en eau pour la consommation humaine des zones couvertes par l'ONEA dans le bassin occidental est estimée à 32,6 millions m³/an (RGPH, 2019). Cependant, la même année le volume d'eau prélevé par l'ONEA dans ces zones a été estimé à 20,44 millions m³, ce qui apparaît largement insuffisant pour garantir les besoins en eaux de populations. Il convient de mettre en idée que ces estimations sont à titre indicative car elles ne prennent pas en compte les sources d'eau tel que l'eau des puits et autres forages non gérés par l'ONEA. Elles reflètent la capacité de production de l'ONEA, et donc les quantités potentiellement disponibles pour la population. Toutefois l'évolution du prélèvement montre une pression ascendante sur la ressource et la difficulté d'effort de production, pourtant constant, à maintenir suffisamment d'eaux. Sur base du taux d'accroissement de 2.8%, la demande atteindrait 44,05 millions m³ en 2030, et 71,51 millions m³ en 2050.

⁴ [PN AEP 2016-2030 V2 \(pseau.org\)](http://pseau.org). Page 11

Les infrastructures d’approvisionnement en eau souterraine de la population dans la zone rurale du sédimentaire de l’Ouest sont principalement les forages équipés de pompes à motricité humaine, et les AEPS. Pour tenter d’estimer la demande en eaux souterraine en zone rural du bassin occidental, nous allons supposer que l’ONEA gère les populations de ces centres estimée à 1567594 habitants en 2019 contre une population estimée à 3493890 dans le bassin. La différence de ces valeurs nous donne une estimation de la population en milieu rural. Nous pouvons à cet effet d’estimer la demande en considérant le besoin d’eau unitaire en milieu rural de 20l/j/habts et un taux d’accroissement de 2,8%. Les résultats sont présentés dans le tableau 6 ci-dessous.

Tableau 6.Estimations de la demande en eau pour la consommation humaine en milieu rural

Usage de l'eau	Demande spécifique (L/jr/Hab)	Pop. 2019	Demande 2019 (million m ³ /an)	Pop. 2030	Demande 2030 (million m ³ /an)	Pop. 2050	Demande 2050 (million m ³ /an)
Domestique	20	1926296	14,6	2610041	19,05	4534292	33,1

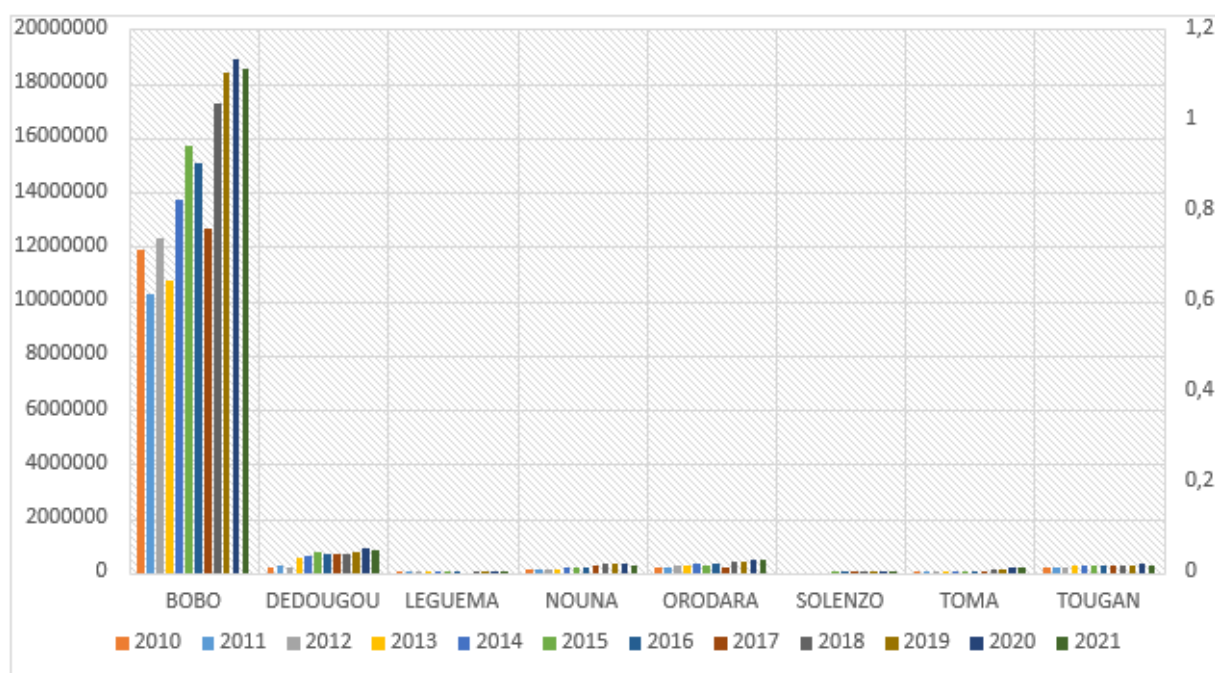


Figure 49.Evolution des prélèvements en eau souterraine dans les différents centre ONEA de 2010 à 2021.

III.6.1.2 - Prélèvements industriels

L’activité industrielle la plus importante de la zone sédimentaire de l’ouest est rencontrée à Bobo-Dioulasso. Elle y est très diversifiée, et couvre tous les secteurs : agro-alimentaire, chimique, métallurgique, etc. Une enquête a permis de faire la synthèse de ces usagers (Tirogo, 2016). La plupart de ces industries sont localisées dans la zone dite industrielle au secteur 20 de la ville de Bobo-Dioulasso. Dans la politique d’extension de la ville, une

deuxième zone industrielle, située à la sortie de Bobo-Dioulasso sur la route de Bama, est en cours de développement et compte actuellement environ cinq industries fonctionnelles. On dénombre quatre sociétés industrielles (SN CITEC, BRAKINA, SBFA, FILSAH) qui prélèvent environ 1500 m³/j. En plus de ces usagers, d'autres prélèvements par forages, dont le cumul est estimé à environ 150 m³/j, sont effectués par une dizaine de sociétés de production d'eau de consommation en sachets et en bouteilles sur la quarantaine recensées. Aux côtés de ces deux types d'usagers, on dénombre quatre services publics exploitants de la nappe (SONABHY, SONABEL, Abattoir, Bobo-Inter) qui prélèvent environ 600 m³/j. Le volume d'eau souterraine prélevé par l'ensemble de ces usagers est estimé entre 2000-2500 m³/j, soit 730.000 à 910.000 m³/an.

III.6.1.3 - Prélèvement pour l'agriculture

Les surfaces irriguées à partir des eaux souterraines, estimées à environ 160 ha, sont principalement situées dans la plaine alluviale du Kou et sont alimentées par des puits et puisards qui captent la nappe dans sa partie superficielle (nappe alluviale essentiellement, à moins de 10 m de profondeur). Le nombre de points de prélèvement exploités par les irrigants a été estimé à 225 (Sauret, 2013). Ces prélèvements s'effectuent par pompage à partir de pompes délivrant un débit maximum de 60 m³/h (Sauret, 2013). Ils sont effectués durant la période de contre saison sur la durée des cycles culturaux entre les mois de novembre et avril. Le volume total prélevé est estimé à 4,15 millions de m³ soit environ 22 900 m³/j sur la période, pour ce qui concerne cette zone à haute vocation agricole et dont les besoins en eau sont assurés par les eaux souterraines (nappe alluviale essentiellement). On notera à nouveau que l'étude de « Réalisation du nivellement piézométrique des sources et estimation des quantités d'eau prélevées dans le sédimentaire de l'ouest » (CACI, étude en cours) menée dans le cadre du PAEA DR3 devrait, à son terme, amener une évaluation consolidée des prélèvements agricoles effectués dans les eaux souterraines au niveau du sédimentaire de l'ouest. Pour ce qui concerne les usages agricoles (irrigation), la distribution temporelle des valeurs annuelles de prélèvements pourra être effectuée à un pas de temps mensuel, permettant de viser les périodes effectives de prélèvement (novembre à avril).

III.7- Estimation des réserves

La réserve d'eau souterraine disponible dans un aquifère se compose de plusieurs parties. La première est la réserve profonde, qui représente une partie de la réserve totale et qui n'est pas facilement exploitable avec les techniques actuelles en raison de sa grande profondeur. La seconde est la réserve renouvelable, qui est renouvelée chaque année par l'infiltration d'eau et la recharge de la nappe. Enfin, la réserve facilement exploitable correspond à la partie de la

réserve totale accessible via les forages les plus profonds couramment utilisés dans le pays. Pour effectuer cette évaluation, les données disponibles proviennent principalement du programme RESO. Toutefois, il convient de noter que ces données sont basées sur des approximations, notamment en ce qui concerne l'épaisseur réelle de l'aquifère multicouche du bassin occidental et les valeurs de coefficient d'emmagasinement, qui ne sont pas représentatives du bassin.

III.7.1- Réserves totales

La réserve d'eau considère toutes les eaux stockées dans l'aquifère, qu'elles soient exploitées ou non. L'estimation de cette réserve requiert des connaissances sur l'épaisseur des aquifères et leurs caractéristiques hydrodynamiques, en particulier leurs coefficients d'emmagasinement. Ce paramètre est sujet à discussion car les valeurs dépendent des limites de la (ou des) zone(s) de captivité de la nappe. Malheureusement, très peu de valeurs sont disponibles par formation aquifère du bassin occidental dans la littérature existante. De plus, le calcul nécessite un essai de pompage de longue durée et un piézomètre d'observation. La plupart des essais de pompage de longue durée au Burkina se font sans piézomètre d'observation. Les valeurs dont nous disposons proviennent à plus de 70 % du programme RESO, qui couvre à peine un tiers du bassin occidental et ne peut donc être considéré comme représentatif du bassin. De plus, ces valeurs correspondent à des ouvrages dont les profondeurs ne dépassent guère 400 m, alors que les travaux géophysiques menés sur le bassin du Taoudeni au Mali estiment que l'épaisseur de ce bassin pourrait largement dépasser 2000 m. Les tableaux ci-dessous présentent quelques valeurs de coefficients d'emmagasinement par formation obtenus dans le cadre de différents travaux. En considérant une épaisseur du système aquifère du bassin occidental de l'ordre de 2000 m, une superficie du bassin de 45 000 km² et un coefficient d'emmagasinement moyen s de 10^{-3} sur la base des valeurs consignées dans le tableau ci-dessous, on obtient, en multipliant ces trois paramètres, une réserve totale de 90 milliards de m³ pour l'intégralité de l'aquifère considéré comme captif, ce qui pourrait être plus élevé si l'on considérait que le système aquifère était captif en profondeur et libre en surface. Plusieurs autres travaux ont tenté d'estimer la réserve totale dans le bassin occidental. Justine TIROGO (2016), en considérant la superficie du bassin occidental de 45 000 km², son épaisseur d'environ 1000 m et un coefficient d'emmagasinement (de $4,4 \times 10^{-3}$), a obtenu une réserve totale de l'aquifère sédimentaire occidental d'environ 200 milliards de m³. Dans le cadre du projet RESO, la réserve totale a été estimée à près de 202 milliards de m³ en considérant plutôt l'épaisseur saturée de l'aquifère. Le

rapport GIRE⁵ de 2001, quant à lui, cite les résultats du Programme IWACO-RESO qui a calculé un minimum de 130 milliards de m³. Le projet BILAN D'EAU a estimé les réserves totales en eaux souterraines du Burkina Faso, tous aquifères confondus, à environ 113 milliards de m³. La contradiction est encore plus forte si l'on considère le projet RESO qui avance un chiffre total de près de 202 milliards de m³, réparties en environ 16 milliards de m³ dans les zones profondes peu accessibles du sédimentaire, et 186 milliards de m³ dans les zones plus accessibles.

III.7.2- Réserves exploitables

Il s'agit donc d'une estimation des réserves aquifères facilement accessibles dans les conditions techniques actuelles, en prenant en compte une profondeur maximale moyenne de forage de 200 mètres, bien qu'il existe déjà de nombreux forages de plus de 300m de profondeur implantée dans le bassin. Le programme RESO estime que la série sédimentaire contient environ 117 milliards de mètres cubes d'eau exploitable, dont plus de 99% se trouveraient dans les zones d'affleurement. Cependant, les zones sous recouvrement sont également prises en compte dans les calculs, en utilisant des estimations de la bordure de contact entre chaque formation, de la largeur à une profondeur de 200 mètres multipliée par la tangente du pendage (qui varie de 1 à 4° selon la formation) et de la profondeur du prisme équivalente à la moitié de la profondeur d'investigation. Il convient de noter que ces estimations sont basées sur des hypothèses et des limites techniques, et peuvent donc être sujettes à des variations. De plus, l'exploitation de ces réserves doit être gérée de manière durable pour garantir la disponibilité à long terme de cette ressource précieuse.

Le continental terminal est une formation aquifère qui n'est gère pris en compte dans les travaux du programme RESO pourtant elle fait partie du bassin occidental. En plus, l'ensemble de ces estimations prennent en compte la zone couverte par le programme RESO qui ne représente qu'une infime portion du bassin occidental. Nous allons tenter une autre approche d'estimation de la réserve exploitable dans le bassin occidental. La superficie du bassin a été estimé à 45000km², Les valeurs de porosité efficace issues des résultats de Gombert (1998) du bassin sédimentaire de l'Ouest sont de 2 % (minimum), 3.5% (moyenne) et 5 % (maximum). La profondeur maximal des forages est arbitrairement fixée à 200 m. Selon ces hypothèses, le volume d'eau souterraine (facilement) exploitable est estimé entre 180 et 450 milliards m³.

⁵ MEE-GIRE – 2000. *Connaissance des ressources en eau sur le plan quantitatif – Pertinence du système de suivi*. Page 60.

Tableau 7. Estimation des réserves (facilement) exploitables en eau souterraine de la zone sédimentaire Ouest (Mm³ : million de mètres cubes)

Entité hydrogéologique	Superficie (km ²)	Profondeur (facilement) accessible (m)	Porosité efficace (valeurs théoriques)	Volume Total (Mm ³)
Sédimentaire de l'Ouest	45000	200	0,02	180000
			0,035	315000
			0,05	450000

III.7.3- Réserves renouvelables

Les réserves renouvelables représentent la partie en eau des aquifères qui est renouvelée chaque année par infiltration des eaux de pluie vers les nappes d'eau souterraines. Ces réserves sont donc constituées par percolation des eaux de pluie après consommation par l'ETR et après comblement des réserves utiles (RU) en eau des parties supérieures des profils des sols. Ces réserves utiles sont définies comme la partie des eaux de pluie excédentaire à l'évapotranspiration réelle et au ruissellement de surface, s'infiltrant dans le sol pour reconstituer le stock en eau de la zone non saturée. Dans le cadre du programme RESO, la réserve dans la série sédimentaire a été estimée à 2 milliards de m³. Elle a été calculée en soustrayant la lame d'eau annuellement précipitée sur la zone par évapotranspiration et par ruissellement en considérant que la quantité d'eau stockée dans les nappes reste constante d'une année sur l'autre. La lame d'eau moyenne a été estimée à 978 mm par an en considérant avec une reprise évapotranspiratoire 82 % des précipitations, la quantité d'eau évacuée par ruissellement de l'ordre de 7 % en moyenne et une infiltration d'environ 11 %. La réserve obtenue lors du projet RESO est similaire à celle trouvée par (Gombert, 1998) dans la même série. Seulement il évoque que le taux de renouvellement de la nappe avoisinerait 1 %. Le projet BILAN D'EAU avait estimé les réserves renouvelables en eaux souterraines du Burkina Faso à 9,5 milliards renouvelables⁶.

III.8- Recharge

III.8.1- Présentation générale

L'évaluation de la recharge des aquifères du sédimentaire de l'ouest est réalisée d'une part par la réalisation d'une synthèse des évaluations existantes (littérature de la zone d'étude), et d'autre part par approche bilantaire spatialisée. Cette dernière permet en effet une évaluation à la fois temporelle et spatialisée, utile pour la paramétrisation discrétisée de la recharge sur l'ensemble de la zone modélisée et pour la réalisation de simulations en régime transitoire.

⁶ MEE-GIRE – 2000. *Connaissance des ressources en eau sur le plan quantitatif – Pertinence du système de suivi.* Page 60.

III.8.2-Synthèse des évaluations existantes de la recharge dans la zone du sédimentaire de l'ouest

La zone du sédimentaire de l'ouest a déjà fait l'objet de plusieurs évaluations de la recharge, au niveau de différents projets et d'études scientifiques. On citera notamment l'étude SOGREAH (ERES 1994), la thèse de Dr Dakouré (2003), le programme VREO (Derouane, 2008), la thèse de Dr Sauret (2013), la thèse de Dr Tirogo (2016), et la thèse de Dr Kouanda (2019). Les principaux résultats de ces évaluations, ainsi que les extensions spatiales concernées, sont repris dans l'annexe 11.

III.9- Evaluation spatio-temporelle de la recharge par approche bilantaire

III.9.1- Approche méthodologique

L'approche bilantaire spatialisée consiste à évaluer la recharge sur base du bilan hydrologique. Le principe du bilan hydrologique pour un intervalle de temps donné repose sur la distribution de la pluie (Précipitations : P) en différents paramètres hydro-climatiques : l'évapotranspiration (ETR), le ruissellement (R), la recharge des nappes ou l'infiltration efficace (I) et le stockage d'eau dans le sol (ΔS).

Le schéma conceptuel du bilan hydrologique pour un calcul au pas de temps mensuel se traduit par la relation.

$P = ETR + R + I \pm \Delta S$. Avec P : précipitation (mm), ETR : évapotranspiration réelle (mm), R : écoulement de surface (mm), I : infiltration profonde ou recharge (mm) et ΔS : variation du stock d'eau dans le sol (mm). Les différents termes de cette équation sont quantifiés afin de pouvoir estimer la recharge.

L'évaluation de la recharge a été réalisée de manière spatialisée, c'est à dire en utilisant des paramètres distribués spatialement sur l'ensemble de la zone d'étude, à partir des données de l'ANAM, des données climatiques globales (FLDAS, WorldClim, TerraClimate, CHIRPS, FAO WaterPortal, etc.) et des données de classification de sols HWSD de la FAO (pour le calcul distribué de la RFU).

Les données hydro-climatiques collectées et traitées (principalement par QGIS et par Google Earth Engine) s'étendent sur une période de 30 années, allant de 1991 à 2020. Le pas de temps du traitement et du calcul de la recharge est mensuel. Les données globales de précipitations, en particulier, on fait l'objet de traitements (données CHIRPS avec corrections de biais par CDT) afin d'être calées sur les données (mensuelles) des stations climatiques de l'ANAM.

Les méthodes spatialisées utilisées pour le calcul de l'ETP et/ou de l'ETR sont Thornthwaite, Turc, Caprio, FLDAS, Penman, et Penman-FAO. Différents résultats de calculs de la recharge sont donc obtenus, en fonction des différentes méthodes de calcul de l'ETP/ETR. Dans le cas présent, les calculs d'ETR à partir de l'ETP sont réalisés par la méthode de bilan simplifié de Thornthwaite, au pas de temps mensuel sur une période continue de 30 années, de manière spatialisée. Les valeurs de RFU sont distribuées spatialement selon le type de sol, en utilisant la carte des sols HWSD de la FAO et la classification associée de RU/RFU.

La distribution de l'Eau Utile entre le Ruissellement et l'Infiltration est réalisée à partir de données globales de ruissellement FLDAS (faisant intervenir la pente, le type de sols, l'occupation du sol, et la pluie), lesquelles ont été calées et validées sur base des données de coefficients de ruissellement disponibles pour une série de sous-bassins du Burkina Faso.

Les calculs réalisés permettent l'estimation de l'Eau Utile (pluie efficace) et de la Recharge de manière mensuelle et annuelle, sur la période 1991-2020. Les résultats sont fournis sous forme de rasters, ainsi que de statistiques zonales dérivées. À partir de ces résultats sur la période de 30 années, des statistiques sont générées pour les périodes mensuelles, annuelles, intermensuelles et interannuelles.

III.9.2- Principaux résultats obtenus

Les principaux résultats obtenus par l'approche bilantaire spatialisée sont repris ci-après à titre d'illustration et de synthèse. Les résultats complets sont mis à disposition sous format numérique (fichiers raster, et statistiques zonales complètes sous format Excel).

La figure 50 reprise ci-après illustre à titre d'exemple la distribution spatiale de la recharge interannuelle moyenne (période 1991-2020) selon la méthode bilantaire de Thornthwaite. Sur base de cette évaluation pluriannuelle moyenne, on observe un gradient spatial très marqué, avec des valeurs maximales de l'ordre de 200 à 250 mm/an localement dans la partie sud-ouest, et avec des valeurs minimales ne dépassant pas 25 mm/an à l'extrême nord de la zone sédimentaire. De manière générale, et quelle que soit la méthode bilantaire utilisée (méthodes de calculs des ETP et ETR), ce gradient SO-NE est observé.

La figure 51 illustre à titre d'exemple la distribution spatiale de la recharge intermensuelle moyenne sur la période 1991-2020 (valeurs intermensuelles moyennes illustrées de janvier à décembre). On observe, sur base mensuelle et selon cette méthode, une recharge débutant principalement en juillet, atteignant un maximum en août et se terminant en septembre.

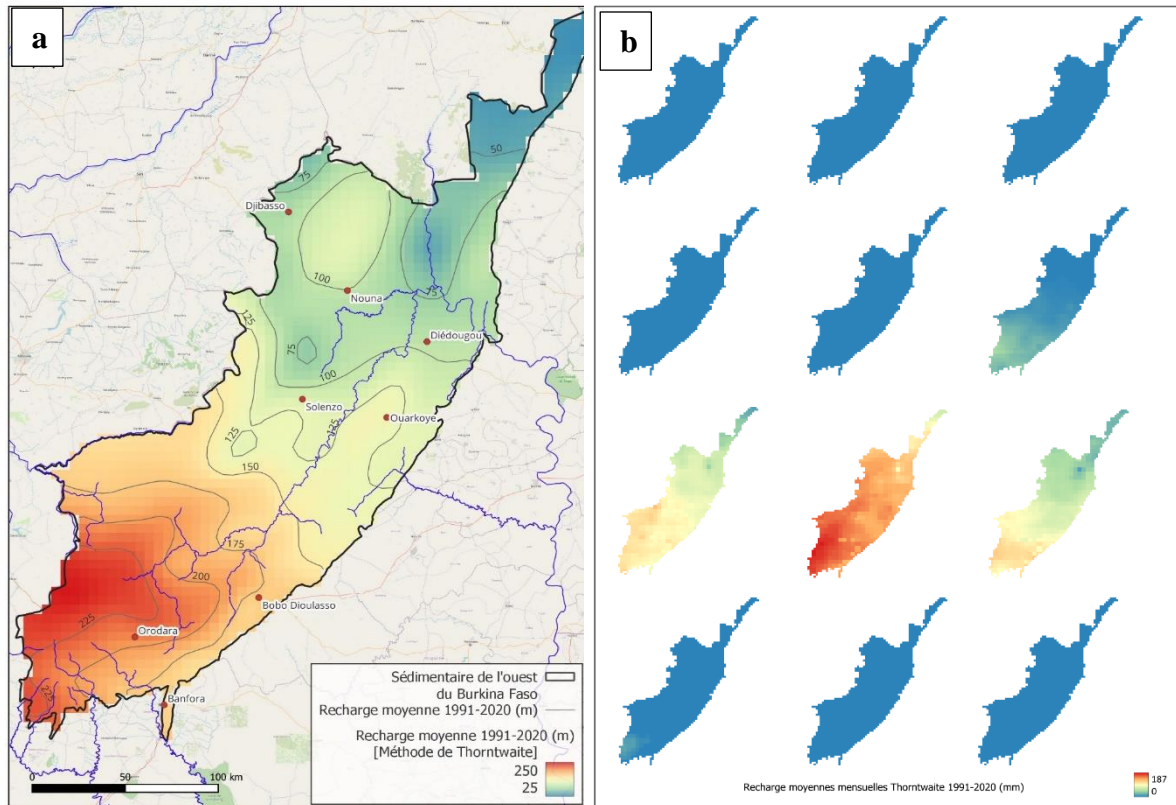


Figure 50. Carte de recharge spatialisée. *a) Interannuelle moyenne sur la période 1991-2020 (méthode Thorntwaite), b) Intermensuelle moyenne sur la période 1991-2020 (méthode Thorntwaite).*

A titre d’illustration, le graphique ci-dessous reprend la variation annuelle de la recharge sur la période 1991-2020 (méthode bilantaire Thorntwaite) pour les localités d’Orodara et de Nouna. On observe une forte variabilité annuelle, liée aux conditions météorologiques dont essentiellement les précipitations. Les valeurs moyennes sur cette période sont de 200 mm environ pour Orodara, et 100 mm environ pour Nouna.

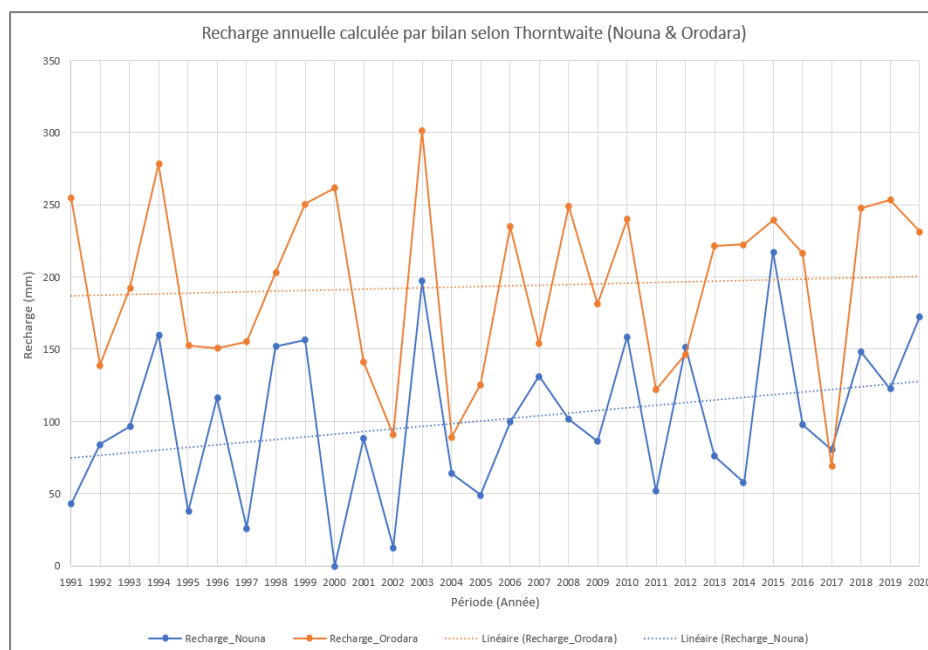


Figure 51.Recharge à Orodara et à Nouna sur la période 1991-2020 annuelle.

Le graphique ci-après reprend, pour ces deux localités, les valeurs mensuelles moyennes de la période 1991-2020. On y observe la période de recharge couvrant les mois de juillet à septembre principalement, avec un maximum au mois d'aout.

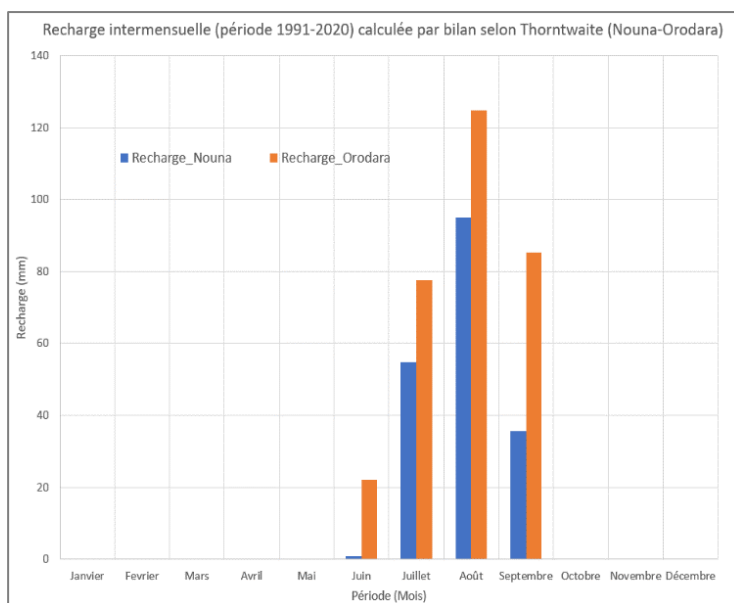


Figure 52.Recharge mensuelle moyenne (méthode Thorntwaite) à Orodara et Noun

CONCLUSIONS

Le présent travail a consisté en la caractérisation géologique et hydrogéologique des aquifères du bassin occidental, contribuant ainsi au troisième volet du domaine de résultat trois (DR3) du programme PAEA, axé sur l'amélioration des connaissances sur les ressources en eau souterraine. D'un point de vue géologique, la partie burkinabè du bassin du Taoudéni est principalement composée de formations gréseuses infracambriennes. Ces formations sont séparées les unes des autres par des discordances de ravinement ou angulaires, et se distinguent par l'hétérogénéité de leurs faciès lithologiques, caractérisés par une augmentation d'argiles et de carbonates à mesure que l'on s'éloigne de la base de la série sédimentaire. Elles ont été mises en place au cours d'une succession de dépôts initialement grossiers provenant d'un environnement fluvial, puis de dépôts marins peu profonds avec des ripple-marks symétriques, de la glauconie et des stromatolithes. Le climat de l'époque était probablement chaud avec des stromatolithes et aride avec des fentes de dessiccation. Au sud, du bassin, ces formations sont affectées par des intrusions doléritiques d'âge permien à plus récent, qui affleurent de manière diversifiée, recouvertes par des formations argilo-sableuses du Continental terminal, ainsi que par des formations latéritiques et alluvionnaires récentes du quaternaire. Dans l'ensemble, les formations sont généralement affectées par des failles et des diaclases, principalement au niveau des formations gréseuses. Ces failles se développent selon deux directions prédominantes :

SSE-NNO et SO-NE. Les formations GKS et GGQ sont particulièrement affectées, tandis que les formations GFG et SAC le sont moins. Dans la région de Bobo-Dioulasso, des failles à rejet vertical, orientées SSE-NNO et présentant un rejet d'environ une centaine de mètres, ont été identifiées comme étant à l'origine des sources de Nasso Guinguette.

Sur le plan hydrogéologique, les caractéristiques géométriques des différents aquifères ont été définies, avec une profondeur moyenne de forage de 59,60 m, une épaisseur d'altération moyenne de 24,75 m et une épaisseur d'altération saturée moyenne de 19,55 m. Cependant, des profondeurs plus élevées ont été observées dans les formations GGQ et SAC1, ainsi que des épaisseurs d'altération et d'altération saturée importantes dans le continental terminal. Le niveau statique varie considérablement selon les formations, avec une moyenne de 18,71 m et des valeurs élevées dans le continental terminal. La piézométrie du bassin est influencée non seulement par 34 piézomètres appartenant à l'AEM et situés dans les formations GFG, GGQ et SAC1, mais aussi par 11 piézomètres du RPN, qui présentent une faible densité (1 point/3 500 km²) et une disparité par formation, avec une absence de piézomètres dans les formations GKS, GFB, SQ et CT. Les niveaux piézométriques moyens se situent entre 165 et 635 mètres d'altitude, et l'écoulement global s'effectue du sud-ouest vers le nord-est. Il est important de noter une concordance remarquable entre les crêtes topographiques des principaux bassins versants et les crêtes hydrogéologiques identifiées. De plus, tous les flux d'eau souterraine dans le bassin proviennent des précipitations infiltrées dans les formations sédimentaires au Burkina Faso, et non du Mali. La productivité des aquifères a été évaluée en analysant les paramètres hydrodynamiques tels que le coefficient d'emmagasinement, qui varie de 3×10^{-5} à 3×10^{-2} et indique des nappes libres à semi-captives, ainsi que la transmissivité, avec des valeurs moyennes allant de 10^{-4} à 10^{-3} m²/s, les plus élevées étant observées dans les formations GGQ et SAC1. L'analyse des débits de fin de forage a révélé une moyenne de 10 m³/h, avec les valeurs les plus élevées dans les formations GGQ, SAC1, SAC2 et GFG. La variation des paramètres géométriques et du niveau de la nappe en fonction des débits ne montre aucune corrélation linéaire entre eux. La recharge dans le bassin, évaluée sur une période pluriannuelle, atteint un maximum de 200 à 250 mm/an localement dans la partie sud-ouest, tandis que les valeurs minimales ne dépassent pas 25 mm/an à l'extrême nord. Selon cette méthode, la recharge commence principalement en juillet, atteint un maximum en août et se termine en septembre. Dans l'ensemble, quel que soit la méthode utilisée, on observe un gradient SO-NE. L'étude en cours intitulée "Réalisation du nivellement piézométrique des sources et estimation des quantités d'eau prélevées dans le sédimentaire de l'ouest" (CACI, étude en cours) menée dans le cadre du PAEA DR3 devrait permettre, à son achèvement, une évaluation consolidée des

prélèvements sectoriels des eaux souterraines dans le bassin. Les réserves en eaux souterraines dans le bassin varient non seulement en fonction des programmes, mais leur estimation prend également en compte les paramètres théoriques de coefficient d'emmagasinement et de la porosité efficace.

RECOMMANDATIONS

A titre de recommandations, les attentes particulières formulées pour une meilleure compréhension du comportement des formations aquifères du bassin occidental sont les suivantes.

- ❖ La réalisation d'une prospection géophysique qui permettra de décrire de façon un plus détaillée l'ensemble des formations du bassin sédimentaire. (En cours de réalisation)

- ❖ L'Utilisation d'autre méthode d'évaluation de la recharge sur l'ensemble du bassin occidental autre que la méthode du bilan hydrologique. Notons la ponctualité de la plupart des méthodes utilisées dans le bassin.

- ❖ L'Optimisation et automatisation du réseau de suivi piézométrique des ressources en eau souterraine dans un contexte de Changement Climatique

- ❖ Densification du réseau piézométrique national dans le bassin. 11 piézomètres pour un bassin ayant une superficie estimée à environ 45000km² apparaît comme très insuffisant.

- ❖ La réalisation des forages de très grande profondeur pour une meilleure évaluation de la productivité des différentes formations aquifères. D'après la littérature, l'épaisseur des couches du bassin est estimée à plus de 2000m de profondeur pourtant aucun forage de 500 mètres n'a été réalisé dans le bassin (En cours de réalisation)

- ❖ La réalisation des essais de pompage longue durée lors de la réalisation des forages. Nous disposons très peu valeur de coefficient d'emmagasinement par formation dans le bassin occidental qui pourtant sont obtenu lors des essais de pompages longue durée.

PERSPECTIVES

Le présent travail sera utilisé pour la mise en œuvre des modèles géologique et hydrogéologique dynamiques et opérationnels, utilisables au quotidien par les gestionnaires des ressources en eau du Burkina Faso (DGRE essentiellement) dans le cadre du programmes PAEA. Ainsi les résultats des travaux du PAEA pourront en termes de perspective être utiliser pour consolider le model en cours de réalisation. Il faudra mettre en place un coaching continu au profit du personnel désigné de la DGRE pour une exploitation autonome et durable de cet outil de gestion.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Baratoux, L., Metelka, V., Naba, S., Ouyi, P., Siebenaller, L., Jessell, M. W., ... & Franceschi, G. (2015). Tectonic evolution of the Gaoua region, Burkina Faso: Implications for mineralization. *Journal of African Earth Sciences*, 112, 419-439.

BAYER R., LESQUER A. (1978) – Interprétation des anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest-africain : géométrie d'une suture. Soc. Geol. Fr., séance « chaine panafricaine ».

Boudzoumou, F., Affaton, P., Tairou, M., & Milesi, J. P. (2010). The Pan-African belt of West Africa from lithospheric to crustal scale: review of the available geophysical data. *Tectonophysics*, 492(1-4), 1-13.

Boudzoumou, F., Vandamme, D., Affaton, P., & Gattacceca, J. (2011). Neoproterozoic paleomagnetic poles in the Taoudeni basin (West Africa). *Comptes Rendus Geoscience*, 343(4), 284-294.

BRONNER G., ROUSSEL J., TROMPETTE R. (1980) – Genesis and geodynamic evolution of the Taoudeni cratonic basin (upper Precambrian and Paleozoic) western Africa. In *Dynamics of Plate Interiors*. Geodynamics Series, Vol.1, Amer. Geophys. Union p.81-90.

Castaing, C., Metour, J. L., Billa, M., Donzeau, P., CHEVREMONT, P., Egal, E., ... al. (2003). Carte géologique et minière du Burkina à 1/ 1 000 000 du Burkina Faso. Burkina Faso.

COWI – MCA (2012). Rapport d'état des lieux des ressources en eau du bassin de la Comoé.

COWI – MCA (2012). Rapport d'état des lieux des ressources en eau de l'espace de compétence de l'Agence de l'eau du Mouhoun.

Dakoure, D. (2003). Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudéni (Burkina Faso-Mali) -essai de modélisation (PhD Thesis). Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.

Dakouré, H. (2003). Géodynamique de l'orogénèse éburnéenne en Afrique de l'Ouest. *Annales de la Société géologique du Nord*, 10, 67-79.

Dèdjiho, A., Ouro-Sama, K., Sogoba, B., Wath, N., & Yalo, N. (2016). Caractérisation des matériaux de surface du bassin sédimentaire du Taoudéni (Mali) par spectroscopie infrarouge. *International Journal of Innovation and Applied Studies*, 14(1), 116-129.

Derouane, J. & Dakouré, D. (2007). Hydrogeological structure of the aquifer system in the Taoudeni sedimentary basin, Burkina Faso. In « Aquifer Systems Management: Darcy's Legacy in a World of Impending Water Shortage ». CRC Press, 1st Edition.

Derouane, J. (2008). Modélisation hydrogéologique du bassin sédimentaire (Rapport final) (p. 101). Direction Générale des Ressources en Eau. Ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques.

Deshmukh, M. S., & Taksande, N. G. (2021). Static Water Level Dynamics of Unconfined Aquifer from Sasti Watershed, Central India. *Jour. Geosci. Res*, 6(2), 259-263.

GEOHYDRAULIQUE (1989) - Campagne de forages 1987/1988 et 1988/1989. Descriptif des cuttings. Coupe géologique des forages - *GEOHYDRAULIQUE, juillet 1989, 162 pages*.

Gombert, P. (1998). Synthèse sur la géologie et l'hydrogéologie de la série sédimentaire du sud-ouest Du Burkina Faso, et rapports annexes de détail hydrogéologique de chaque formation. Programme RESO. Sous-programme Ressources en Eau.

Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. (2022). Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability: Full Report (Rapport complet) (3068 p.).

GUICHARD, E., RIEFFEL, J.M. et MOREAU, E. (1969). Étude pédologique de la Haute-Volta : région ouest Sud : notice et carte au 1/500 000. Dakar Hann (SEN) : ORSTOM, Office de la recherche scientifique et technique outre-mer.

HOTTIN, G. et OUÉDRAOGO, O.F. (1975). Notice explicative de la carte géologique à la 1/1.000.000 de la République de Haute-Volta. Direction de la Géologie et des Mines, Haute-Volta.

ILBOUDO, H., & WENMENGA, U. (2009). Note préliminaire sur un indice de minéralisations sulfurées associées aux formations leptynitiques du centre-Est du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat*, 31, 9-20.

INSD. (2020). Cinquième Recensement Général de la Population et de l'Habitation du Burkina Faso/Résultats Préliminaires.

IWACO. (1989). Etude du bilan d'eau du Burkina Faso - Tome 2 : Inventaire des ressources en eau, ministère de l'Eau.

Jessell, W.M., Santoul, J., Baratoux, L., Youbi, N., Ernst, R.E., Metelka, V., Miller, J., Perrouty, S. (2015). An updated map of West African mafic dykes. *Journal of African Earth Sciences*.

- JONQUET P. (1963 a) : Remarques sur les formations sédimentaires de l'Ouest voltaïque. Rapp. Inédit, BRGM, Bobo-Dioulasso.
- JONQUET P. (1963 b) : Prospection des dolomies dans le sédimentaire ouest-voltaïque. Rapp. Inédit BRGM, Bobo-Dioulasso.
- KEITA N. (1981) – Etude géologique des formations sédimentaires du bassin précambrien supérieur et paléozoïque de Taoudéni au Mali sud-oriental dans la région du plateau Dogon. Rapp. Mission. Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, serie x, n°46.
- Kouanda, B. (2019). Modélisation intégrée du complexe Mouhoun supérieur – Sourou dans le contexte de changement climatique. Thèse de doctorat, 2iE Ouagadougou, Burkina Faso.
- Lajaunie, M.-L. (2017). Annexe 1 : Diagnostic sur les Eaux Souterraines. The World Bank.
- Lejeune, Q., & Saeed, F. (2019). Étude de l'impact des changements climatiques futurs sur les ressources en eau au Burkina Faso. *Report produced under the project "Projet d'Appui Scientifique aux processus de Plans Nationaux d'Adaptation dans les pays francophones les moins avancés d'Afrique subsaharienne", Climate Analytics gGmbH, Berlin.*
- LEPRUN, J.C., GUICHARD, E. et MOREAU, E. (1973). Étude pédologique de la Haute-Volta : région ouest Nord : notice et carte au 1/500 000. Dakar Hann (SEN), ORSTOM, Office de la recherche scientifique et technique outre-mer
- 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 Sc.*, 17, 1538-1545.
- MARCELIN, J. et SERRE, J.C., 1971. Notice explicative de la carte géologique au 1/200 000, Banfora-Sindou-Mangodara. Direction de la Géologie et des Mines de Haute-Volta. BRGM ed., Orléans, 35p
- MEA DGRE (2020). Synthèse du suivi des ressources en eau, année 2019.
- Metelka, V., Baratoux, L., Naba, S., & Jessell, M. W. (2011). A geophysically constrained litho-structural analysis of the Eburnean greenstone belts and associated granitoid domains, Burkina Faso, West Africa. *Precambrian Research*, 190(1-4), 48-69.
- Ministère de l'environnement et de l'eau (2001). État des lieux des ressources en eau du Burkina Faso et de leur cadre de gestion.

- MOUSSINE-POUCHKINE A., BERTRAND-SARFATI J. (1978) – Le Gourma : un aulacogène du Précambrien supérieur ? Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t-XX, n°6, 851-857.
- Ouédraogo C. (2000). Synthèse géologique de la région Sud-Ouest du Burkina Faso. Proj. Hydraulique villageoise « 500 forages BAD ». DRH Bobo-Dioulasso.
- Ouédraogo C. (2002). Carte géologique à 1/200 000e du degré carré de Dédougou. (IGB, ed.), BUMIGEB-Bobo, Contrat-Plan 2000-2004. BF.
- Ouédraogo, C. (1983) Etude géologique des formations sédimentaires du bassin précambrien supérieur et paléozoïque du Taoudéni en Haute Volta (Thèse de doctorat). Université de Poitiers, France.
- Ouedraogo, C. (2006). Synthèse géologique de la région Ouest du Burkina Faso (Programme de Valorisation des Ressources en Eau de l'Ouest (P/VREO) No. Rapport définitif). Ouagadougou, Burkina Faso : ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques.
- Pieyns, S. A. (2017). Amélioration de la Connaissance et de la Gestion des Eaux au Burkina Faso. *World Bank: Washington, DC, USA*, 104.
- PSEAU. (2013). Les agences de l'eau au Burkina Faso : capitalisation du processus de mise en place. Récupéré sur https://www.pseau.org/outils/ouvrages/dgre_les_agences_de_l_eau_au_burkina_faso_capitalisation_du_processus_de_mise_en_place_2013.pdf
- Sauret, E. S. G. (2013). Étude des potentialités hydrogéologiques d'une plaine alluviale en relation avec les eaux souterraines et de surface dans un contexte d'agriculture irriguée (Burkina Faso) (Thèse de Doctorat). Université de Liège (ULG), Liège, Belgique.
- Savadogo, N. A., Nakolendousse, S., & Diallo, S. (1997). Étude comparée de l'apport des méthodes électromagnétique MaxMin et électriques dans l'implantation des forages à gros débits dans les régions de socle cristallin du Burkina Faso. *Journal of African Earth Sciences*, 24(1-2), 169-181.
- Sinsin, B., Kampmann, D., Thiombiano, A., & Konaté, S. (2010). Atlas de la Biodiversité de l'Afrique de l'Ouest. *Tome I : Benin. Cotonou & Frankfurt/Main*.
- Sogreah Ingénierie. (1994). Etude des ressources en eau souterraine de la zone sédimentaire de la région de Bobo Dioulasso (No. Rapport final). Ouagadougou, Burkina Faso : Direction des Etudes et de la Planification. Ministère de l'Eau.

SPGE. (2022). L'eau dans le monde. Récupéré le 12 octobre 2022, de <http://www.spge.be/de/l-eau-dans-le-monde.html?IDC=1300>

SYSMIN (1999). Levé géophysique aérienne à haute résolution sur la partie occidentale du Burkina Faso. Magnétisme et spectrométrie gamma. Compagnie Générale de Géophysique. Burkina Faso Projet SYSMIN, Union Européenne Projet 7 ACP BK 074.

Tirogo, J. Y. (2016). *Etude du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère sédimentaire du bassin du Kou au sud-ouest du Burkina Faso* (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI ; Institut international d'ingénierie de l'eau et de l'environnement).

Trompette, R. (1973). Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest), un exemple de sédimentation de craton. Étude stratigraphique et sédimentologique - TOME 2 (Séries 2 et 3) (Thèse de Doctorat). Université de Provence - Aix-Marseille I.

TROMPETTE, R. (1977). Le Précambrien supérieur de la bordure sud du bassin de Taoudéni dans la zone Bobodioulasso-San (Haute-Volta occidentale et Mali méridional). Rapport de mission, inédit (cité dans Ouédraogo, C., 1983).

UNESCO, ONU-Eau. (2020). Rapport mondial des Nations Unies sur la mise en valeur des ressources en eau 2020 : L'eau et les changements climatiques. Paris, UNESCO.

WAXI, "Final Report, P934A -West African Exploration Initiative- Stage 2, Part 6. Craton Wide Syntheses", 2013, non-publié.

ANNEXES

Annexe 1 : Capitalisation des données issue de la BD-OMS de la DGRE. (Source : BD-OMES)

Base de données	Nombre d'ouvrages	Principales données valorisées
COWI_AEPMV	138	Positif / négatif
		Débits
		Profondeur altération saturée
		Profondeur altération
		Niveau statique
		Profondeur ouvrage
		Profondeur équipée
PADSEA	143	Lithologie / géologie
		Débits
		Positif / négatif
		Cote de nappe
		Profondeur forée
		Profondeur altération
		Lithologie / géologie
		Profondeur équipée
Données RESO	721 forages et 151 sources	Niveau statique
		Profondeur d'altération saturée
		Profondeur équipée
		Transmissivité
		Cotes de nappes
		Débits spécifiques
		Profondeur forée
		Epaisseur d'altération
		Lithologie / géologie
		Débits en fin de foration
		Niveaux statiques
Du Projet de l'Hydraulique Villageoise 310 forages/Projet d'appui à la construction de 1000 forages	234./74	Coefficient d'emmagasinement
		Epaisseur altération saturée
		Epaisseur d'altération
		Lithologie / géologie
		Niveau statique
		Débit fin de foration
		Epaisseur d'altération saturées
		Cotes de nappes
Données VREO/PESO	120/480	Positif / négatif
		Profondeur forée
		Cotes de nappes
		Epaisseur d'altération saturées
		Débit fin de foration
		Niveau statique
		Lithologie / géologie
Données RPN DEIE	9	Profondeur forée
		Débits
		Positif / négatif
		Lithologie / géologie
		Cote de nappe
		Niveau statique
		Profondeur d'altération
		Profondeur d'altération saturée
Données sur les forages à gros débits COWI ;		Lithologie
		Débits en fin de foration
		Profondeur altération
ONEA/PNAEPA-MV	100/22	Transmissivités
		Coef. D'emmagasinement

		Profondeur ouvrage
		Lithologie / géologie
		Niveau statique
		Débites
		Débites en fin de foration
		Profondeur altération
PCPEK	207	Epaisseur d'altération
		Lithologie / géologie
		Niveau statique
		Débit fin de foration
		Epaisseur d'altération saturées
		Cotes de nappes
		Positif / négatif
		Profondeur forée
Bilan eau	1834	Epaisseur d'altération
		Lithologie / géologie
		Niveau statique
		Débit fin de foration
		Epaisseur d'altération saturées
		Cotes de nappes
		Profondeur équipée
		Positif / négatif
		Profondeur forée

Annexe 2 : Distributions des paramètres de géométrie par formation (source : BD-OMES)

GI	Nombre de forages	Min.	Max.	Moy.	Écartype	CV	P10	P50	P90
Epaisseur d'altération	67	1,8	76	16,63	14,25	85,68	3,71	13,15	29,6
Profondeur totale	89	1,8	196,05	56,04	45,3	80,84	13,71	46,82	137,23
Epaisseur d'altération saturée	23	0,47	53,92	16,16	13,54	83,77	1	13,32	30,31
GKS	Nombre de forages	Min.	Max.	Moy.	Écartype	CV	P10	P50	P90
Epaisseur d'altération	142	0,8	95	18,81	14,99	79,7	3,56	16,48	37,98
Profondeur totale	179	1,8	209	50,13	32,2	64,23	13,8	51,05	89,41
Epaisseur d'altération saturée	64	0,3	52,7	16,54	12,71	76,82	2,98	15,92	35,58
SAC2	Nombre de forages	Min.	Max.	Moy.	Écartype	CV	P10	P50	P90
Epaisseur d'altération	700	0,8	84	29,14	16,96	58,21	10,79	28,83	54,45
Profondeur totale	715	0,8	207,8	55,1	34,24	62,14	14,53	55,44	104,91
Epaisseur d'altération saturée	380	0,15	64,87	23,39	13,12	56,07	4,72	22,39	41,32
GGQ	Nombre de forages	Min.	Max.	Moy.	Écartype	CV	P10	P50	P90
Epaisseur d'altération	796	0,7	101,42	20,39	16,22	79,53	5,89	21,6	48,6
Profondeur totale	868	0,8	311	54,52	32,43	59,49	19,85	55,3	99,07
Epaisseur d'altération saturée	364	0,14	70,4	13,75	12,1	88,05	1,85	11,15	28,42
GFG	Nombre de forages	Min.	Max.	Moy.	Écartype	CV	P10	P50	P90
Epaisseur d'altération	749	0,68	146	26,02	24,45	93,96	4,87	20,35	71,88
Profondeur totale	754	0,8	239	69,56	43,46	62,48	24,7	67,62	145,2
Epaisseur d'altération saturée	342	0,14	110,28	24,48	20,58	84,08	3,04	18,7	54,21
SAC1	Nombre de forages	Min.	Max.	Moy.	Écartype	CV	P10	P50	P90
Epaisseur d'altération	697	0,5	99	19,43	17,2827	88,9556	3,82	15,885	50,323
Profondeur totale	785	0,8	301	58,71	36,438	62,0656	13,65	60,275	121,62
Epaisseur d'altération saturée	284	0,28	99	15,9	14,8419	93,3654	2,1	10,9	37,1

GFB	Nombre de forages	Min.	Max.	Moy.	Écartype	CV	P10	P50	
Epaisseur d'altération		0,67	56,91	15,14	10,77	71,16	4,958	13,6	30,265
Profondeur totale	169	4,8	139,2	57,28	27,863	48,64	26,8	55,93	94,61
Epaisseur d'altération saturée	67	0,6	48,73	7,112	7,607	106,97	1,336	5,03	13,734
GFR	Nombre de forages	Min.	Max.	Moy.	Écartype	CV	P10	P50	P90
Epaisseur d'altération	324	0,5	119,85	27,16	22,31	82,14	4,16	24,76	64,92
Profondeur totale	329	1,8	159,76	62,51	31,52	50,43	14,76	61,55	110,76
Epaisseur d'altération saturée	138	0,32	95,36	24,48	19,47	79,55	3,37	23,44	49,03
SQ	Nombre de forages	Min.	Max.	Moy.	Écartype	CV	P10	P50	P90
Epaisseur d'altération	23	0,8	117	23,67	18,13	76,59	3,94	21,5	44,2
Profondeur totale	62	4,8	105	53,41	27,45	51,4	11,48	54,68	88,32
Epaisseur d'altération saturée	23	1	81,25	18,95	17,03	89,82	1,65	16,14	29,99
Continental terminal	Nombre de forages	Min.	Max.	Moy.	Écartype	CV	P10	P50	P90
Epaisseur d'altération	388	0,8	118	40,1	24,9	62	8,2	36,8	78,7
Profondeur totale	300	2,8	148	66,9	28,6	42,7	15,7	65,2	104,5
Epaisseur d'altération saturée	237	0,3	82,7	21,5	15,3	71,3	3,7	17,9	42,8
	Nombre de forages	Min.	Max.	Moy.	Écartype	CV	P10	P50	P90
Epaisseur d'altération(m)	4171	0,5	146	24,75	20,4	82,44	3,71	20,35	71,88
Profondeur totale(m)	4297	0,8	311	59,6	36,01	60,41	13,65	55,93	137,23
Epaisseur d'altération saturée(m)	1934	0,14	110,28	19,55	16,14	82,56	1,34	16,14	49,03

Annexe 3 : Distribution des niveaux statiques par formation. (Source : BD-OMES)

Formations	Nbr. De forages	Moy. (m) `	Min.	Max.	Écartype	CV (%)	P10	P50	P90
CT	307	33,89749186	2,8	74,62	14,37978153	42,4213732	15,42	31,1	56,124
Filon doléritique	19	12,37947368	1,8	24,35	8,072267665	65,2068729	2,18	17,05	21,456
GFB	145	17,71793908	1,4	47,35	10,03018992	56,6103647	6,29713978	14,93	33,196
GFG	531	22,34701258	1,5	117,6	15,7310206	70,3942889	6,336	19,035	37,991
GFR	189	17,25571429	0,8	46,71	10,79667207	62,5686766	5,237	12,7	33,17
GGQ	559	16,15354332	0,5	82,5	11,94818935	73,9663683	5,84	14,235	28,31
GI	31	12,2125384	0,8	22,6	5,618285833	46,0042429	6,72075	11,08	20,757
GKS	102	10,75294117	0,8	111	11,35732027	105,620593	3,854	9,12	18,852
SAC1	421	15,42888203	0,4	111,5	12,97417267	84,090167	4,245	12,48	30,94
SAC2	443	13,87363535	0,8	59,5	9,711825605	70,0020244	4,575	11,355	28,499
SQ	31	16,03451613	4,8	39	9,910339328	61,8062887	5,62	13,95	31,165
Synthèse	2778	18,71213248	0,4	117,6	14,03030046	74,9796982	5,267	15	35,602

Annexe 4 : Piézomètre de la DEIE par formation, et principales caractéristiques (source : BD-OMES)

Nom	Formation	X_UTM	Y_UTM	Date min	Date max	NS min (m)	NS max (m)	NS moy (m)	Nbre data
Bondokuy	GGQ	416341	1309597	10-12-04	24-11-20	15.28	17.55	16.30	936
Dingasso F1	SAC2	301968	1294893	18-08-89	28-11-20	0.02	4.74	2.05	1125
Dingasso F2	SAC2	301968	1294893	18-08-89	28-11-20	0.02	4.77	2.03	1155
Gassan	GFG	478320	1417116	15-12-04	30-11-20	0.33	13.93	11.34	1086
Gombio	SAC1	421158	1379049	13-12-04	30-11-20	6.06	17.22	12.56	893
Kossoba	GFR	395344	1366323	09-12-04	29-11-20	3.36	8.14	5.83	1191
Kouka	SAC2	353750	1316095	09-12-04	29-11-20	10.27	18.30	14.84	953
Nafona F1	GI	309189	1181375	01-12-85	29-11-20	1.36	11.88	8.75	1058
Nafona F2	GI	309174	1181363	01-12-85	29-11-20	1.40	12.13	8.94	983
Nouna	SAC2	404716	1407184	21-02-05	30-11-20	0.66	7.48	4.16	1196
Tansila	GFB	356273	1374045	21-02-05	29-11-20	7.11	15.33	10.27	992
Toungo	GFB	359776	1365265	18-11-08	30-11-20	1.92	9.50	6.41	652

Annexe 5 : Caractéristiques de piézomètres opérationnels du réseau de suivi AEM (source : BD-OMES)

Nom	Formation	X_UTM	Y_UTM	Date min	Date max	NS min (m)	NS max (m)	NS moy (m)	Nbre data
F4	GFG	352295	1222948	12-08-94	28-05-21	16.81	22.28	19.07	166
P03	GFG	365525	1239708	08-11-87	28-05-21	1.18	4.72	3.29	168
P14	SAC1	355106	1247312	23-01-95	28-05-21	83.57	87.44	85.34	153
P26Bis	SAC1	342406	1233144	12-01-07	28-05-21	28.22	29.38	28.51	102
P31	GFG	356068	1232672	24-01-95	28-05-21	18.78	22.53	20.62	161
P34bis	GFG	355517	1230921	12-01-07	28-05-21	4.90	9.87	7.33	105
P35	GFG	354022	1227729	06-09-94	28-05-21	11.80	16.43	14.28	172
Pkoumi	GGQ	344112	1230765	27-06-18	28-05-21	25.05	26.55	25.57	16
PNaso1	SAC1	343364	1238333	27-06-18	28-05-21	0.29	1.69	1.06	16
PNaso2	SAC1	343363	1238335	27-06-18	28-05-21	0.61	2.09	1.50	16
PNaso3	SAC1	343411	1238374	27-06-18	28-05-21	1.60	3.80	3.00	15
Pz02	GFG	353109	1230734	06-09-94	28-05-21	3.65	7.95	6.35	161
Pz05	GGQ	363855	1250421	30-08-94	28-05-21	10.98	12.96	12.12	174
Pz07bis	SAC1	342806	1237586	22-07-93	28-05-21	0.86	2.81	2.07	158
Pz08	SAC1	342964	1237361	23-11-93	28-05-21	0.10	0.92	0.40	170
Pz10	SAC1	342452	1236745	22-07-93	28-05-21	4.00	4.68	4.29	177
Pz11	SAC1	342232	1237360	22-07-93	28-05-21	8.19	9.56	9.03	171
Pz12	SAC1	360758	1253340	30-08-94	29-04-21	16.69	20.77	19.34	169
Pz15	GGQ	343476	1237469	06-08-93	28-05-21	4.14	7.26	5.61	172
Pz16	GGQ	343645	1237227	27-07-93	28-05-21	4.31	9.24	7.27	180
Pz18	SAC1	342267	1235213	22-07-93	28-05-21	18.77	19.95	19.28	171
Pz20bis	SAC1	341998	1236857	22-07-93	28-05-21	11.60	12.60	11.99	166
Pz22	SAC1	342558	1237967	26-07-93	28-05-21	8.71	9.82	9.36	178
Pz23	SAC1	343523	1238273	22-07-93	28-05-21	2.70	6.81	4.19	166
Pz29	GGQ	353807	1236349	30-04-08	28-05-21	58.74	66.43	63.30	84

Annexe 6 : Données disponibles de coefficients d'emmagasinement (source : BD-OMES)

Code / nom	X_UTM	Y_UTM	Coeff emmagas.	Formation
PZ Kangala	256089	1213328	0.0368	GGQ
Forage BOAD (PZ Darsalami)	350648	1221149	0.00381	GFG
97/RESO/140	265363	1227551	0.00261	GGQ
Satiri Piézo	386656	1264383	0.00226	GGQ
F3 (ERES)	343423	1237507	0.00055	SAC1
Pz15	343476	1237469	0.00055	GGQ
Pz13	352264	1222917	0.00015	GFG

P13	352334	1223145	0.0001	GFG
FORAGE BOAD (PZ)	247559	1225841	0.000035	GGQ
97/RESO/263	280278	1215616	0.0000292	GGQ

Annexe 7 : Distribution de la transmissivité par formation (source : BD-OMES)

Formation	Transmissivités (m ² /s)			Nombre pts
	Moyenne	Min	Max	
CT	4.3E-04	3.7E-06	2.0E-03	64
GFB	6.0E-04	3.9E-04	8.0E-04	2
GFG	4.7E-04	1.0E-06	1.0E-02	177
GFR	6.7E-04	2.6E-06	2.0E-02	85
GGQ	2.4E-03	1.0E-06	6.0E-02	234
GI	4.3E-04	5.6E-06	1.4E-03	14
GKS	1.5E-04	3.0E-06	2.7E-03	25
SAC1	2.1E-03	6.1E-07	7.4E-02	248
SAC2	8.3E-04	8.3E-07	2.2E-02	105
SQ	1.4E-03	3.8E-05	8.0E-03	11

Annexe 8 : Distribution de la transmissivité par classe de valeur (logarithmique) et par formation

T (m ² /s) : % par classe						
Formation	10-7 à 10-6	10-6 à 10-5	10-5 à 10-4	10-4 à 10-3	10-3 à 10-2	10-2 à 10-1
CT	0%	2%	19%	64%	16%	0%
GFB	0%	0%	0%	100%	0%	0%
GFG	0%	15%	40%	34%	11%	1%
GFR	0%	7%	44%	40%	8%	1%
GGQ	0%	8%	29%	38%	21%	5%
GI	0%	7%	36%	36%	21%	0%
GKS	0%	24%	68%	4%	4%	0%
SAC1	1%	13%	31%	39%	10%	6%
SAC2	1%	10%	30%	41%	17%	1%
SQ	0%	0%	18%	55%	27%	0%

Annexe 9 : Distributions des débits par formation. (Source : BD-OMES)

Formations	Moyenne	Min.	Max.	Nombres	Ecart-type
CT	9,7	0,1	50	400	8,96
DOL	4,7	0,22	21,60	35	4,46
GFB	8,9	0,19	58	178	10,86
GFG	11,2	0,1	203	647	20,42
GFR	5,9	0,1	50	280	7,16
GGQ	11,1	0,2	415	827	30,58
GI	5,4	0,30	39	48	7,41
GKS	4,5	0,23	19,8	205	4,57

SAC1	11,0	0,1	350	671	28,82
SAC2	11,4	0,1	260	598	17,61
SQ	9,5	0,1	40	112	8,25
Total	10,04	0,1	415	4001	21,70

Annexe 10 : Reserve exploitable en zone sédimentaire (source : Programme RESO).

Formation	Affleurement (Mm ³)	Sous recouvrement (Mm ³)	Total série (Mm ³)
Grès inférieurs	1 000	10	1 010
Grès de Kawara-Sindou	9 920	80	10 000
Grès fins glauconieux	10 790	50	10 840
Grès à granules de quartz	27 325	155	27 480
Siltstones-argilites-carbonates	21 130	100	21 230
Grès fins roses	7 870	90	7 960
Schistes de Toun	36 010	50	36 060
Grès de Koutiala/Fo-Bandiagara	2 450	0	2 450
Total série sédimentaire	116 495	535	117 030

Annexe 11 : Synthèse des évaluations existantes de la recharge dans le sédimentaire de l'ouest du Burkina Faso

Zone d'étude	Auteur	Méthode	Échelle temporelle	Échelle spatiale	Données utilisées	Recharge (mm/an)
Bassin sédimentaire de la région de Bobo-Dioulasso	Sogreah Ingénierie	Bilan hydrique	1930-1940	Bassin versant du Kou	Pluie, RFU, ETR, Ruis, ΔS	248
Bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudéni (BURKINA FASO - MALI)	Denis Dakouré	Bilan de Thornthwaite	1981-1990	Bassin versant du Kou	Pluie, RFU, ETR, Ruis, ΔS	75 à 120
		Cubature des variations piézométriques	1997-1998	Bassin versant du Kou	Données piézométriques, porosité de drainage	16
		Modèle hydrologique à réservoirs (O'Donnell)	1961-1991	Bassin versant de Kou	P, ETP, Ruis, Qbase	127
		Modélisation hydrodynamique des écoulements souterrains	1995 à 1999	Bassin de Taoudéni (1/3 au Burkina Faso + 2/3 au Mali)	Géométrie du réservoir, les conditions aux limites et les paramètres structuraux du système aquifère	0 à 47

Bassin du sédimentaire de l'ouest du Burkina Faso	Johan Derouane	Modélisation hydrogéologique – Modflow 2000	2005 - 2008	Zone sédimentaire de l'Ouest	-	-
Portion du bassin du Kou	Elie Serge Gaëtan SAURET	Bilan hydrique selon ETP Thornthwaite	1961-2010	Portion du bassin du Kou	Pluie, RFU, ETR, Ruis, ΔS	6 à 119
		Bilan hydrique selon FAO 56 de Penman-Monteith	1961-2011	Portion du bassin du Kou	Pluie, RFU, ETR, Ruis, ΔS	2.3 à 62
Bassin du Kou	Justine Tirogo	Bilan hydrique selon ETP Thornthwaite	1961-2014	Bassin versant du Kou	Pluie, RFU, ETR, Ruis, ΔS	79 à 202
		Fluctuations des niveaux piézométriques	1995 - 2014	Bassin du Kou	Piézomètres, porosité de drainage	4 à 105
Mouhoun supérieur-Sourou	Bouraima KOUANDA	4 modèles type filtre numérique récursif (Recursive Digital Filters = RDF) / bilan hydrique	1960-2013	Mouhoun sup (Samendeni et Nwokuy)	Débit de base, conductivité électrique	38 à 52
		Modélisation hydrologique (modèle SWAT) / bilan hydrique	1963-2013	Mouhoun sup (Samendeni et Nwokuy)	Données d'occupation du sol, types de sol, topographiques, climatiques, hydrométriques	124 à 170