

RESEARCH ARTICLE

**Caracterisation hydrogeochimique des
eaux karstiques a Mbanza-Ngungu (RDC)**

AUTHORS

**Junior SAVU LUTETE
Roland Kakule Kasereka
Valentin Nkula Kanda
Succes Malundama Kutangila
Clement Umba-di-Mbudi N'zau**



ARTICLE DE RECHERCHE

Article Info.:

Reçu : le 29/07/2026

Accepté : le 25/09/2026

Publié : le 26/09/2026

CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE DES EAUX DES FORMATIONS KARSTIQUES AU SUD DE MBANZA-NGUNGU, REPUBLIQUE DEMOCRATIQUE DU CONGO

Junior Savu Lutete^{1,4,*}, Roland Kakule Kasereka^{2,3}, Valentin Nkula Kanda^{1,2}, Succès Malundama Kutangila^{1,4}, Clément Umba-di-Mbudi Nzau^{1,4}

<https://doi.org/10.70237/jafrisci.2026.v3.i11.06>

Résumé

Cette étude caractérise les eaux associées aux formations karstiques du sud de Mbanza-Ngungu, dans le bassin versant du Kwilu, au Kongo Central (RD Congo). Elle vise à préciser les contrôles lithologiques, structuraux et anthropiques de la minéralisation des eaux souterraines et de surface. L'approche méthodologique combine observations de terrain, analyses pétrographiques et minéralogiques, mesures physico-chimiques, hydrochimie des ions majeurs, indices de saturation, ACP et Classification Hiérarchique Ascendante. Les formations étudiées appartiennent au Sous-groupe de Lukala et sont dominées par des roches carbonatées et niveaux silicoclastiques. Les eaux sont faiblement à modérément minéralisées, avec un pH neutre à alcalin, une conductivité moyenne de 353,91 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et une teneur moyenne en HCO_3^- de 114,75 mg/L. Le faciès dominant, bicarbonaté calcique à calco-magnésien, traduit la dissolution des carbonates, confirmée par les corrélations $\text{CE}-\text{HCO}_3^-$, $\text{CE}-\text{Ca}^{2+}$ et $\text{CE}-\text{Mg}^{2+}$, ainsi que par les indices de saturation négatifs. L'ACP confirme un contrôle géogénique majeur porté par Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Sr^{2+} et Si, tandis que Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , Na^+ , K^+ et SO_4^{2-} signalent des influences secondaires. La CHA distingue trois groupes d'eaux, traduisant une minéralisation carbonatée dominante, une recharge récente et des anomalies locales. Ces résultats soulignent la vulnérabilité hydroenvironnementale des aquifères karstiques étudiés.

Mots-clés: Hydrogéochimie, Eaux souterraines, Dissolution des roches, Mbanza-Ngungu, RD Congo

Abstract

This study characterizes waters associated with the karst formations of southern Mbanza-Ngungu, within the Kwilu watershed, Kongo Central Province (DR Congo). It aims to determine the lithological, structural and anthropogenic controls governing the mineralization of groundwater and surface water. The methodological approach integrates field observations, petrographic and mineralogical investigations, physicochemical measurements, major-ion hydrochemistry, saturation indices, Principal Component Analysis and Hierarchical Cluster Analysis. The investigated formations belong to the Lukala Subgroup and are dominated by carbonate rocks and siliciclastic interbeds. The waters are weakly to moderately mineralized, with neutral to alkaline pH, a mean electrical conductivity of 353.91 $\mu\text{S}/\text{cm}$ and an average HCO_3^- concentration of 114.75 mg/L. The prevailing $\text{Ca}-\text{HCO}_3$ to $\text{Ca}-\text{Mg}-\text{HCO}_3$ hydrochemical facies reflects carbonate dissolution, supported by $\text{CE}-\text{HCO}_3^-$, $\text{CE}-\text{Ca}^{2+}$ and $\text{CE}-\text{Mg}^{2+}$ correlations, together with negative saturation indices. PCA indicates a dominant geogenic control involving Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Sr^{2+} and Si, whereas Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , Na^+ , K^+ and SO_4^{2-} reflect secondary influences. HCA discriminates three water groups corresponding to carbonate-dominated mineralization, recent recharge and local anomalies. Overall, the results highlight the hydroenvironmental vulnerability of these tropical karst aquifers, particularly where rapid infiltration may enhance the transfer of surface-derived contaminants to groundwater resources within the study area.

Keywords: Hydrogeochemistry, Groundwater, Carbonate rock dissolution, Mbanza-Ngungu, DR Congo

1. Introduction

Les aquifères karstiques constituent l'une des principales ressources en eau douce à l'échelle mondiale, tout en figurant parmi les systèmes hydrogéologiques les plus complexes et vulnérables. Leur fonctionnement est dominé

par des interactions eau-roche rapides au sein de formations carbonatées hautement perméables, où la dissolution de la calcite et de la dolomite contrôle en grande partie la signature hydrochimique des eaux souterraines [1-3].

Dans ces environnements, la chimie des eaux est

Correspondant : junlutete01@gmail.com (J. S. Lutete)

Copyright : © The Author(s) Published under a Creative Commons Attribution 4.0 International Licence (CC BY 4.0)

¹ Mention Géosciences, Faculté des Sciences et Technologies, Université de Kinshasa, Kinshasa, République Démocratique du Congo

² Centre des Recherches Géologiques et Minières, Kinshasa, République Démocratique du Congo

³ Mention Géographie et Sciences de l'Environnement, Faculté des Sciences, Université Pédagogique Nationale, Kinshasa, République Démocratique du Congo

⁴ Groupe Géo-Hydro-Energie, Faculté des Sciences et Technologies, Université de Kinshasa, Kinshasa, République Démocratique du Congo

généralement caractérisée par des faciès bicarbonatés calciques et magnésiens ($\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$), résultant de processus de dissolution pilotés par le CO_2 et les conditions hydrodynamiques [4,5]. Toutefois, cette signature peut être significativement modifiée par des processus secondaires, notamment les échanges ioniques, l'altération des silicates ainsi que les apports anthropiques, en particulier dans les zones soumises à une pression croissante liée aux activités agricoles, urbaines et industrielles [3], [6-9].

La forte connectivité hydraulique, la circulation rapide des eaux et la faible capacité de filtration naturelle confèrent aux aquifères karstiques une vulnérabilité élevée aux contaminations diffuses. Ces caractéristiques posent des défis majeurs pour la gestion durable des ressources en eau, en particulier dans les contextes soumis à une forte pression anthropique et à des conditions hydrogéologiques favorisant les transferts rapides des contaminants [10, 11]. Dans ce cadre, l'identification des processus contrôlant la minéralisation des eaux souterraines apparaît essentielle pour distinguer les contributions géogéniques naturelles de celles anthropiques.

2. Cadres géographique, géologique et paysage

Karstique de la zone d'étude

2.1. Contexte géographique

La zone d'étude est située au sud de la ville de Mbanza-Ngungu (Ancienne Thysville), entre $14^\circ47'00''$ et $14^\circ55'00''$ de longitude Est et $5^\circ13'00''$ et $5^\circ20'00''$ de latitude Sud, dans la province du Kongo Central, en République Démocratique du Congo (RDC) (Figure 1).

Les conditions climatiques y sont celles tropicales humides marquées par une pluviométrie annuelle moyenne d'environ 1452,9 mm [12-14].

2.2. Cadre géologique

Sur le plan lithostratigraphique, la région sous étude appartient au Groupe Ouest-Congolien de [3], [15] et [16] renommé plus récemment « Groupe des Cataractes » [17,18] ; lequel est subdivisé, de bas en haut, en quatre sous-groupes : Sansikwa, Haut-Shiloango, Lukala et Mpioka. Les roches carbonatées concernées dans cette étude appartiennent au Sous-groupe de Lukala, correspondant à l'ancien Schisto-Calcaire (Figure 2). Celui-ci fut initialement subdivisé, de bas en haut, en quatre unités lithostratigraphiques, de CI à CIV, par [19], et ensuite réorganisé en cinq formations, de C1 (Formation du Kwilu) à C5 (Formation de Bangu), en passant par C3 (Formation de Luanza) et C4 (Formation de Lukunga) par [20].

2.3. Paysage karstique

Dans la zone d'étude, le développement karstique est particulièrement marqué au sein de la Formation de Lukunga (C4, Unité CII), d'épaisseur d'environ 300 m [21] et [16], constituée principalement de calcaires, de dolomies et de niveaux silicoclastiques interstratifiés. La Formation C5, dont la base est caractérisée par des brèches calcaires, participe également à l'organisation lithologique et structurale du système karstique régional [21, 22].

A ce contexte lithologique et structural s'ajoutent les conditions climatiques tropicales humides de la région évoquées plus haut qui favorisent une altération chimique intense des roches carbonatées, contribuant au développement de systèmes karstiques dynamiques, hétérogènes et anisotropes, dans lesquels la circulation de l'eau est fort tributaire de l'organisation interne du massif rocheux.

En effet, les discontinuités structurales (fissures, fractures, joints, plans de stratification, etc.) constituent des zones de faiblesse du massif rocheux, et jouent ainsi le rôle des voies préférentielles de circulation des eaux souterraines, conduisant ainsi à la formation des réseaux karstiques.

Le Kongo Central, a fait l'objet de nombreuses investigations karstologiques et spéléologiques depuis de nombreuses décennies. Les travaux pionniers sont ceux de [23], complétés par ceux de [13], [24-26] qui ont conduit à des descriptions ponctuelles, notamment la présence, dans la région de Mbanza-Ngungu, d'un important réseau karstique constitué de nombreuses grottes, pertes, résurgences et conduits souterrains. (Figure 3). L'ensemble de ces recherches, outre qu'il a contribué à mieux comprendre la genèse, la morphologie et le fonctionnement hydrologique des systèmes karstiques développés dans les formations carbonatées du Sous-groupe de Lukala, a démontré la complexité des circulations souterraines dans les karsts tropicaux couverts, fortement contrôlées par les structures tectoniques et les propriétés lithologiques des roches carbonatées.

Les explorations récentes menées dans le cadre du projet GeoRes4Dev [27], et les travaux de [28], ont permis d'enrichir considérablement l'inventaire des cavités karstiques de la région allant de Mbanza-Ngungu à Songololo (Figure 4), tout en précisant leurs caractéristiques géologiques, géomorphologiques et hydrogéologiques ainsi que leur intérêt écologique (présence d'une faune endémique faite de poissons aveugles : *Caecobarbus geertsii*) [29, 30].

Il faut signaler que très peu d'analyses hydrogéochimiques ont été entreprises dans cet environnement karstique où les infiltrations d'eau favorisent à la fois la dissolution des carbonates, l'altération éventuelle des phases silicatées, les échanges ioniques et le transfert rapide d'éléments dissous. Ainsi, la fracturation du massif carbonaté contrôle non seulement la dynamique des écoulements souterrains, mais aussi les interactions eau-roche et l'évolution hydrochimique des eaux karstiques [31, 32].

Dans un tel contexte, l'analyse hydrogéochimique constitue un outil essentiel pour comprendre l'origine et l'évolution de la minéralisation des eaux. L'étude conjointe des paramètres physico-chimiques, des ions majeurs, des indices de saturation et des diagrammes hydrochimiques permet d'identifier les sources des éléments dissous et de préciser les mécanismes contrôlant la composition chimique des eaux. Cette démarche est particulièrement pertinente dans les formations carbonatées néoproterozoïques du Groupe Ouest-Congolien, dont les caractéristiques lithostratigraphiques et géochimiques ont été documentées

par [33, 34]. Cette approche permet de différencier les processus géogéniques des influences anthropiques. Toutefois, les rares travaux menés dans la région se sont limités à des aspects géochimiques ponctuels, notamment à la concentration du fer dans les eaux karstiques [35], sans proposer une interprétation intégrée de l'origine et de l'évolution de leur composition chimique. La caractérisation hydrogéochimique des eaux karstiques du sud de Mbanza-Ngungu demeure ainsi insuffisante, particulièrement en ce qui concerne l'identification des sources des éléments dissous et des mécanismes contrôlant leur minéralisation. Dans ces aquifères fortement fracturés, celle-ci peut être gouvernée par la dissolution des carbonates, l'altération éventuelle des phases silicatées et les échanges ioniques le long des fissures, des fractures et des conduits karstiques. À ces processus naturels peuvent se

superposer des apports liés aux activités agricoles, à l'urbanisation progressive et aux rejets domestiques, susceptibles d'accroître les teneurs en nitrates, en chlorures et en d'autres indicateurs de pollution. [10], [36, 37].

La présente étude vise donc à élucider le contenu hydrochimique des eaux associées aux formations karstiques du sud de Mbanza-Ngungu. Elle poursuit plus spécifiquement trois objectifs : (1) déterminer les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des formations carbonatées karstifiées ; (2) évaluer la qualité physico-chimique et hydrochimique des eaux souterraines et de surface associées au système karstique ; (3) identifier les principaux mécanismes (d'ordres naturel et anthropique locaux) de minéralisation des eaux.

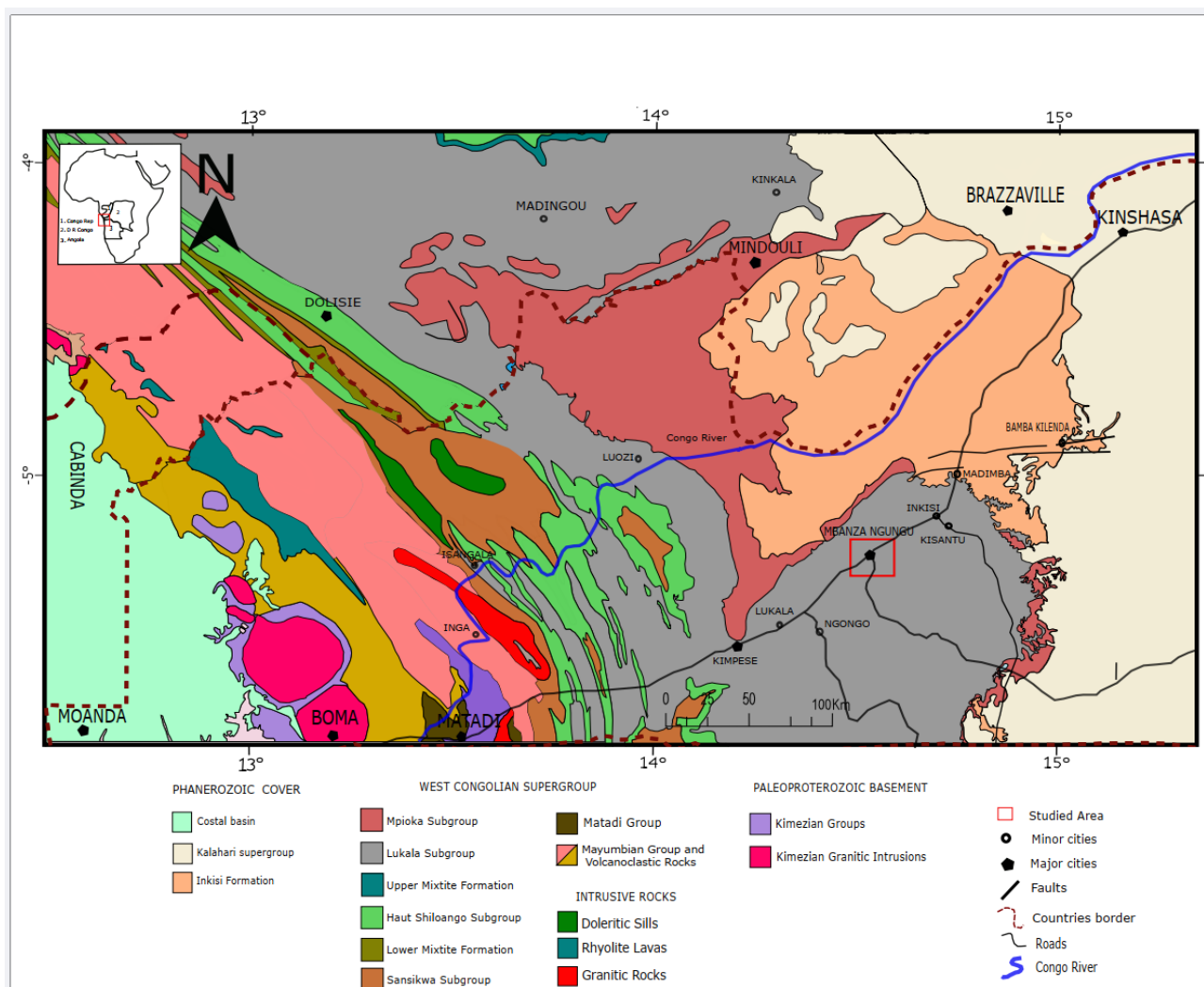


Figure 1 : Carte géologique du Kongo Central localisant la zone d'étude (carré en rouge) (modifiée par Lutete d'après [21]).

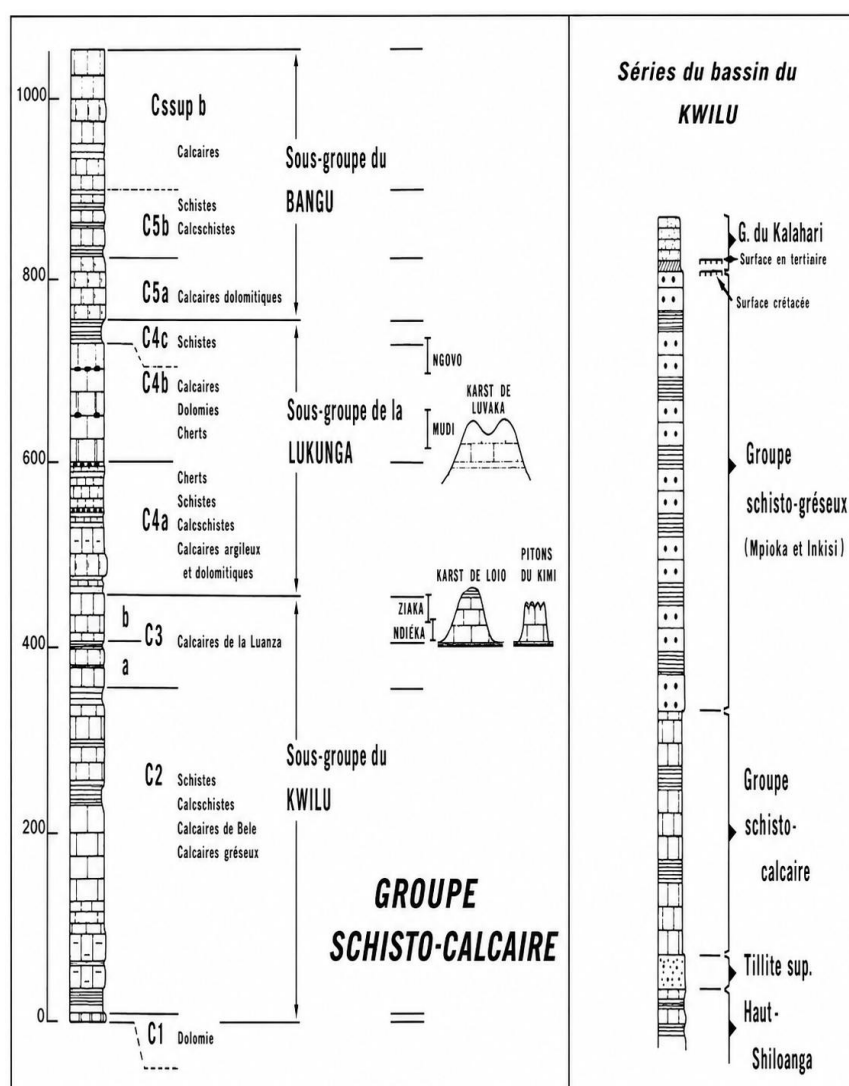


Figure 2 : Lithostratigraphie du Sous-Groupe de Schisto-Calcaire (d'après [13])

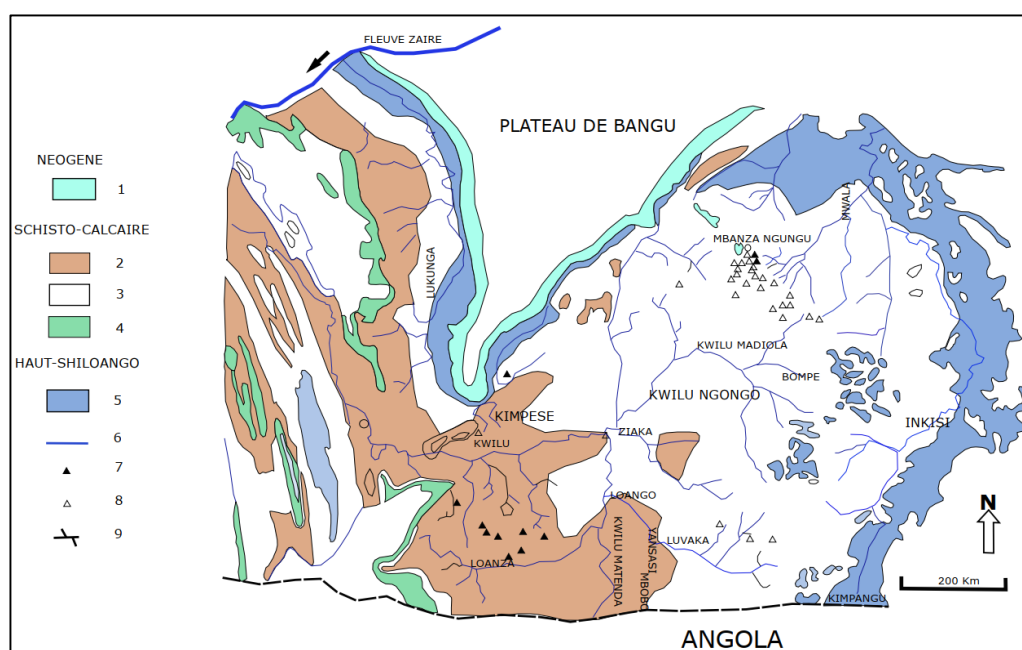


Figure 3 : Karst du Kongo Central localisé sur Carte géologique, feuille de Ngungu (Lutete, modifiée de [26]). Avec 1 : Sable du Kalahari supérieur (So) ; 2 : Faisceau du Kwilu (CI) ; 3 : Formation de la Lukunga (CII) ; 4 : Formation de Sekelelo (Sh2) ; 5 : Formation de Bangu (CIII) ; 6 : Limite Schisto-calcaire ; 7 : Grottes [23] ; 8 : Grotte ; 9 : Relief résiduels.

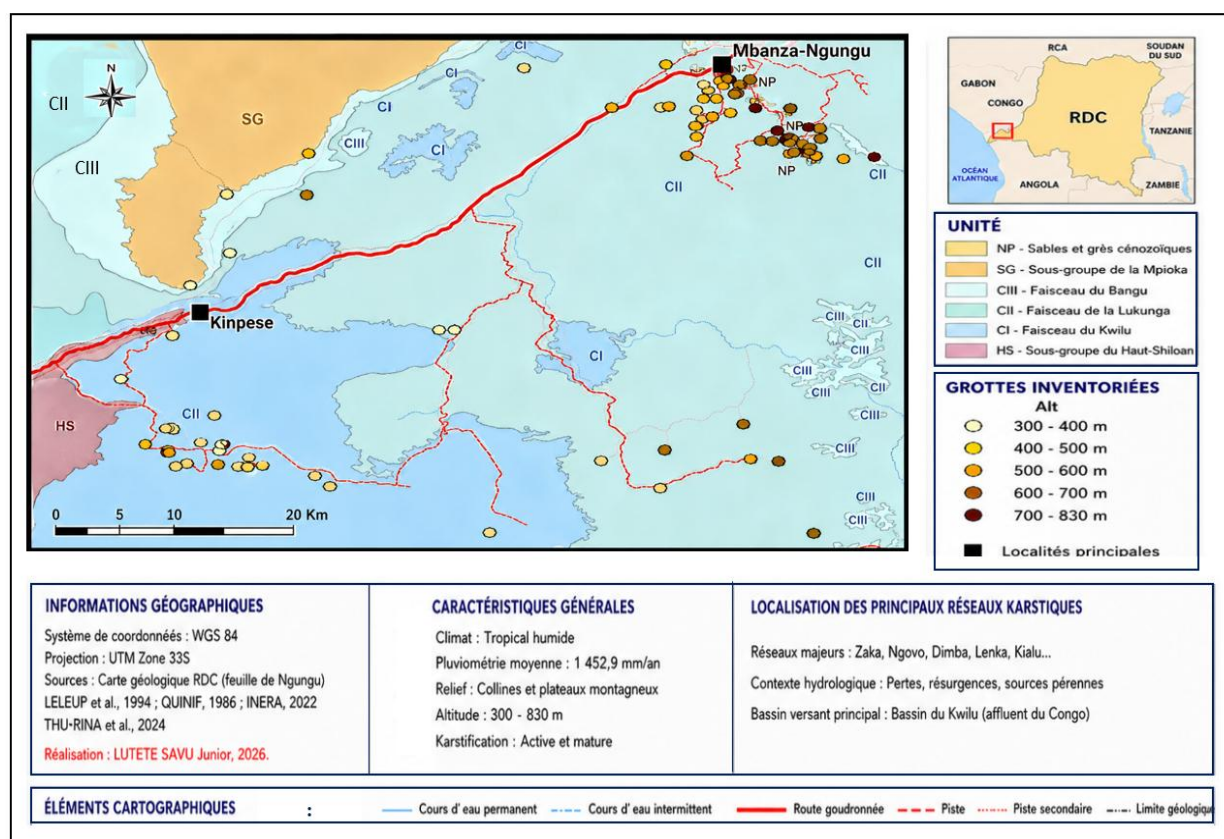


Figure 4 : Carte d'inventaire des cavités karstiques récentes géoréférencées (Lutete, modifiée d'après [28]).

3. Matériels et Méthodes

La réalisation de cette étude est passée par les trois étapes inhérentes à la géologie : Etapes de bureau, de terrain et de laboratoire.

3.1. Au bureau

Nous avons procédé à la revue critique des écrits antérieurs en rapport avec notre étude.

3.2. Etape de terrain

Les investigations ont été conduites dans le bassin versant principal du Kwilu, interconnecté à d'autres bassins secondaires par des écoulements souterrains en milieu karstique ; cela, suivant quatre axes hydro-karstiques représentatifs : Ndundu-Mbemba, Nkazu-Lumpatupatu, Kadiapemba-Ngovo et Mbuzi-Nkinkoko-Nkieza (Figure 5). Ces axes ont été retenus afin de couvrir différents contextes hydrologiques et géomorphologiques, notamment les sources, pertes, résurgences, cours d'eau karstiques, cavités et chutes souterraines.

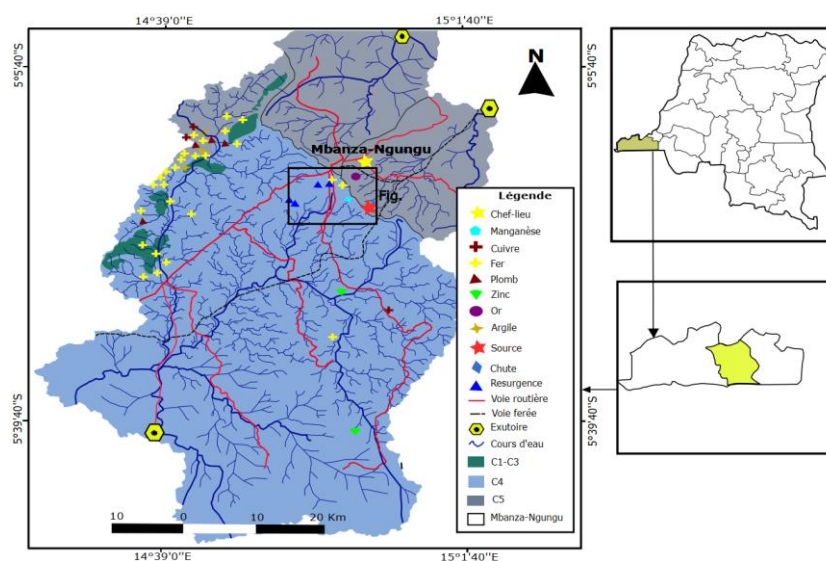


Figure 5 : Présentation des bassins versants étudiés.

Le parcours du terrain nous a permis de faire des observations géologiques de surface et souterraines accompagnées de prélèvements d'échantillons d'eau pour en déterminer les paramètres physico-chimiques (notamment le pH, la conductivité électrique, la température et l'oxygène dissous) et de roches en vue de leur caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique.

3.2.1. Équipements d'échantillonnage d'eau et de mesure *in situ*

Les prélèvements d'eau ont été réalisés à l'aide de seringues stériles de 10 mL munies de filtres membranaires de 0,45 μm , afin d'éliminer les particules en suspension et de ne conserver que la fraction dissoute. Les échantillons filtrés ont ensuite été conditionnés dans des flacons en

polyéthylène de 250 mL et de 15 mL, préalablement rincés à l'eau distillée. Les paramètres physico-chimiques ont été mesurés directement *in situ* à l'aide d'un multiparamètre portable. Les bicarbonates (HCO_3^-) ont été déterminés sur le terrain par titrage acidimétrique au moyen d'une burette de 25 mL, de béchers en Pyrex et d'une solution normalisée d'acide chlorhydrique. Après ces mesures, les échantillons destinés à l'analyse des cations ont été acidifiés avec de l'acide nitrique concentré (HNO_3), afin de prévenir leur précipitation et de préserver leur composition chimique pendant le transport. L'ensemble des échantillons a été conservé dans des glacières isothermes munies d'accumulateurs de froid jusqu'à leur acheminement au laboratoire (Figure 6).



Figure 6 : Equipements de mesure et conservation des échantillons hydrochimiques.

3.2.2. Instrumentation géologique et de lever topographique souterrain

La caractérisation géologique des affleurements et des cavités karstiques a consisté à : (1) décrire macroscopiquement les échantillons de roches en vue de l'identification des différents lithofaciès ; (2) de prélever des mesures géométriques (direction et pendage) des structures et des discontinuités des formations ; (3) de repérer les stations d'observation et d'échantillonnage ; (4) d'effectuer le lever topographique souterrain des cavités karstiques.

L'équipement élémentaire du terrain (marteau de géologue, boussole géologique de précision, mètre ruban, loupe de poche, GPS), complété par un équipement spéléologique adapté pour les investigations souterraines (un télémètre laser de type disto pour les mesures de distance, de profondeur et de hauteur dans les cavités, casque, systèmes d'éclairage, des cordes, des harnais et du matériel de

progression verticale) permettant d'accéder en toute sécurité aux gouffres, avens et conduits karstiques, afin d'y réaliser les observations géologiques, les mesures topographiques et le prélèvement d'échantillons d'eau.

3.3. Etude de laboratoire

Les échantillons de roches ont fait l'objet d'analyses pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Les observations microscopiques ont été réalisées sur lames minces et sections polies ; tandis que les analyses chimiques par fluorescence X ont été effectuées au CREN-K. D'autres analyses chimiques par fluorescence X et analyses minéralogiques par diffraction des rayons X ont été réalisées au laboratoire de Physique de la Faculté des Sciences, à l'Université de Kinshasa.

Concernant les échantillons d'eaux, un total de 27 échantillons prélevés dans différents contextes hydrologiques, notamment des sources, des pertes, des

résurgences et des chutes souterraines ont été sélectionnés, après filtration, conditionnement et conservation sous chaîne du froid, pour analyses hydrochimiques au laboratoire d'hydrochimie de Besançon (France) en vue de la détermination des cations majeurs et certains éléments traces par ICP-AES/ICP-MS et les anions majeurs par chromatographie ionique. La fiabilité des résultats analytiques a été vérifiée au moyen de blancs de terrain et de laboratoire, de duplicatas, du contrôle des limites de détection et de quantification, ainsi que de l'évaluation des incertitudes analytiques, conformément aux procédures d'assurance et de contrôle qualité du laboratoire.

Les diffractogrammes ont été traités à l'aide du logiciel Phywe Measure 4, sur la base des pics diagnostiques définis par l'angle 2θ , la distance interréticulaire d (Å) et l'intensité (I) des réflexions.

Le traitement des données a été réalisé à l'aide de logiciels spécialisés. Microsoft Excel et XLSTAT ont été utilisés pour l'organisation des bases de données et les traitements statistiques préliminaires, tandis que RStudio et Python ont servi aux analyses statistiques complémentaires et aux traitements graphiques. Les logiciels ArcGIS et QGIS ont permis les analyses cartographiques et spatiales. L'interprétation hydrochimique s'est appuyée sur les diagrammes de Piper, Stiff et Stabler, les corrélations de Pearson, l'indice chloro-alkalin modifié et les indices de saturation vis-à-vis des principales phases minérales. Ces outils ont permis de caractériser les faciès hydrochimiques, d'identifier les mécanismes de minéralisation et de

distinguer les contributions géogéniques des influences anthropiques.

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) et la Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) ont permis de préciser les relations entre les paramètres physico-chimiques et les ions majeurs, ainsi que de discriminer les principaux facteurs contrôlant la variabilité chimique des eaux. L'intégration de ces approches permet de distinguer les contributions géogéniques dominantes, liées à la dissolution des formations carbonatées, des influences anthropiques locales affectant ponctuellement le système karstique étudié.

4. Résultats

4.1. Analyses pétrographiques

4.1.1. Description macroscopique

Les observations de terrain réalisées sur 29 stations (Figure 7) et réparties le long de quatre coupes géologiques principales (Tableau 1), mettent en évidence une nette prédominance de lithofaciès carbonatés dans la région d'étude ; lesquels sont principalement représentés par des calcaires gris sombre à gris clair, des calcaires lités, des calcaires dolomitiques et des dolomies, localement associés à des intercalations silicoclastiques de type shale. Cette diversité lithologique traduit l'organisation hétérogène des formations du Sous-groupe de Lukala et constitue un facteur important dans le développement de la karstification. Les données des quatre coupes géologiques réalisées couplées aux résultats d'analyses microscopiques ont conduit à l'élaboration des logs lithostratigraphiques (Figure 8) et de l'esquisse géologique de la région sous étude (Figure 10)

Tableau 1 : Synthèse lithostratigraphique de quatre coupes géologiques réalisées

Coupe	Stations d'observation	Lithofaciès dominants	Caractéristiques texturales et interprétation
I	MB1 à MB7, MB29	Calcaires gris sombre à gris clair, calcaires lités et dolomitiques	Dominance de micrites compactes à grains fins, traduisant un environnement de dépôt calme et une diagenèse carbonatée localement marquée par la dolomitisation.
II	MB8 à MB12, MB24	Calcaires gris sombre à gris clair, localement dolomitiques	Micrites homogènes témoignant de la continuité des conditions de sédimentation carbonatée, avec une dolomitisation plus prononcée dans certains niveaux.
III	MB13 à MB19, MB21, MB25, MB27, MB28	Calcaires gris sombre à gris clair, calcaires lités et shales	Alternance de niveaux carbonatés micritiques et de shales finement feuilletés, indiquant des variations des conditions de dépôt et des épisodes d'apports détritiques fins.
IV	MB20, MB22, MB23, MB26	Calcaires gris sombre à gris clair, calcaires lités et shales	Association de calcaires micritiques et de shales feuilletés, reflétant un environnement marin à dynamique variable et une karstification influencée par les contrastes lithologiques.

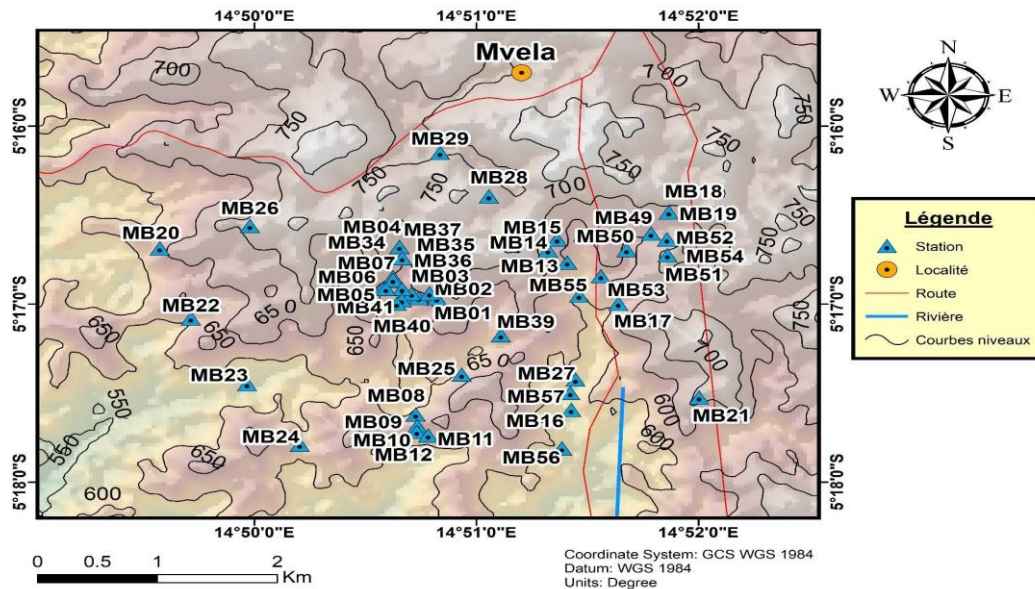


Figure 7 : Carte de localisation des stations d'observation et d'échantillonnage de roches.

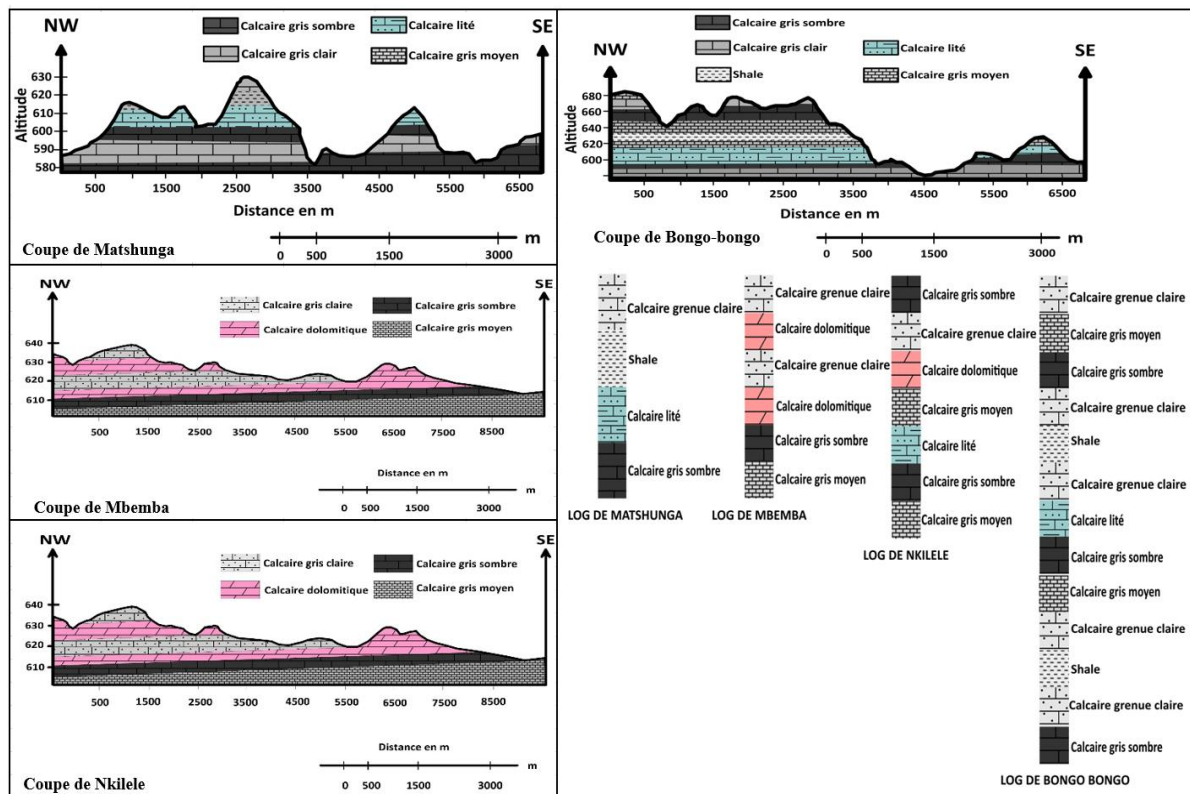


Figure 8 : Coupes et logs lithostratigraphiques des formations carbonatées étudiées.

4.1.2. Description microscopique

L'étude microscopique a porté sur 8 échantillons représentatifs des principaux lithofaciés observés dans la zone d'étude, à savoir MB01, MB02, MB03, MB06, MB14, MB17, MB18 et MB19 (Figure 9). Leur sélection a été fondée sur leur représentativité spatiale et lithologique, de manière à couvrir la diversité des faciès reconnus le long des quatre coupes et des 29 stations étudiées. La dénomination des microfaciès carbonatés s'est basée sur les critères établis par [38] et [39]. L'examen des lames minces révèle une prédominance de microfaciès carbonatés fins, correspondant essentiellement à des calcaires de type mudstone micritique à microsparitique. Ils présentent

localement des alternances micrite-microsparite, des ciments sparitiques néomorphes, des intraclastes micritiques, des veinules sparitiques, des concentrations ferrugineuses, ainsi que des accumulations ponctuelles de matière organique. Ces caractères traduisent une organisation texturale variable au sein des formations carbonatées étudiées. Les faciès carbonatés montrent également des indices de transformations post-sédimentaires, notamment la recristallisation, la dolomitisation locale, la stylolitisation et la ferruginisation. Ces phénomènes témoignent d'une évolution diagénétique ayant affecté les dépôts carbonatés après leur mise en place.

L'échantillon MB14 se distingue des faciès carbonatés par sa nature silicoclastique. Il est caractérisé par des niveaux argilo-silteux riches en silts quartzeux et, localement, par des niveaux siliceux fins. Ces caractéristiques permettent de l'identifier comme un shale rougeâtre, conformément aux critères de classification des roches sédimentaires fines proposés par [40]. Sa présence confirme l'existence d'intercalations silicoclastiques au sein de la succession carbonatée du Sous-groupe de Lukala [21].

Ainsi, les observations microscopiques révèlent une alternance entre faciès carbonatés micritiques à microsparitiques et niveaux silicoclastiques. Cette organisation lithologique contrastée met en évidence une hétérogénéité interne des formations étudiées, susceptible de contrôler localement les modalités de circulation des eaux souterraines, de favoriser des processus de dissolution différentielle et de conditionner le développement préférentiel de la karstification. Les caractéristiques détaillées des échantillons représentatifs sont synthétisées dans le Tableau 2.

Tableau 2 : Synthèse microscopique des principaux lithofaciès étudiés.

Échantillon	Lithologie associée	Caractéristiques microscopiques principales	Classification pétrographique	Photo
MB01	Calcaire gris clair	Ciment microsparitique renfermant des amas allongés et nuageux de sparite.	Microsparite de type mudstone selon Folk (1959) et Dunham (1962).	a
MB02	Calcaire lité rosâtre	Matrice micritique contenant des cristaux allongés de sparite, des minéraux opaques dispersés, de la matière organique et des oxydes de fer.	Dismicrite de type mudstone selon Folk (1959) et Dunham (1962).	b
MB03	Calcaire dolomitique	Texture litée marquée par l'alternance de niveaux micritiques et microsparitiques, avec une faible porosité intergranulaire.	Doublet micrite-microsparite.	c
MB06	Calcaire gris sombre	Structure biphasée composée d'un domaine micritique riche en pellets et d'un domaine microsparitique bien individualisé.	Doublet micrite-microsparite selon Folk (1959) et Dunham (1962).	d
MB14	Shale rougeâtre	Litage grossier constitué de deux types de niveaux argileux différenciés par l'abondance des silts quartzeux, visibles en lumière polarisée analysée.	Shale rougeâtre selon les critères de Lundegard et Samuels (1980).	e
MB17	Calcaire gris sombre	Matrice microsparitique renfermant des agrégats amorphes de matière organique et traversée par un stylolithe mineur colmaté par des oxydes de fer.	Mudstone microsparitique selon Folk (1959) et Dunham (1962).	f
MB18	Calcaire micritique gris moyen	Organisation bimodale comprenant un faciès micritique dominant et un faciès microsparitique secondaire ; ciment sparitique néomorphe englobant des intraclastes micritiques dispersés ; concrétions ferrugineuses allongées brun rougeâtre.	Intramicrosparite selon Folk (1959) ; wackestone bioclastique selon Dunham (1962).	g
MB19	Calcaire gris sombre	Litage peu marqué résultant de l'alternance de niveaux microsparitiques avec ou sans accumulations de matière organique ; présence de veinules sparitiques postérieures.	Mudstone microsparitique selon Folk (1959) et Dunham (1962).	h

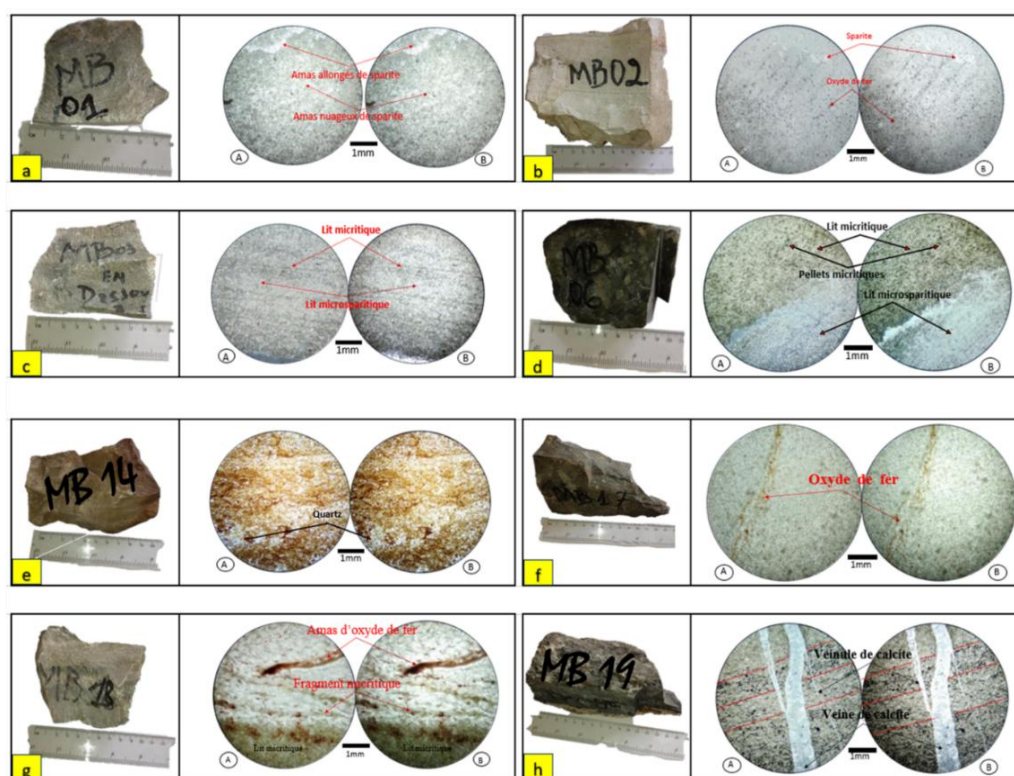


Figure 9 : Echantillons des principaux lithofaciès analysés et microphotographies de leurs lames minces : (a) MB01, (b) MB02, (c) MB03, (d) MB06, (e) MB14, (f) MB17, (g) MB18 et (h) MB19.

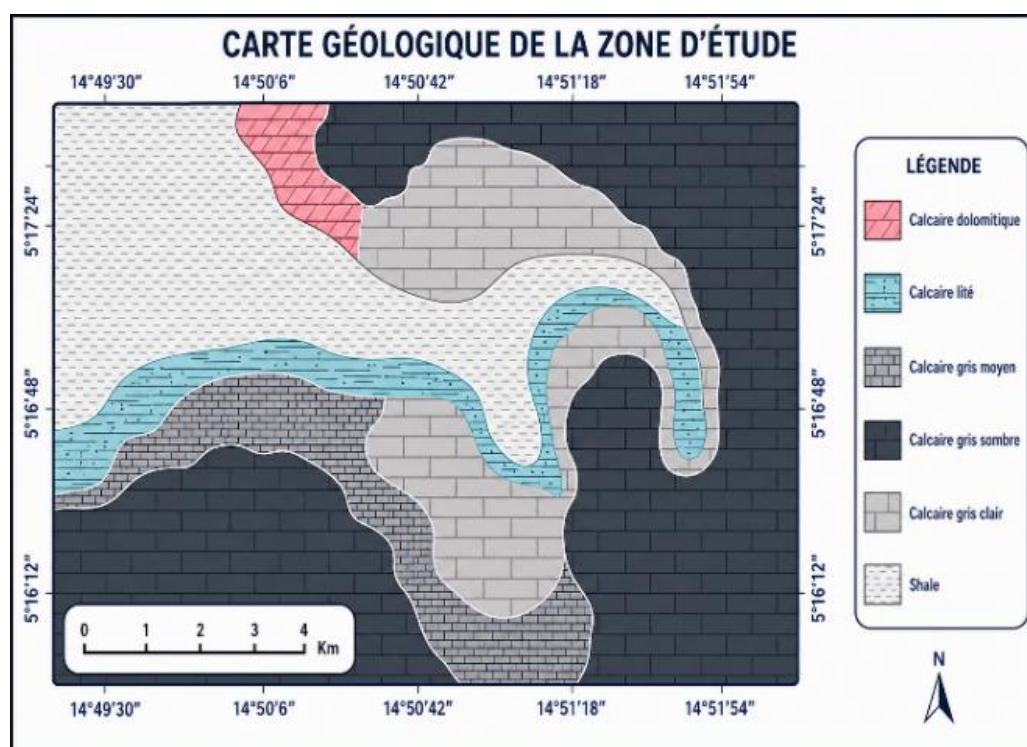


Figure 10 : Esquisse géologique de la région étudiée.

4.2. Analyses minéralogiques et géochimiques

Les analyses géochimiques ont porté sur les 8 échantillons ci-après : Ech01 (MB03), Ech05 (MB18), Ech06 (MB19), Ech07 (MB17), Ech08 (MB06), Ech09 (MB01), Ech11 (MB14) et Ech12 (MB02). Ils ont été sélectionnés en raison de la variabilité des lithofaciès identifiés dans la zone d'étude, notamment les calcaires micritiques, les calcaires microsparitiques, les calcaires dolomitiques et les niveaux silicoclastiques associés.

La caractérisation minéralogique et géochimique des roches a été réalisée par diffraction des rayons X (DRX) et fluorescence des rayons X (FRX). La DRX a permis d'identifier les principales phases minérales, tandis que la FRX a servi à déterminer les teneurs en oxydes majeurs et à mettre en évidence les variations chimiques entre les lithofaciès. Ces approches contribuent à préciser les

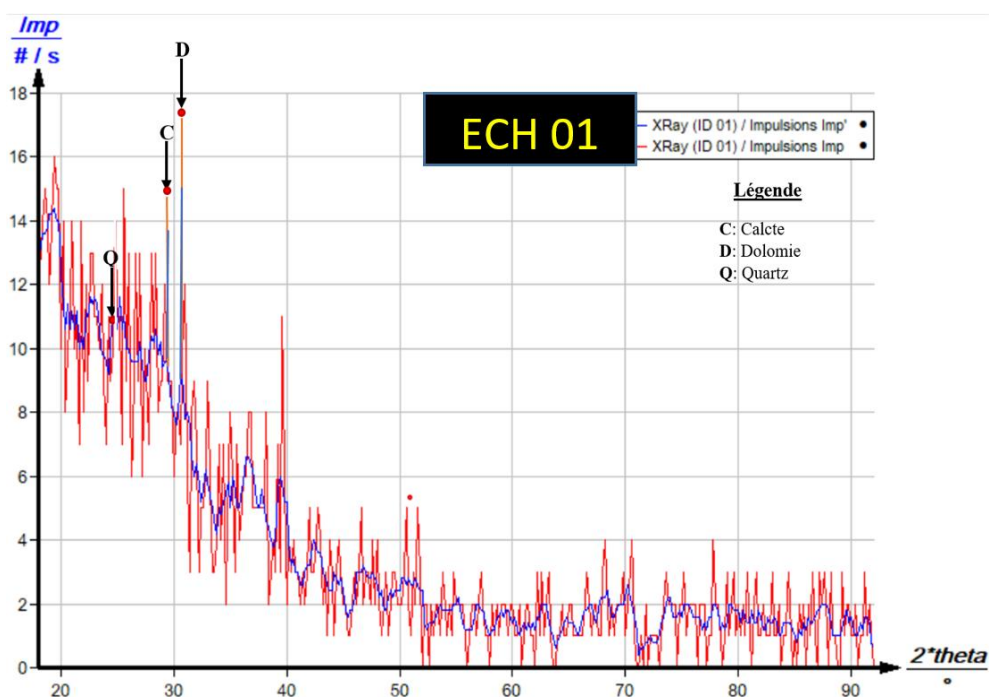
processus diagénétiques, les conditions de dépôt et le rôle potentiel des roches dans les interactions eau-roche [41] et [42].

4.2.1. Analyse minéralogique par diffraction des rayons X

L'abondance relative des minéraux dans chacun des 8 échantillons analysés a été estimée de manière semi-quantitative (SQ) par normalisation des intensités corrigées ($I.C$), obtenues à partir de facteurs correctifs ($F.C$) propres à chaque phase minérale, selon l'approche de [43], [44] et [45]. Les résultats des analyses sont présentés au Tableau 3, tandis que la Figure 11 illustre, à titre exemplatif, quelques diffractogrammes caractéristiques des assemblages minéralogiques identifiés.

Tableau 3 : Estimation semi-quantitative de la minéralogie totale de quelques échantillons

Echantillons	Minéraux	F.C	d (Å)	2 θ	I	IC	SQ
Ech01 (MB03)	Calcite	1.65	3.04-3.01	29.5	9	14.85	34.18
	Dolomite	1.53	2.90-2.87	30.9	11.5	17.6	40.51
	Quartz	1	3.37-3.31	26.7	11	11	25.32
	TOTAL					43.45	100
Ech05 (MB18)	Calcite	1.65	3.04-3.01	29.5	56.5	93.23	37.58
	Dolomite	1.53	2.90-2.87	30.9	53.5	81.86	32.99
	Quartz	1	3.37-3.31	26.7	73	73	29.43
	TOTAL					248.08	100
Ech06 (MB19)	Calcite	1.65	3.04-3.01	29.5	48	79.2	41.87
	Dolomite	1.53	2.90-2.87	30.9	40.5	61.97	32.76
	Quartz	1	3.37-3.31	26.7	48	48	25.37
	TOTAL					189.17	100
Ech07 (MB17)	Calcite	1.65	3.04-3.01	29.5	65	107.25	32.77
	Dolomite	1.53	2.90-2.87	30.9	85	130.05	39.73
	Quartz	1	3.37-3.31	26.7	90	90	27.5
	TOTAL					327.3	100
Ech08 (MB06)	Calcite	1.65	3.04-3.01	29.5	78	128.7	39.22
	Dolomite	1.53	2.90-2.87	30.9	64	97.92	29.84
	Quartz	1	3.37-3.31	26.7	101.5	101.5	30.93
	TOTAL					328.12	100
Ech09 (MB01)	Calcite	1.65	3.04-3.01	29.5	42.5	70.13	35.45
	Dolomite	1.53	2.90-2.87	30.9	48.5	74.21	37.51
	Quartz	1	3.37-3.31	26.7	53.5	53.5	27.04
	TOTAL					197.83	100
Ech11 (MB 14)	Calcite	1.65	3.04-3.01	29.5	85	140.25	7.33
	Dolomite	1.53	2.90-2.87	30.9	55	84.15	4.4
	Quartz	1	3.37-3.31	26.7	100	100	5.23
	Chlorite	4.95	4.79-4.64	18.8	133.3	660	34.51
	Hématite	3.33	2.71-2.68	33.2	66.67	222	11.61
	Goethite	7	2.46-2.43	36.8	33.33	233.33	12.19
	Feldspath-K	4.3	3.26-3.21	27.5	110	473	24.73
	TOTAL					1912.7	100
Ech12 (MB02)	Calcite	1.65	3.04-3.01	29.5	39.5	65.18	34.73
	Dolomite	1.53	2.90-2.87	30.9	42.5	65.03	34.64
	Quartz	1	3.37-3.31	26.7	57.5	57.5	30.63
	TOTAL					187.7	100



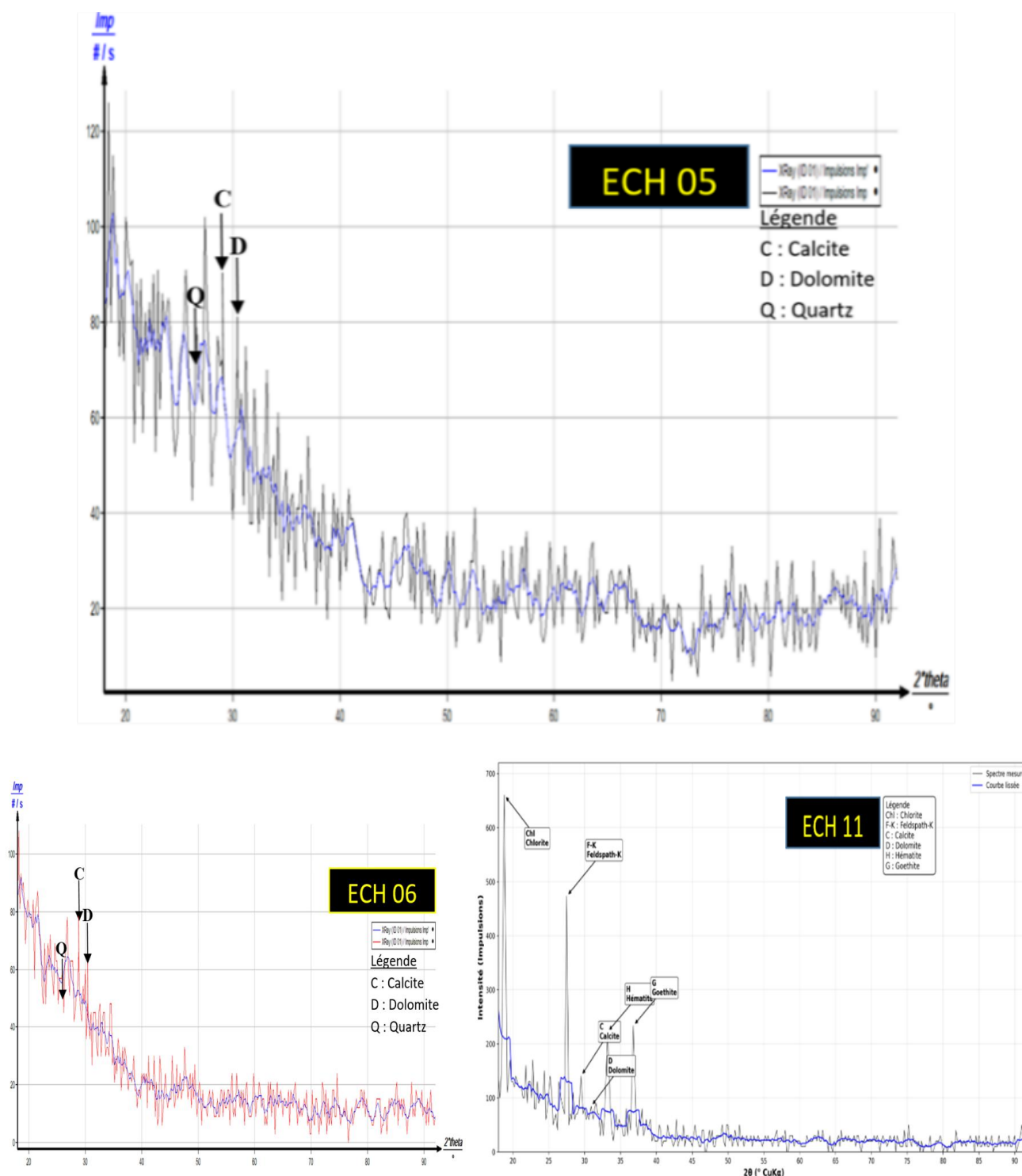
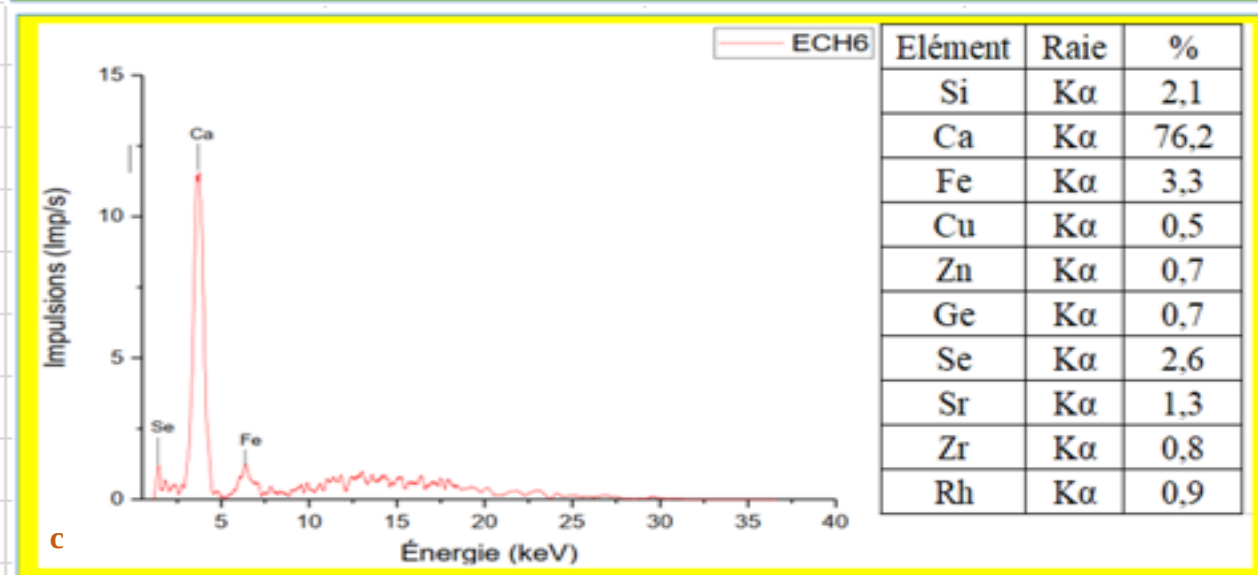
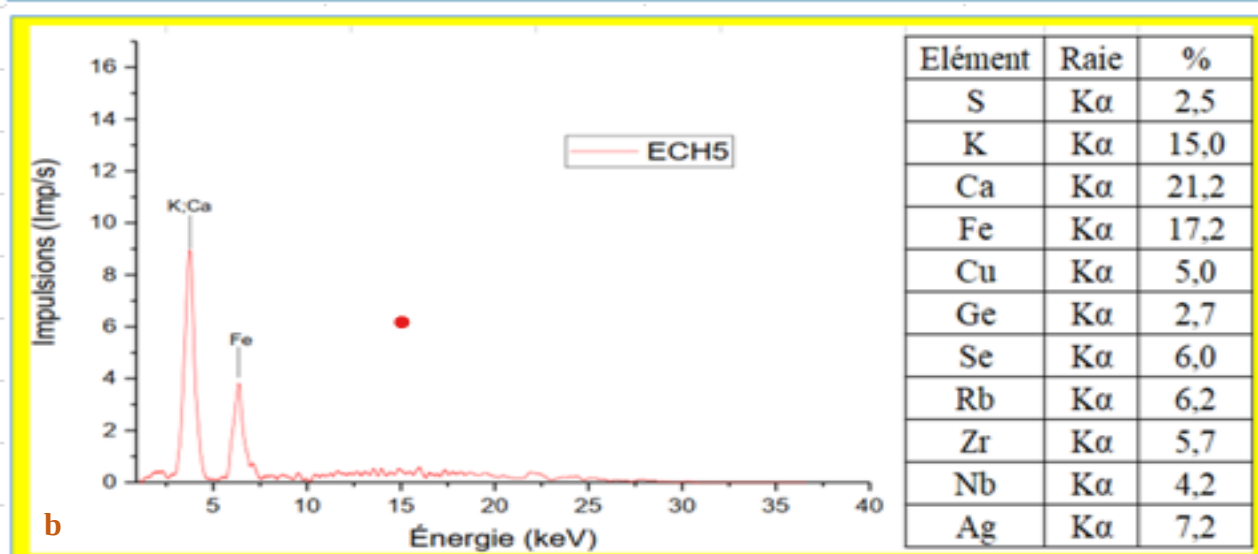
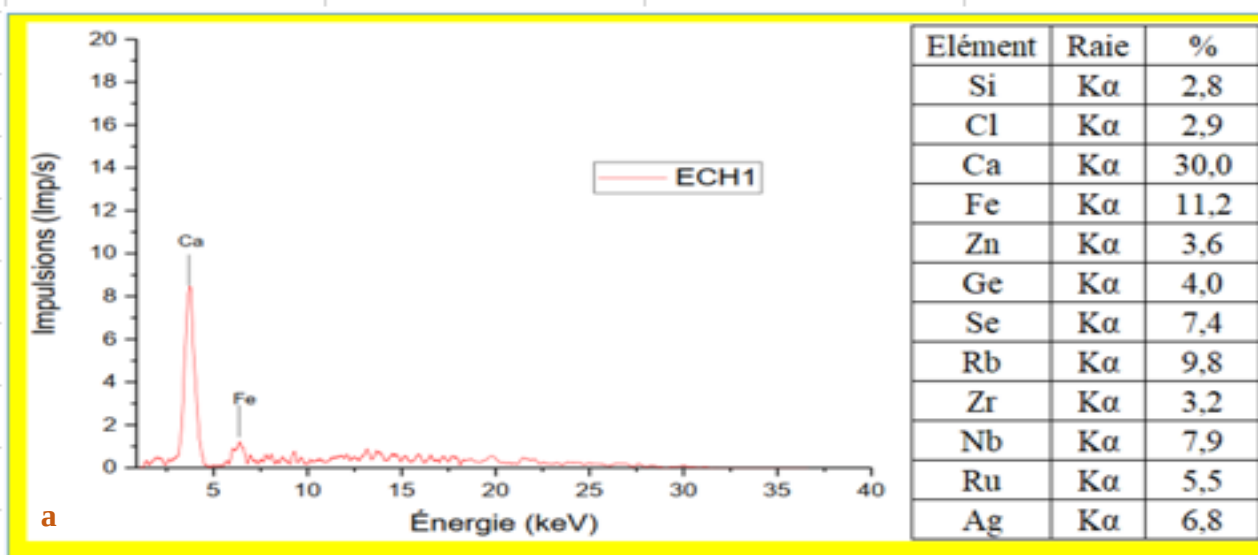


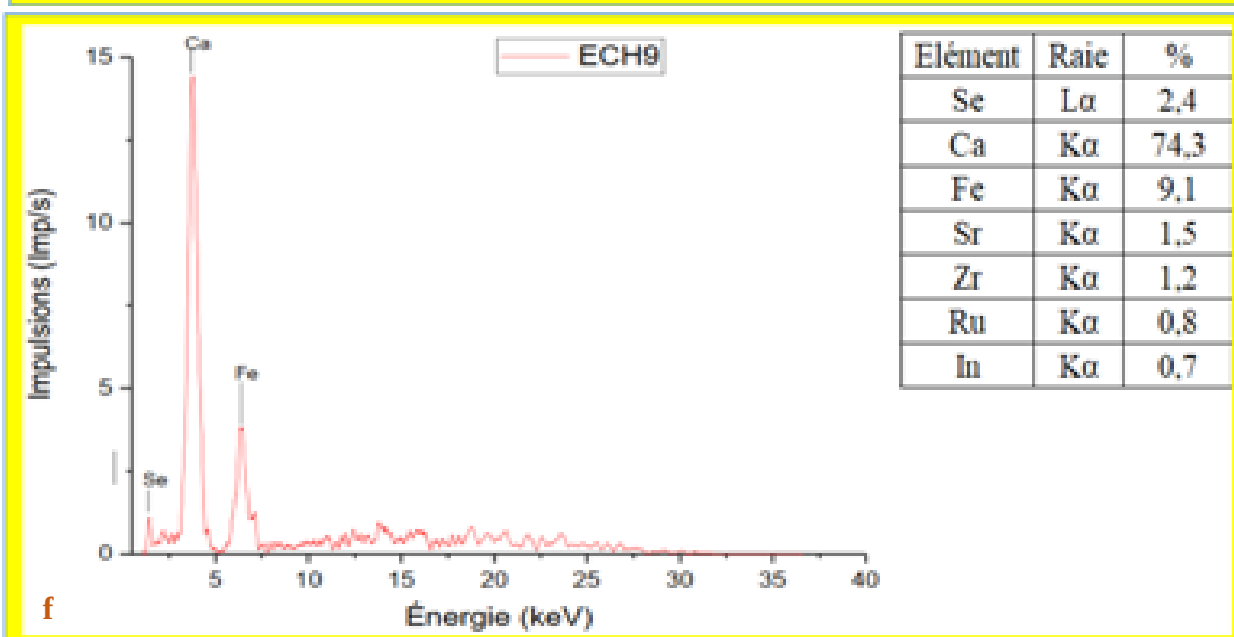
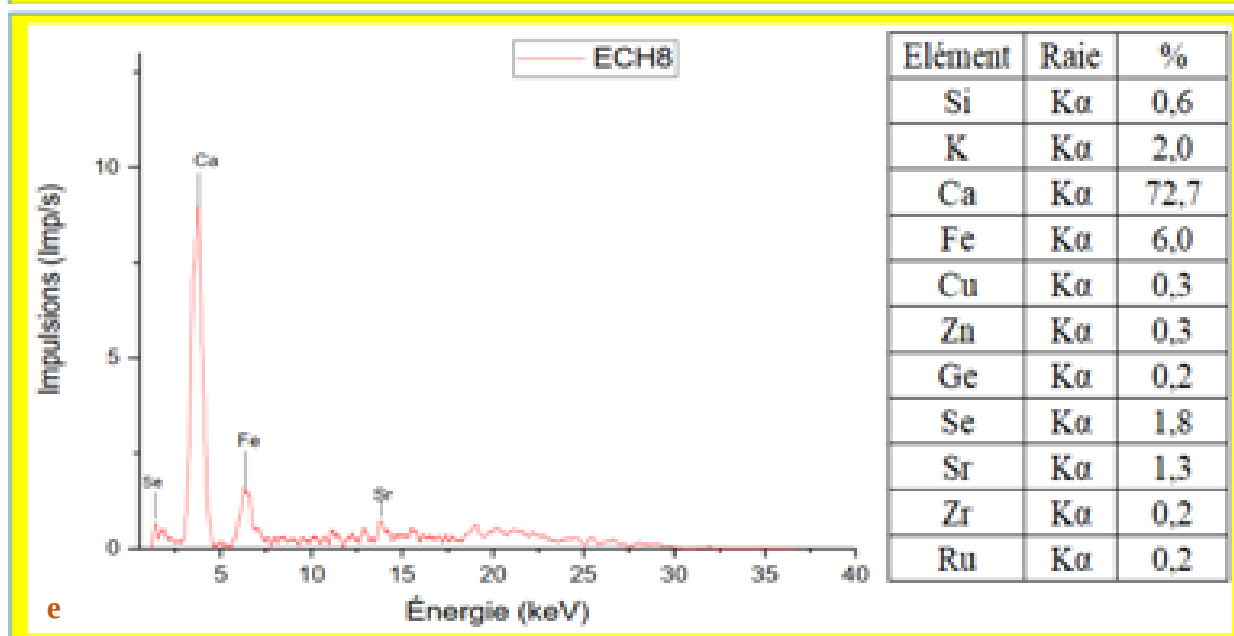
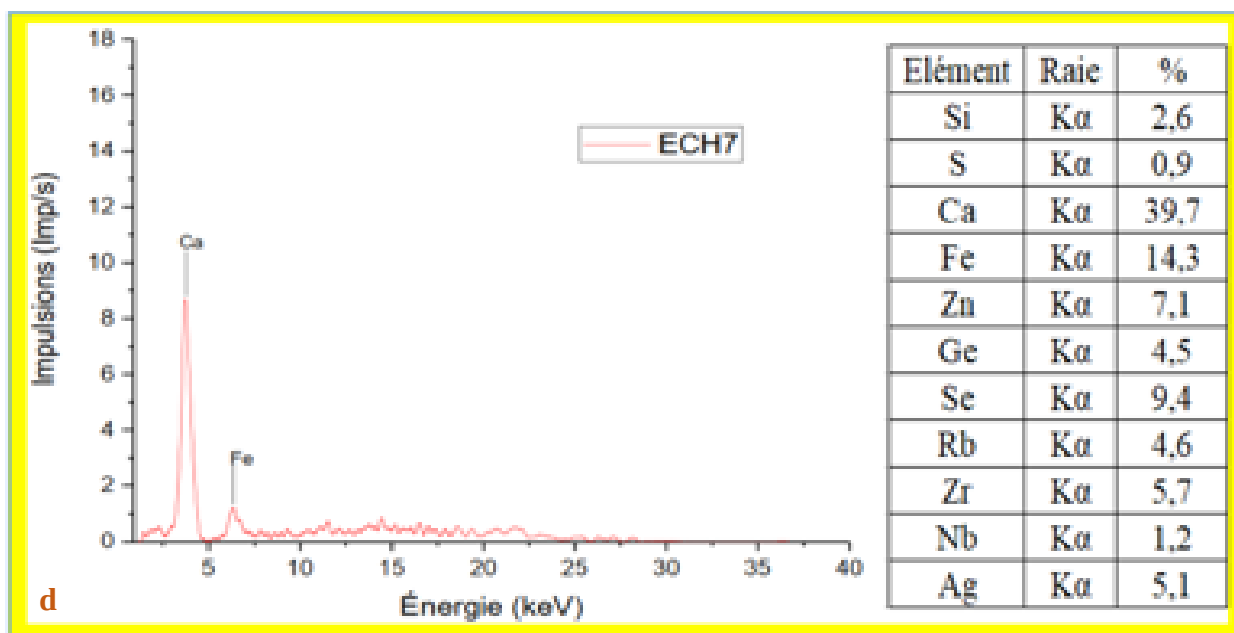
Figure 11 : Diffractogrammes de rayons X de quelques échantillons (Ech 01, 05, 06 et 11) analysés.

4.2.2. Analyse minéralogique par fluorescence X

La Figure 12 présente les spectres de fluorescence X des échantillons analysés. Ils révèlent une dominance du calcium dans les faciès carbonatés, des enrichissements

ferrugineux locaux, ainsi que des proportions accessoires de strontium et d'autres éléments traces, soulignant les variations géochimiques entre les lithofaciès.





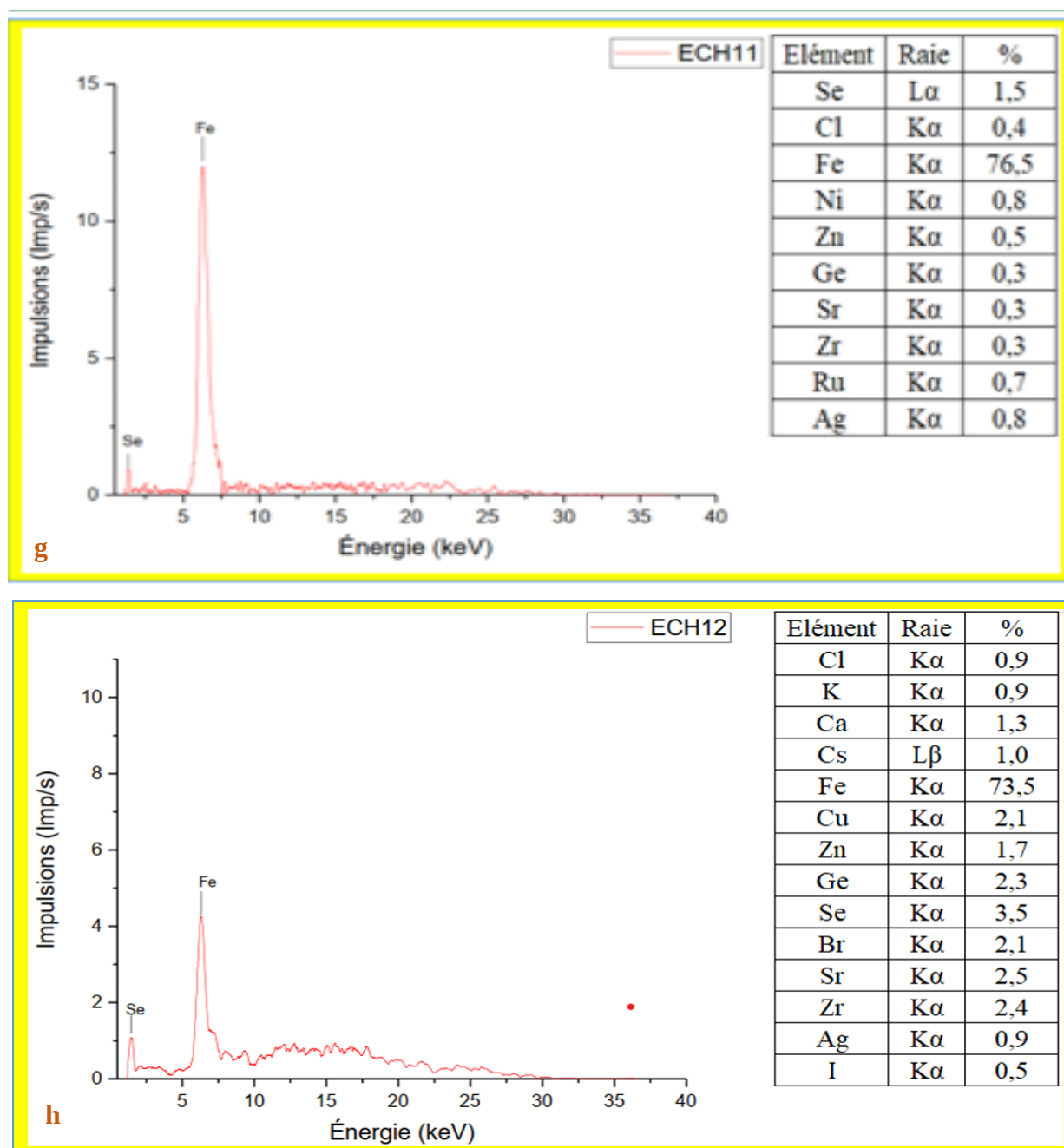


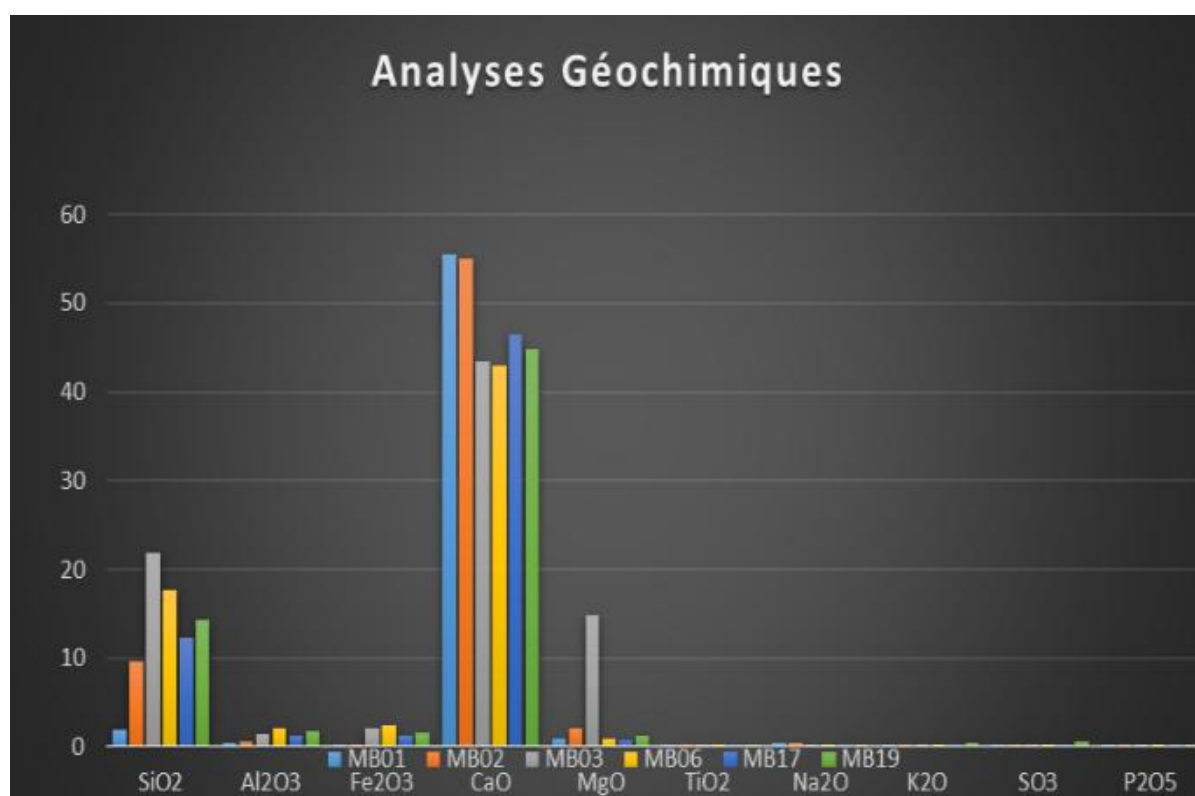
Figure 12 : Spectres de fluorescence X et proportions élémentaires des échantillons analysés

Afin de préciser la signature géochimique des principaux lithofaciès, les échantillons représentatifs MB01, MB02, MB03, MB06, MB17 et MB19 ont été analysés par fluorescence X.

Les teneurs en éléments majeurs (en poids %) sont présentés dans le Tableau 4, et illustrés sur la Figure 13 qui permet de relever les variations de teneur de ces éléments susceptibles d'être corrélées avec la composition pétrographique des formations carbonatées étudiées.

Tableau 4 : Teneurs en éléments majeurs (en poids %) des échantillons de roches carbonatées analysés

Oxydes majeurs(% poids) / Échantillons	MB01	MB02	MB03	MB06	MB17	MB19
SiO ₂	1.932	9.646	21.9	17.7	12.38	14.24
Al ₂ O ₃	0.336	0.544	1.37	2.13	1.33	1.83
Fe ₂ O ₃	0.164	0.25	2.05	2.36	1.25	1.56
CaO	55.56	55.01	43.44	42.9	46.38	44.72
MgO	0.924	2.157	14.88	0.9	0.7	1.3
TiO ₂	0.025	0.026	0.03	0.05	0.062	0.057
Na ₂ O	0.444	0.399	0.14	0.26	0.27	0.25
K ₂ O	0.001	0.001	0.063	0.05	0.31	0.45
SO ₃	0.052	0.035	0.17	0.03	0.048	0.56
P ₂ O ₅	0.327	0.081	0.14	0.23	0.048	0.24

**Figure 13 :** Teneurs en oxydes majeurs des lithofaciès carbonatés analysés.

4.3. Analyses hydrochimiques

4.3.1. Sites d'échantillonnage stratégiquement sélectionnés

Les échantillons d'eau destinés à l'évaluation des variations hydrochimiques et des interactions eau-roche au sein du

système karstique ont été prélevés aux points de perte et de résurgence repris sur la Figure 14. Au total, 27 échantillons d'eau ont été prélevés et analysés.

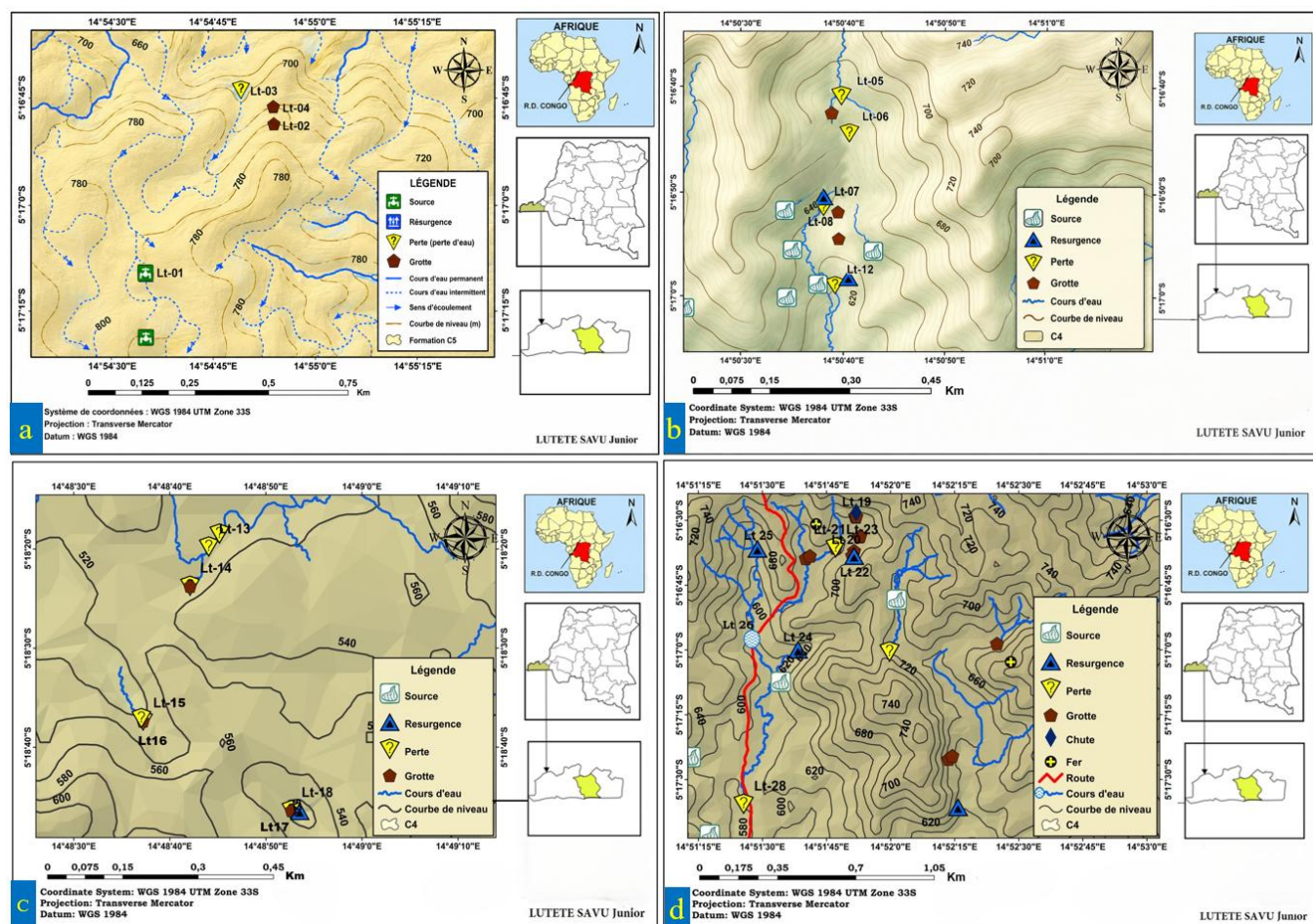


Figure 14 : Localisation des points d'échantillonnage des eaux le long des quatre axes hydrokarstiques étudiés : Ngovo (a), Ndundu (b), Mbuzi (c) et Nkazu (d).

4.3.2. Dosages des bicarbonates et mesures physico-chimiques

Les résultats statistiques de détermination des paramètres physico-chimiques et hydrogéochimiques sont consignés

dans le Tableau 5, et permettent de mettre en évidence une minéralisation dominée par les interactions eau-roche (formations carbonatées du sous-groupe de Lukala).

Tableau 5 : Résultats des Statistiques de détermination des paramètres physico-chimiques, des cations et anions des eaux des formations karstiques du sud de Mbanza-Ngungu.

Paramètres	Min.	Max.	Moyenne ± Écart-type	Variance (σ^2)	CV (%)
Paramètres physico-chimiques					
pH	6,24	8,84	7,90 ± 0,69	0,48	8,76
C.E (µS/cm)	32,23	593,00	353,91 ± 119,24	14 218,18	33,69
O₂ (mg/L)	3,81	9,21	7,11 ± 1,32	1,74	18,58
t° (°C)	19,10	24,20	22,26 ± 1,31	1,72	5,90
HCO₃⁻ (mg/L)	24,40	156,16	114,75 ± 34,47	1188,18	30,04
Cations (µg/L)					
Ca²⁺	2 332,20	93 437,00	5 1897,12 ± 21 015,42	441 647 936,18	40,49
K⁺	645,87	10 607,00	4 729,34 ± 1 802,47	3 248 898,10	38,11
Mg²⁺	831,61	23 269,00	13 240,70 ± 4 279,14	18 311 038,34	32,32
Na⁺	536,56	3 485,60	1 381,72 ± 651,14	423 983,30	47,13
Si⁴⁺	5 537,20	11 176,00	8 785,39 ± 1201,58	1 443 794,50	13,68
Sr²⁺	13,03	1 771,40	377,33 ± 319,04	101 786,52	84,55
Anions (mg/L)					
F⁻	0,19	0,42	0,29 ± 0,06	0,004	20,80
Cl⁻	0,45	3,25	1,33 ± 0,55	0,30	41,69
NO₂⁻	0,43	0,43	0,43 ± -	-	-
NO₃⁻	0,46	466,18	42,11 ± 133,61	17 851,63	317,32
SO₄²⁻	0,88	87,17	5,69 ± 16,34	266,99	287,22

Où CV : coefficient de variation.

Les données de ce tableau, projetées dans le diagramme de Piper [46] (Figure 15) permettant de déterminer les faciès hydrochimiques, révèlent une prédominance nette du faciès bicarbonaté calcique à calco-magnésien pour la majorité des eaux analysées de toutes origines confondues (sources, pertes, résurgences ou chutes souterraines). Cette organisation hydrochimique traduit le contrôle majeur exercé par la dissolution des formations carbonatées du Sous-groupe de Lukala, en particulier les calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies.

La convergence des échantillons analysés vers le pôle

HCO₃-Ca-Mg confirme ainsi le rôle dominant des interactions eau-roche dans l'acquisition de la minéralisation des eaux karstiques.

Quelques échantillons s'écartent toutefois de cette tendance générale, notamment ceux associés à la rivière Malonga (Lt 11), qui montrent une évolution vers un faciès chloruré calcique. Cette singularité hydrochimique suggère l'intervention des processus secondaires ou d'apports externes localisés dus à des perturbations locales liées à des influences non strictement lithologiques, et susceptibles de modifier ponctuellement la signature géogénique dominante.

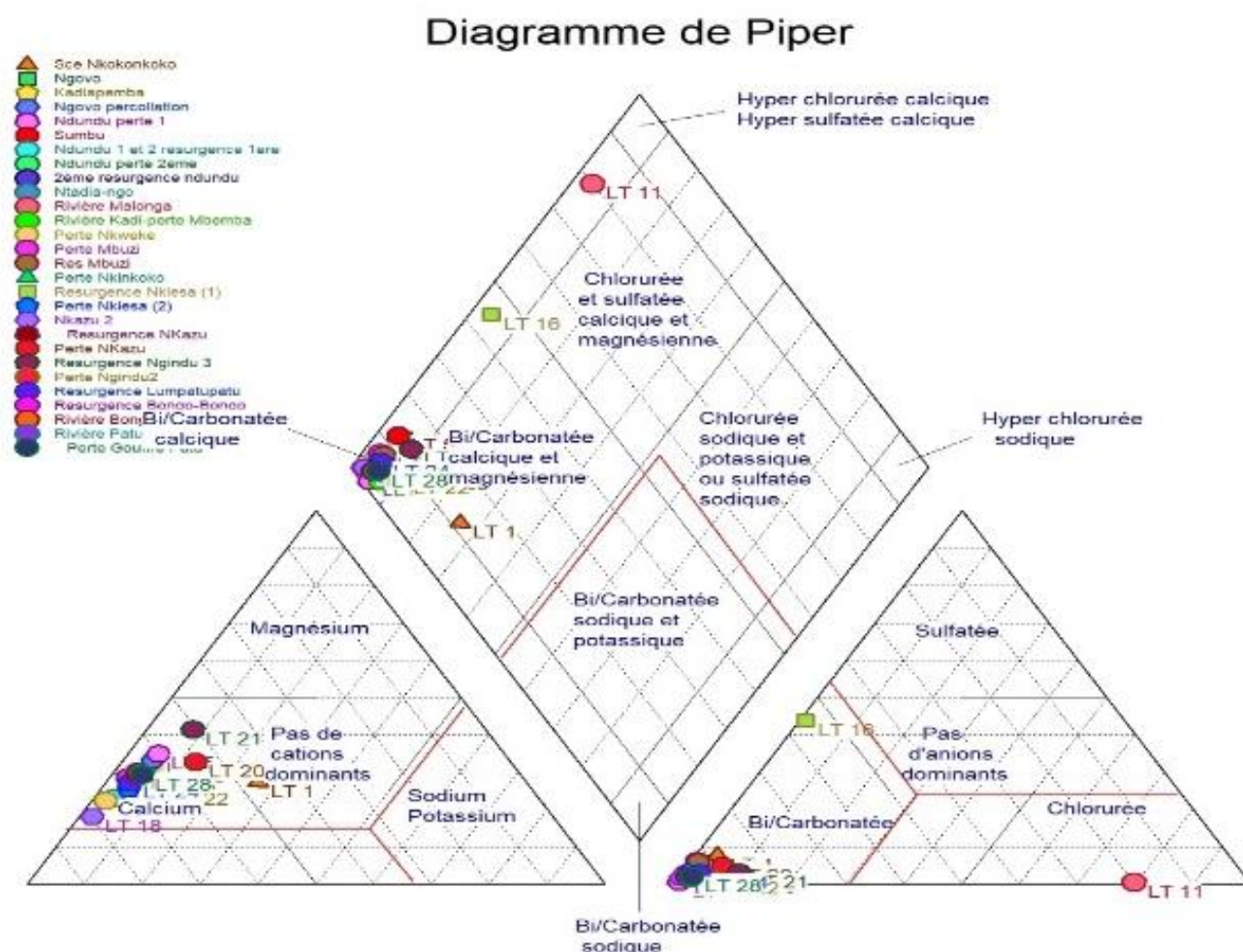


Figure 15 : Projection des eaux des formations karstiques étudiées dans le diagramme de Piper [46]

Par ailleurs, l'utilisation des diagrammes de Stabler [47] (Figure 16) et de Stiff [48] (Figure 17) qui permettent la caractérisation ionique des eaux, confirment la prédominance des cations Ca^{2+} et Mg^{2+} parmi les cations dissous, et celle de HCO_3^- comme l'anion majoritaire dans la plupart des échantillons analysés.

Cette signature ionique appuie le contrôle prépondérant des formations carbonatées, conformément aux principes de la géochimie des eaux naturelles et souterraines [1] et [49], sur la minéralisation des eaux étudiées, comme déjà révélée par le diagramme de Piper (Figure 14).

Les relatives faibles proportions de Na^+ et K^+ suggèrent une contribution limitée des phases silicatées ou des échanges ioniques à la minéralisation globale.

Certains échantillons, notamment ceux associés à la rivière Malonga, se distinguent par un enrichissement relatif en Cl^- et NO_3^- . Cette particularité suggère l'intervention d'apports externes localisés, probablement liés à des influences anthropiques ou à des circulations superficielles rapides au sein du système karstique ; mais avec un contrôle géogénique dominant.

Diagramme de Stabler

Composition ionique des échantillons

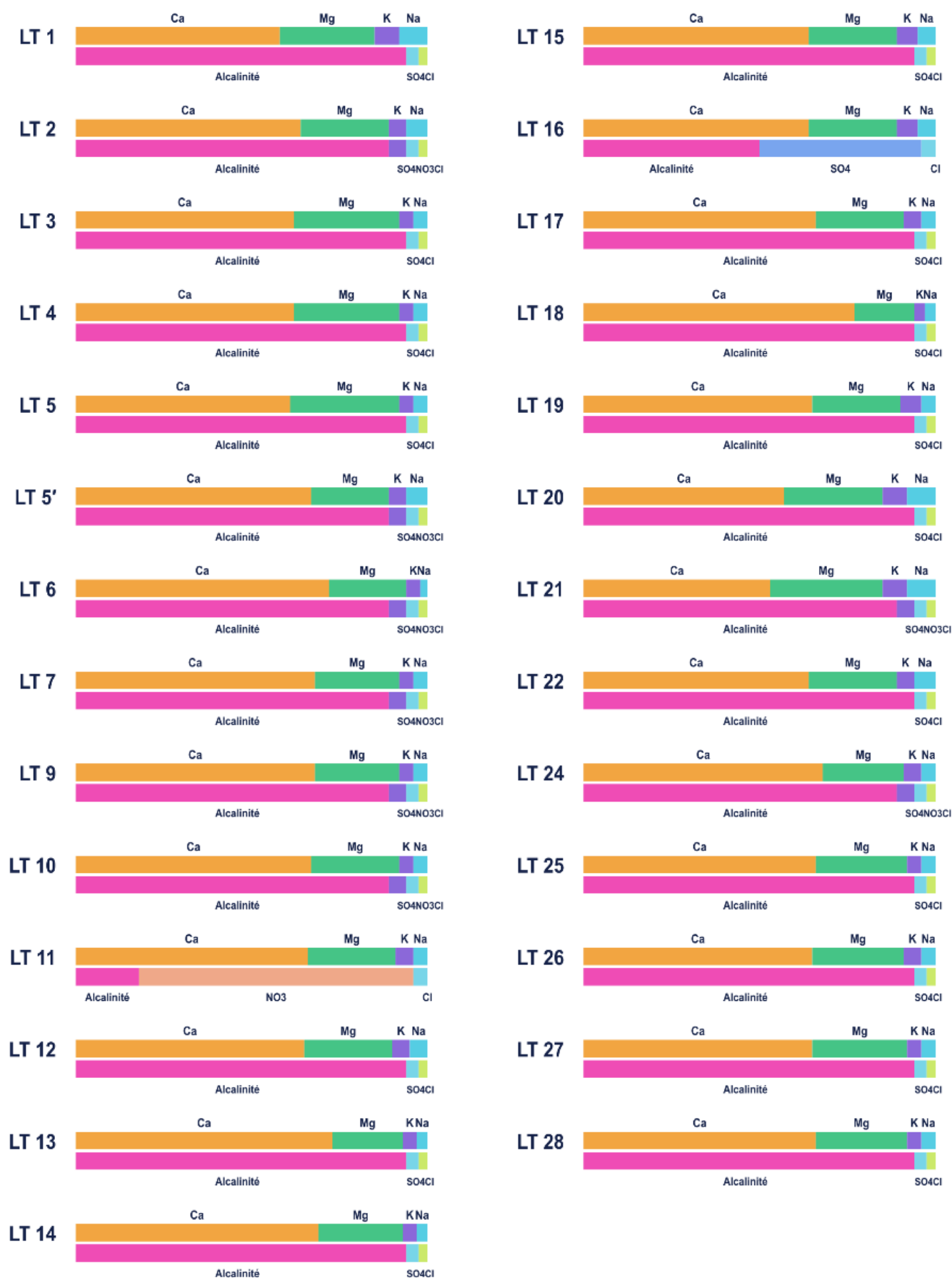


Figure 16 : Répartition ionique des eaux karstiques du sud de Mbanza-Ngungu, d'après le diagramme de Stabler [47].

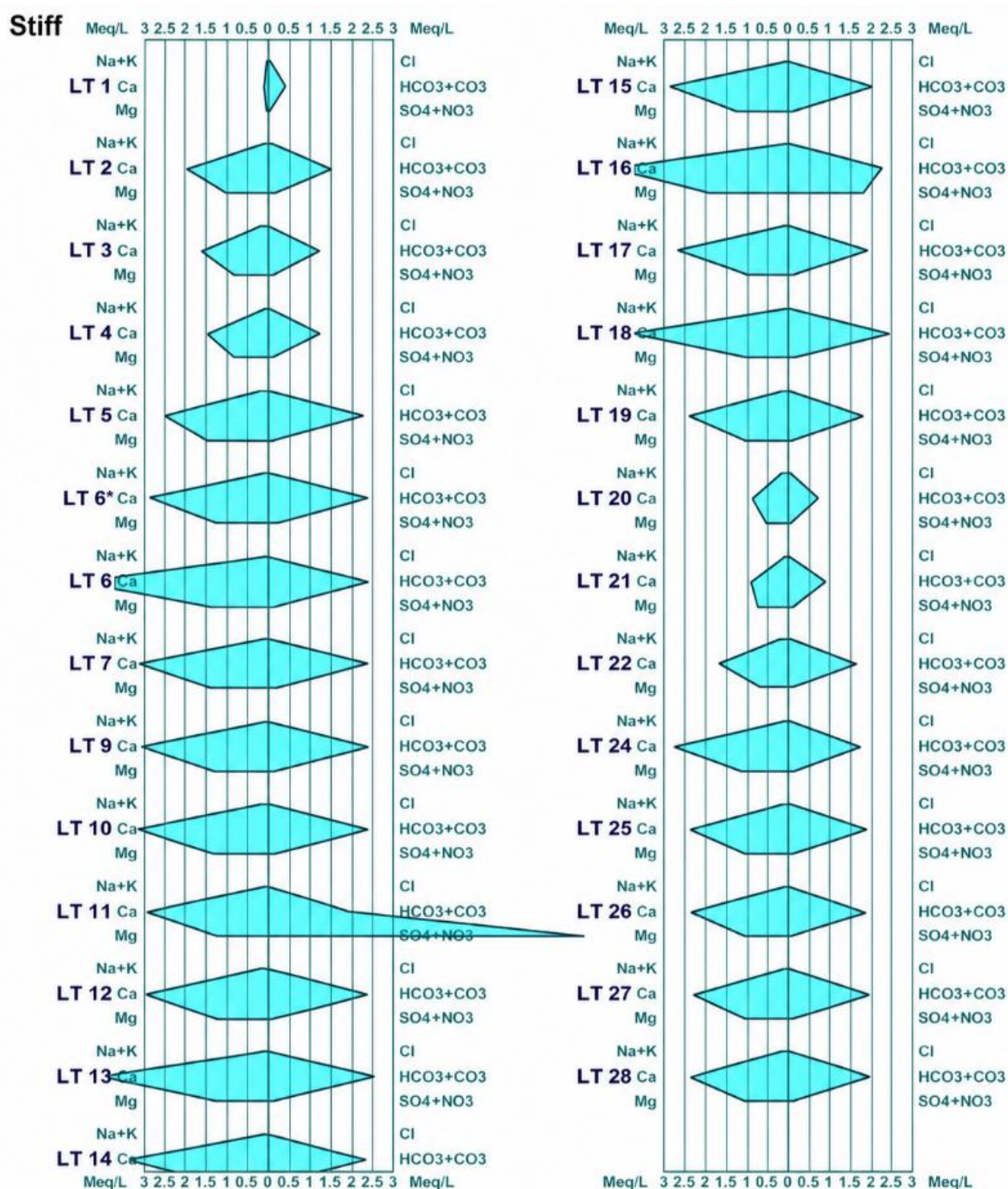


Figure 17 : Signatures hydrochimiques des eaux karstiques étudiées révélées par le diagramme de Stiff [48].

5. Discussions et interprétations des résultats

5.1. Échanges ioniques eau-roche :

indice chloro-alkalin modifié et indice d'échange de Base de Schoeller)

L'indice chloro-alkalin (ICA), ou indice d'échange de bases de Schoeller (IEB), a été utilisé pour évaluer les échanges ioniques entre les eaux karstiques et les formations encaissantes. Cet indice est calculé selon la relation proposée par Schoeller [50], les concentrations étant exprimées en meq/L :

$$ICA = [Cl^- - (Na^+ + K^+)] / Cl^-$$

Les valeurs négatives obtenues (Tableau 6) pour l'ensemble des échantillons indiquent la prédominance d'un **processus d'échange ionique inverse**, caractérisé par la fixation relative de Ca^{2+} et Mg^{2+} de l'eau sur les sites d'échange de la matrice aquifère, concomitamment à la libération de Na^+ et K^+ des matériaux aquifères vers la phase aqueuse [51]. Ce processus reste toutefois secondaire par rapport à la dissolution des carbonates, qui constitue le mécanisme

dominant de minéralisation des eaux karstiques étudiées, conformément aux travaux de [5], [52] et [53].

Tableau 6 : Valeurs de l'indice IEB des eaux karstiques du sud de Mbanza-Ngungu.

Echantillons	LT 1	LT 2	LT 3	LT 4	LT 5	LT 5'	LT 6	LT 7	LT 9	LT 10	LT 11	LT 12	LT 13	LT 14
IEB	-2,9	-2,8	-6,0	-1,8	-10,9	-2,4	-6,7	-2,5	-2,5	-4,5	-2,4	-7,3	-4,8	-5,2
Echantillons	LT 15	LT 16	LT 17	LT 18	LT 19	LT 20	LT 21	LT 22	LT 24	LT 25	LT 26	LT 27	LT 28	
IEB	-5,9	-7,7	-8,1	-7,3	-3,6	-3,3	-2,8	-1,9	-3,0	-3,9	-4,0	-2,9	-2,9	

5.2. État d'équilibre des eaux vis-à-vis des minéraux carbonatés

Cet état d'équilibre est évalué grâce au calcul de l'indice de saturation (Is) vis-à-vis de la calcite, de l'aragonite, de la dolomite, du gypse et de l'anhydrite. En géochimie des eaux souterraines, cet indice traduit le rapport entre le produit d'activité ionique de la solution et la constante d'équilibre du minéral considéré ; un indice négatif correspond à une solution agressive capable de dissoudre la phase minérale, tandis qu'un indice positif indique une tendance à la précipitation [54, 55]. Il se calcule par la formule ci-dessous [55] : $\log(I_s) = \log(Q/K) = \log Q - \log K$

Avec Q et K : respectivement le produit ionique de réaction, et la constante de thermodynamique d'équilibre ($K = K_{sp}$ =

produit de solubilité).

Pour l'ensemble des échantillons analysés, les résultats de calcul, à l'aide du logiciel PHREEQC, conformément à l'approche géochimique décrite par [55] sont réunis dans le Tableau 7 qui révèle des valeurs systématiquement négatives ; suggérant que les eaux sont sous-saturées par rapport à ces minéraux et possèdent encore un pouvoir de dissolution significatif. Cette sous-saturation traduit un système karstique actif dans lequel la dissolution des carbonates demeure le principal processus de minéralisation ; et l'absence de saturation exclut tout phénomène notable de précipitation carbonatée dans les conditions actuelles de circulation des eaux.

Tableau 7 : Indices de saturation des eaux karstiques du sud de Mbanza-Ngungu vis-à-vis des principales phases minérales carbonatées et sulfatées

Libellé	Is Calcite	Is Aragonite	Is Dolomite	Is Gypse	Is Anhydrite
LT 1	-2.55	-2.69	-5.2	-4.5	-4.72
LT 2	-0.81	-0.95	-1.76	-3.13	-3.35
LT 3	-0.98	-1.12	-2.11	-3.41	-3.63
LT 4	-1	-1.15	-2.14	-3.38	-3.6
LT 5	-0.55	-0.69	-1.2	-3.59	-3.81
LT 5'	-0.47	-0.62	-1.17	-3.11	-3.33
LT 6	-0.29	-0.43	-0.95	-2.8	-3.02
LT 7	-0.44	-0.58	-1.12	-3.07	-3.29
LT 9	-0.45	-0.59	-1.14	-3.04	-3.26
LT 10	-0.44	-0.58	-1.13	-2.92	-3.14
LT 11	-0.6	-0.74	-1.43	-3.21	-3.43
LT 12	-0.45	-0.6	-1.15	-3.16	-3.38
LT 13	-0.3	-0.45	-1.01	-2.79	-3.01
LT 14	-0.42	-0.57	-1.09	-2.55	-2.77
LT 15	-0.55	-0.69	-1.3	-2.69	-2.91
LT 16	-0.36	-0.5	-0.94	-1.41	-1.63
LT 17	-0.6	-0.74	-1.5	-3	-3.22
LT 18	-0.35	-0.49	-1.2	-3.02	-3.24
LT 19	-0.66	-0.81	-1.55	-3.27	-3.49
LT 20	-1.44	-1.59	-2.97	-3.63	-3.85
LT 21	-1.34	-1.48	-2.63	-3.71	-3.93
LT 22	-0.85	-1	-1.98	-3.6	-3.82
LT 24	-0.63	-0.77	-1.53	-3.09	-3.31
LT 25	-0.64	-0.78	-1.5	-3.25	-3.47
LT 26	-0.66	-0.8	-1.53	-3.3	-3.52
LT 27	-0.63	-0.78	-1.48	-3.28	-3.5
LT 28	-0.62	-0.77	-1.47	-3.24	-3.46

5.3. Origine de la minéralisation : analyse des corrélations entre les ions majeurs

L'usage de la matrice de corrélation de Pearson [56] (Tableau 8) met en évidence une forte relation entre la conductivité électrique et les bicarbonates ($R = 0,933$), le calcium ($R = 0,868$) et le magnésium ($R = 0,774$). Ces corrélations indiquent que la minéralisation des eaux serait principalement contrôlée par la réaction de dissolution des carbonates, avec une contribution dominante de la calcite par rapport à la dolomite ; la dissolution étant généralement

plus rapide pour le premier que pour le second dans les conditions naturelles de circulation souterraine. Cette différence cinétique est cohérente avec les travaux de [4] ; tandis que ceux de [57] ont souligné l'importance des équilibres de solubilité des polymorphes du carbonate de calcium dans les systèmes $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-CaCO}_3$. Cette interprétation concorde avec les observations pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des formations carbonatées étudiées.

Tableau 8 : Corrélations de Pearson [56] entre les paramètres hydrochimiques des eaux karstiques étudiées

	pH	CE	O ₂	T°(C)	Ca	K	Mg	Na	Si	Sr	F	Cl	NO ₂	NO ₃	SO ₄	HCO ₃
pH	1															
CE	0.379	1														
O ₂	0.743	0.194	1													
T°(C)	-0.145	-0.223	-0.015	1												
Ca	0.384	0.868	0.16	-0.352	1											
K	0.339	0.436	0.087	-0.075	0.531	1										
Mg	0.396	0.774	0.188	-0.178	0.832	0.638	1									
Na	-0.253	-0.457	-0.196	0.276	-0.481	-0.143	-0.33	1								
Si	0.254	0.256	0.054	-0.074	0.191	0.381	0.38	0.07	1							
Sr	-0.469	-0.523	-0.47	-0.145	-0.418	-0.416	-0.51	-0.09	-0.52	1						
F	0.44	0.338	0.399	0.268	0.155	0.388	0.404	0.4	0.433	-0.7	1					
Cl	-0.068	-0.148	0.043	0.373	-0.267	-0.032	-0.15	0.73	0.026	-0.29	0.571	1				
NO ₂	0.089	0.08	0.19	-0.035	0.048	0.065	0.117	-0.15	-0.11	-0.03	-0.17	-0.16	1			
NO ₃	0.14	0.122	0.012	0.114	0.072	-0.018	0.105	-0.1	0.098	-0.05	0.106	0.153	-0.04	1		
SO ₄	-0.136	0.108	-0.371	-0.16	0.366	0.272	0.497	-0	0.16	0.067	-0.07	-0.14	0.006	-0	1	
HCO ₃	0.469	0.933	0.271	-0.266	0.904	0.541	0.814	-0.41	0.189	-0.49	0.403	-0.14	0.052	0.02	0.16	1

5.4. Analyse en composantes principales (ACP) et contrôle des processus hydrogéochimiques

La Projection ACP des paramètres hydrochimiques des eaux karstiques étudiées (Figure 18) montre que les deux premiers axes expliquent les 49,6 % de la variance totale, avec 33,0 % pour PC1 et 16,6 % pour PC2. A l'instar des travaux de [58], l'axe PC1 traduit principalement le contrôle géogénique de la minéralisation, associé aux interactions eau-roche et aux processus de dissolution/altération des minéraux constitutifs de l'aquifère. Il est fortement associé à la conductivité électrique, HCO_3^- , Ca^{2+} et Mg^{2+} , indiquant que la dissolution des calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies constitue, comme suggèrent les travaux de [1] et de [49], le mécanisme dominant d'acquisition chimique des eaux; la proximité de Sr^{2+} avec Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- dans l'espace factoriel suggère une origine lithogénique liée à la dissolution des phases carbonatées [59]. Sr^{2+} présente en effet un comportement géochimique proche de celui de Ca^{2+} et peut s'incorporer dans les minéraux carbonatés avant d'être libéré au cours des interactions eau-roche [60]. Le strontium peut se substituer partiellement au calcium dans les réseaux cristallins carbonatés, notamment au cours des processus diagénétiques affectant les carbonates. Il constitue ainsi un traceur pertinent des interactions eau-roche et de l'évolution diagénétique des systèmes

carbonatés [61].

Le Si traduit une contribution secondaire des niveaux silicoclastiques, notamment les shales et les silts quartzeux intercalés dans la série carbonatée sous étude. En effet, l'altération des shales et des silts quartzeux intercalés peut, par l'hydrolyse des feldspaths et des phyllosilicates, ainsi que par la dissolution lente du quartz, libérer du silicium dissous dans les eaux [62] et [63]. Sa mobilisation pourrait toutefois être renforcée par le ruissellement, l'érosion superficielle et l'infiltration rapide d'eaux chargées de fines particules dans le système karstique.

Se référant aux travaux de [64, 65], l'axe PC2 met en évidence des signatures hydrochimiques secondaires, associées aux apports de surface et aux processus de recharge rapide et focalisée au sein du réseau karstique, notamment par l'intermédiaire des fractures, pertes et conduits karstiques. Les ions Cl^- , NO_3^- , NO_2^- et Na^+ traduisent principalement des influences anthropogéniques, probablement liées à l'existence de foyers localisés pouvant être associés au lessivage des terres cultivées, à l'utilisation de fertilisants, aux déjections animales, aux latrines, aux rejets domestiques ou à l'infiltration d'eaux usées et de matières organiques dans les zones de recharge [37], [66, 67]. Le K^+ peut avoir une origine mixte, issue de l'altération

des minéraux potassiques présents dans les shales et les niveaux silicoclastiques ou d'apports anthropiques, notamment agricoles. Son association avec Na^+ , Cl^- et NO_3^- (Figure 17) peut toutefois indiquer une influence superficielle accrue [68-70]. Le SO_4^{2-} semble principalement traduire une contribution géogénique secondaire. Sa position sur PC1, distincte du pôle Cl^- – Na^+ – NO_3^- , ainsi que la présence de S (0,9 %) et de Fe (14,3 %) en XRF (Ech07) et les indices de ferruginisation observés en lame mince (Echantillons MB02, MB17, MB18), suggèrent une libération du sulfate par altération de phases soufrées de l'encaissant, notamment par oxydation possible de sulfures de fer. Ce mécanisme est bien documenté dans les aquifères carbonatés karstiques [71]. Toutefois, l'absence de caractérisation minéralogique directe des

phases soufrées et de données isotopiques ($\delta^{34}\text{S}$ – SO_4 et $\delta^{18}\text{O}$ – SO_4) ne permet pas d'établir définitivement cette origine géogénique, ces traceurs étant particulièrement utiles pour discriminer les différentes sources de sulfate dans les eaux souterraines [72-74]. Enfin, le F^- , relativement isolé dans le plan factoriel, suggère, comme le stipulent [54, 55], une origine géogénique spécifique, probablement liée à des minéraux accessoires fluorés.

En définitive, l'ACP, la chimie et la minéralogie des roches carbonatées confirment, conformément aux travaux de [75-77], que la chimie des eaux karstiques du sud de Mbanza-Ngungu est dominée par un contrôle géogénique carbonaté, localement perturbé par des apports anthropogéniques et des contributions lithologiques secondaires.

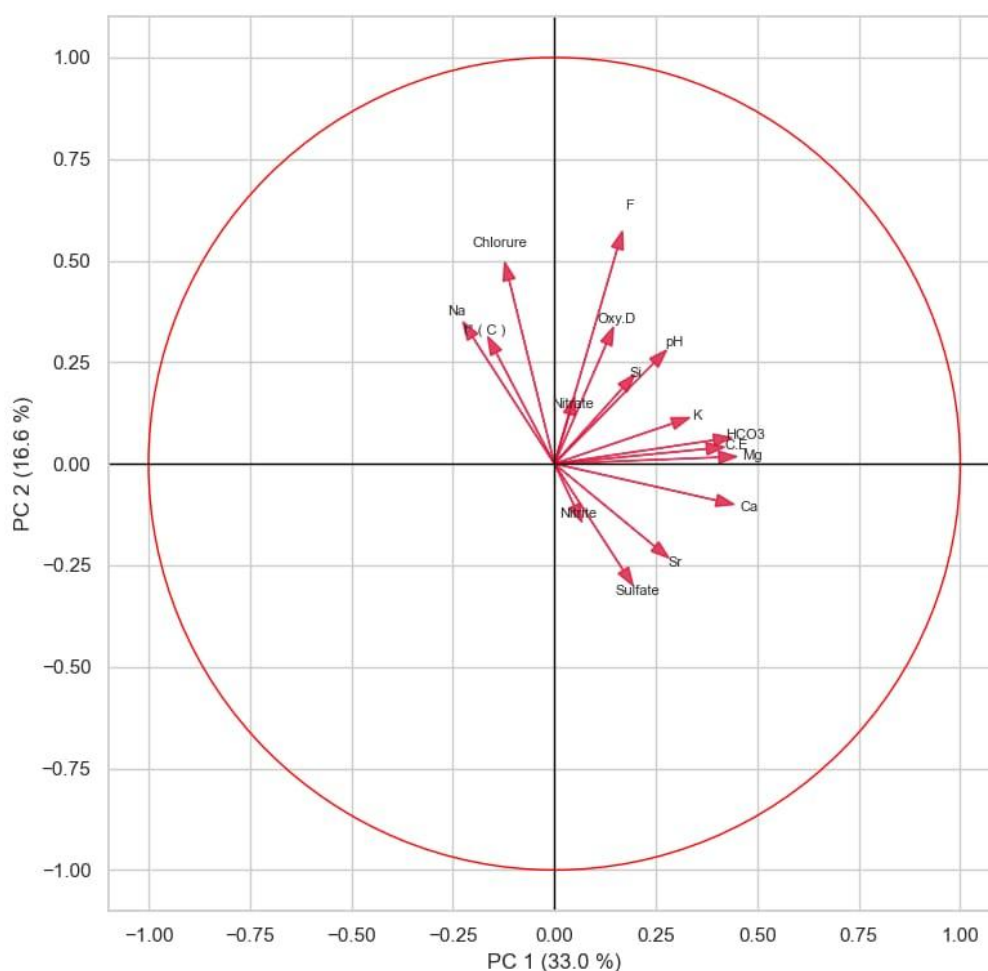


Figure 18 : Projection ACP des paramètres hydrochimiques des eaux karstiques étudiées sur le plan factoriel PC1–PC2.

5.5. Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) des points d'eau

La Classification Hiérarchique Ascendante des points d'eau d'échantillonnage a été réalisée selon la méthode préconisée par [78], en utilisant la distance euclidienne appliquée aux données hydrochimiques standardisées. Cette approche permet de regrouper les points d'eau présentant des signatures physico-chimiques similaires, tout en minimisant la variance intra-groupe. Le dendrogramme obtenu à partir de la CHA (Figure 19) met en évidence trois groupes hydrochimiques distincts :

Le Groupe I, le plus représenté, rassemble la majorité des échantillons (Lt02, Lt03, Lt04, Lt05, Lt05', Lt06, Lt07, Lt08, Lt10, Lt12, Lt13, Lt14, Lt15, Lt17, Lt18, Lt19, Lt21, Lt22, Lt24, Lt25, Lt26, Lt27, et Lt28) et correspond aux eaux karstiques typiques à faciès bicarbonaté calcique à calco-magnésien [76][77]. Ces eaux sont caractérisées par une minéralisation modérée à élevée, dominée par les ions Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- , traduisant le contrôle géogénique majeur de la dissolution des calcaires et dolomies du Sous-groupe de Lukala.

Le Groupe II réunit des eaux faiblement minéralisées (Lt01 et Lt20), caractérisées par de faibles concentrations en ions majeurs et une faible conductivité électrique. Cette signature suggère une contribution importante d'eaux de recharge récente, rapidement transférées vers les exutoires du système karstique, avec un temps de contact eau-roche relativement limité, ce qui restreint l'acquisition de solutés par dissolution des formations carbonatées [79].

Le Groupe III regroupe des eaux à signature hydrochimique particulière, notamment LT11 et LT16, respectivement enrichis en nitrates et en sulfates. LT11, prélevé dans la rivière Malonga, affluent de la Kadi mais situé hors du

réseau karstique principal, se trouve dans une zone à forte activité agricole où l'usage d'engrais NPK est important. Ces anomalies suggèrent ainsi des apports anthropiques ponctuels, associés notamment aux pratiques agricoles et au lessivage des fertilisants, ainsi qu'à des transferts hydrologiques rapides ; dans le cas des sulfates, une contribution de processus géochimiques naturels ne peut toutefois être exclue [80].

Ainsi, la CHA confirme l'existence d'un contrôle carbonaté dominant, localement perturbé par des eaux peu évoluées et par des signatures hydrochimiques secondaires.

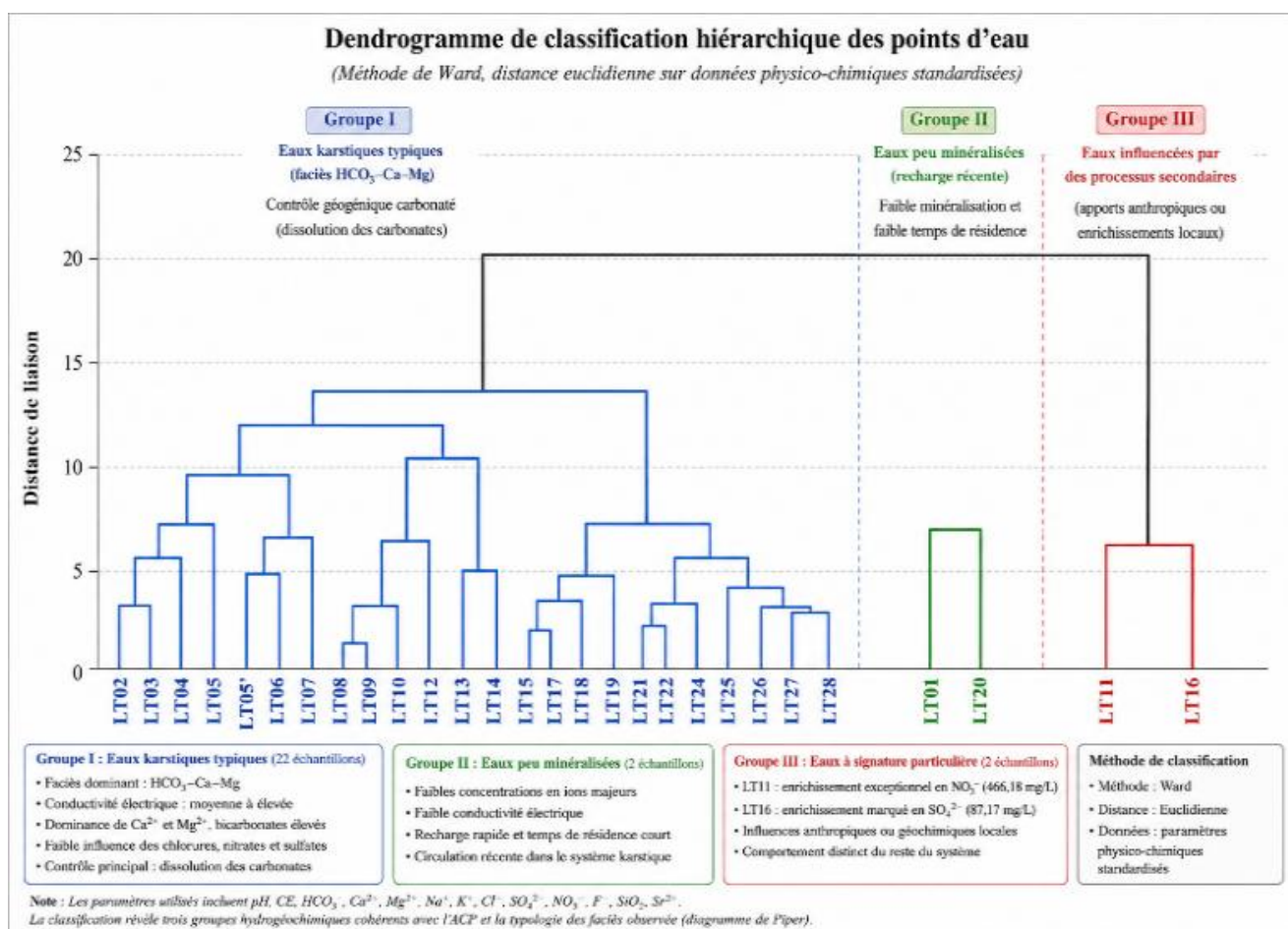


Figure 19 : Dendrogramme de classification hiérarchique ascendante des eaux karstiques du sud de Mbanza-Ngungu.

5.6. Analyse comparative du fonctionnement hydrogéochimique du karst de Mbanza-Ngungu à l'échelle régionale et interrégionale

Les eaux karstiques du sud de Mbanza-Ngungu présentent une minéralisation modérée, caractérisée par un faciès dominant $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Leur conductivité électrique moyenne est de 353,91 $\mu\text{S/cm}$, tandis que les concentrations moyennes en Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- atteignent respectivement 51,90, 13,24 et 114,75 mg/L. Cette signature traduit un contrôle géogénique principalement exercé par la dissolution des calcaires et des dolomies du Sous-groupe de Lukala, conformément aux mécanismes généralement décrits dans les aquifères karstiques [5], [53], [62]. La prédominance du faciès bicarbonaté calcique-magnésien mise en évidence par le diagramme de Piper [46] corrobore cette interprétation lithologique. L'analogue le

plus proche est le système hydrokarstique de Kibounda, situé près de Madingou, en République du Congo [81]. Cette comparaison est particulièrement pertinente en raison de la proximité géographique des deux secteurs et de leur appartenance commune aux formations carbonatées néoprotérozoïques du Groupe Schisto-Calcaire de la chaîne ouest-congolienne. À Kibounda comme à Mbanza-Ngungu, la prédominance de Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- indique que la minéralisation est principalement contrôlée par la dissolution des calcaires et des dolomies.

Les deux systèmes enregistrent également une contribution secondaire des niveaux silicoclastiques. À Kibounda, la présence de SiO_2 est attribuée à l'altération des silicates contenus dans les sols et les roches du réservoir. À Mbanza-Ngungu, cette contribution est étayée par l'identification

péetrographique et minéralogique du quartz des shales et des niveaux argilo-silteux. La présence de Sr^{2+} (Figure 11) constitue, quant à elle, un indice géochimique complémentaire d'une contribution lithologique, probablement liée aux phases carbonatées et à leur évolution diagénétique [61].

Les teneurs en SO_4^{2-} , NO_3^- , NO_2^- , Cl^- , Na^+ et K^+ révèlent cependant une vulnérabilité commune aux influences de surface. Dans le système de Kibounda, certaines concentrations élevées en SO_4^{2-} ont été interprétées comme un signal anthropique potentiel [81]. À Mbanza-Ngungu, les associations entre ces ions suggèrent également des apports localisés liés aux activités humaines. L'interprétation du sulfate doit néanmoins demeurer prudente, car celui-ci peut aussi provenir de sources naturelles, notamment de la dissolution de phases sulfatées ou de l'oxydation de minéraux sulfurés.

La fracturation représente un autre facteur commun aux deux systèmes. À Kibounda, les directions structurales préférentielles contrôlent l'organisation des écoulements souterrains. À Mbanza-Ngungu, la correspondance spatiale entre les fractures, les pertes, les sources et les cavités suggère également un contrôle structural du drainage karstique [82]. Ces convergences permettent de proposer un modèle hydrogéochimique régional fondé sur trois composantes principales : la dissolution des carbonates, le contrôle structural des écoulements et l'intervention localisée d'apports superficiels.

À une échelle africaine plus large, le faciès HCO_3^- -Ca-Mg de Mbanza-Ngungu est comparable à celui des aquifères dolomitiques d'Afrique australe, dans lesquels la dissolution de la calcite et de la dolomite constitue le principal mécanisme de minéralisation [76]. Certains de ces systèmes évoluent toutefois localement vers des faciès plus sulfatés ou chlorurés sous l'effet combiné des conditions lithologiques et des pressions anthropiques. La persistance du faciès bicarbonaté à Mbanza-Ngungu et le caractère ponctuel des enrichissements en SO_4^{2-} , Cl^- et NO_3^- indiquent, en comparaison, une perturbation moins généralisée.

Une analogie particulièrement pertinente peut être établie avec les aquifères karstiques dolomitiques d'Afrique du Sud. Dans le Cradle of Humankind et le bassin du Wonderfontein, développés dans les dolomies du Sous-groupe de Malmani, les eaux souterraines non ou faiblement affectées par les activités humaines présentent généralement un faciès Ca-Mg- HCO_3^- résultant de la dissolution des minéraux carbonatés [76] [83]. Cette signature est comparable à celle observée à Mbanza-Ngungu et confirme le rôle déterminant des interactions entre l'eau et les formations calcaro-dolomitiques.

Les karsts sud-africains montrent toutefois une évolution locale vers des faciès Ca-Mg- SO_4 ou Ca-Mg- Cl - SO_4 , notamment dans les secteurs affectés par les eaux minières, les rejets d'eaux usées et les activités agricoles [76] [83]. À Mbanza-Ngungu, la persistance du faciès HCO_3^- -Ca-Mg et le caractère localisé des enrichissements en SO_4^{2-} , Cl^- et

NO_3^- indiquent une influence anthropique moins généralisée. La comparaison met ainsi en évidence une base géogénique commune, dominée par la dissolution des carbonates, mais des degrés différents de perturbation anthropique.

Les aquifères carbonatés du Maghreb et du domaine méditerranéen fournissent un autre niveau de comparaison. Dans le système transfrontalier Tébessa-Kasserine, les eaux évoluent d'un faciès Ca- HCO_3^- faiblement minéralisé vers des faciès Ca- SO_4 et Na- Cl , avec des teneurs en solides dissous totaux comprises entre 10 et 490,66 mg/L [84]. Une telle évolution vers les pôles sulfaté et chloruré apparaît moins marquée à Mbanza-Ngungu, où ces enrichissements restent localisés.

Les eaux méditerranéennes étudiées par [85], avec des concentrations moyennes de 124,4 mg/L en Ca^{2+} , 60 mg/L en Mg^{2+} et 294,5 mg/L en HCO_3^- , sont sensiblement plus minéralisées que celles de Mbanza-Ngungu. Les aquifères marocains montrent toutefois une variabilité importante : la concentration moyenne en HCO_3^- atteint 509,8 mg/L dans l'aquifère de Bou-Areg, alors que certains aquifères tertiaires présentent une valeur proche de 115,9 mg/L, comparable à celle de Mbanza-Ngungu. La minéralisation relativement faible de ce dernier pourrait refléter un temps de résidence limité, une recharge active ou une circulation rapide dans les conduits karstiques. Cette hypothèse demanderait néanmoins à être confortée par des données hydrodynamiques ou isotopiques.

Dans l'aquifère karstique de Tang-Konareh, dans les monts Zagros en Iran, le faciès HCO_3^- -Ca est principalement associé à la dissolution des carbonates, aux échanges ioniques et aux processus de mélange [86]. Cette configuration rejoint celle de Mbanza-Ngungu, où les relations entre la conductivité électrique, Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- témoignent de l'importance des interactions eau-roche. Le rôle des échanges ioniques et des mélanges apparaît toutefois moins clairement établi à Mbanza-Ngungu et ne devrait pas être considéré comme dominant sans indicateurs géochimiques complémentaires.

Une différenciation comparable entre contrôles naturels et influences anthropiques a été observée dans le bassin karstique de la rivière Zhongdu, en Chine [87]. Dans cet aquifère, les associations entre Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- caractérisent les interactions eau-roche, tandis que K^+ , Na^+ , Cl^- et NO_3^- sont davantage associés aux activités agricoles et aux rejets domestiques. Cette organisation rejoint les résultats de l'ACP de Mbanza-Ngungu, où le premier axe traduit principalement le contrôle géogénique carbonaté, alors que le second met en évidence des influences superficielles ou anthropiques secondaires.

Enfin, les karsts tropicaux américains présentent des mécanismes de base similaires, mais dans des contextes hydrogéologiques différents. Dans la péninsule du Yucatán, la composition des eaux est contrôlée par la dissolution des carbonates, à laquelle s'ajoutent localement la dissolution de niveaux gypseux et le mélange avec les eaux marines [88] [89]. À Porto Rico, les eaux des secteurs continentaux

sont principalement de type $\text{HCO}_3\text{--Ca}$, puis évoluent vers un faciès Na--Cl à proximité du littoral sous l'effet de l'intrusion saline [90]. Ces systèmes se distinguent donc de Mbanza-Ngungu par l'importance des influences marines ou évaporitiques.

Le système de Mbanza-Ngungu présente une analogie fonctionnelle plus étroite avec les karsts tropicaux continentaux du bassin du São Francisco, au Brésil, où la minéralisation bicarbonatée calcique résulte principalement des interactions entre les eaux souterraines et les formations carbonatées [91]. L'absence d'influence marine notable et la prédominance des processus de dissolution rapprochent ces aquifères, malgré leur éloignement géographique.

Dans l'ensemble, le karst de Mbanza-Ngungu se singularise par une minéralisation modérée de type $\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$, principalement contrôlée par la dissolution des formations calcaro-dolomitiques et secondairement influencée par les niveaux silicoclastiques. Les indices de saturation négatifs indiquent que les eaux conservent un potentiel de dissolution, compatible avec un fonctionnement karstique actif. La comparaison met ainsi en évidence une base géogénique commune à de nombreux aquifères carbonatés, tout en soulignant la spécificité de Mbanza-Ngungu : un karst tropical continental à dominante bicarbonatée, dont le fonctionnement hydrochimique demeure principalement contrôlé par les interactions eau-roche, mais localement influencé par des apports anthropiques liés aux activités agricoles et à l'utilisation d'engrais minéraux, notamment NPK, documentée dans la région [92], sans toutefois entraîner une modification généralisée du faciès hydrochimique.

6. Conclusion générale

Cette étude montre que la composition hydrochimique des eaux karstiques du Sud de Mbanza-Ngungu est essentiellement contrôlée par des processus géogéniques, dominés par la dissolution des formations carbonatées et les interactions eau-roche. Cette origine est confirmée par la prédominance du faciès $\text{HCO}_3\text{--Ca}^{2+}\text{--Mg}^{2+}$, les fortes corrélations entre la conductivité électrique, HCO_3^- , Ca^{2+} et Mg^{2+} , ainsi que par les résultats de l'ACP et de la CHA.

Les anomalies ponctuelles en NO_3^- , Cl^- , Na^+ et SO_4^{2-} traduisent toutefois des influences anthropiques locales, principalement liées aux activités agricoles et aux transferts superficiels. Ainsi, la signature hydrochimique du système karstique de Mbanza-Ngungu est majoritairement géogénique, avec une contribution anthropique secondaire, localisée et spatialement hétérogène.

7. Remerciements

Nous remercions le Centre des Recherches Géologiques et Minières (CRGM), le CREN-K, le Laboratoire de Minéralogie de la Mention Physique/ Faculté des Sciences et Technologies (Université de Kinshasa), le Laboratoire d'analyses hydrochimiques de Besançon (France), pour leur accompagnement scientifique, analytique, technique et logistique. Notre reconnaissance à l'endroit de la Coopération Belge, à travers le projet GeoRes4Dev du Musée Royal de l'Afrique Centrale

(MRAC), pour leur engagement remarquable en faveur du renforcement des capacités, de la promotion de l'excellence scientifique et du développement de la recherche en géosciences. Enfin, les auteurs remercient le Professeur Kanika Mayena Thomas pour ses commentaires constructifs et ses suggestions pertinentes qui ont permis d'améliorer le manuscrit de façon substantielle.

8. Références bibliographiques

- [1] Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution* (2nd ed.). CRC Press/Balkema.
<https://doi.org/10.1201/9781439833544>
- [2] Goldscheider, N., Chen, Z., Auler, A. S., Bakalowicz, M., Broda, S., Drew, D., Hartmann, J., Jiang, G., Moosdorf, N., Stevanović, Z., & Veni, G. (2020). Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. *Hydrogeology Journal*, 28, 1661-1677.
<https://doi.org/10.1007/s10040-020-02139-5>
- [3] Chen, Q., Dong, M., Zhang, F., Zheng, J., Han, B., & Liao, F. (2025). Study on the coupling mechanism of karst groundwater flow path to the change of hydrochemical composition in earthquake region. *Journal of Combinatorial Mathematics and Combinatorial Computing*, 127, 8939-8956.
<https://doi.org/10.61091/jcmcc127b-491>
- [4] Chou, L., Garrels, R.M., & Wollast, R. (1989). Comparative study of kinetics and mechanisms of dissolution of carbonate minerals. *Chemical Geology*, 78, 269-282.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90063-6](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90063-6)
- [5] Ford, D. C., & Williams, P. W. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Chichester: John Wiley & Sons.
https://doi.org/10.1002/9781118684986.fmatt_er
- [6] Yang, Y., Zhang, C., Zhang, B., Zhang, W., Zou, J., & Jia, R. (2024). Hydrochemical Characteristics and Evolution under the Influence of Multiple Anthropogenic Activities in Karst Aquifers, Northern China. *Water*, 16(12), 1656.
<https://doi.org/10.3390/w16121656>
- [7] Gong, W., Zang, C., Ma, J., Sun, Y., Zhang, H., Xu, P., & Jiang, M. (2025). Hydrochemical characteristics and controlling factors of deep karst groundwater in Huaibei Plain, Huaihe River Basin, China. *Frontiers in Earth Science*, 13, Article 1552125.
<https://doi.org/10.3389/feart.2025.1552125>
- [8] Xiao, S., Luo, A., Xiong, Q., Meng, J., Mu, D., (2025). Hydrochemical characteristics of a karst basin and its response to world heritage protection. *npj Heritage Science*.
<https://doi.org/10.1038/s40494-025-01927-0>
- [9] Hu, K., Guo, P., Chen, S., Luo, X., & Li, B. (2025). Hydrochemical Controlling Factors and Spatial Distribution Characteristics of Shallow Groundwater in Agricultural Regions of Central-Eastern Henan Province, China. *Water*, 17(19), 2815.
<https://doi.org/10.3390/w17192815>

- [10] Lapworth, D. J., Nkhuwa, D. C. W., Okotto-Okotto, J., Pedley, S., Stuart, M. E., Tijani, M. N., & Wright, J. (2017). Urban groundwater quality in sub-Saharan Africa: current status and implications for water security and public health. *Hydrogeology Journal*, 25, 1093–1116. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1516-6>.
- [11] Xanke, J., Goldscheider, N., Bakalowicz, M., Barberá, J. A., Broda, S., Chen, Z., Ghanmi, M., Günther, A., Hartmann, A., Jourde, H., Liesch, T., Mudarra, M., Petitta, M., Ravbar, N., & Stevanović, Z. (2024). Carbonate rocks and karst water resources in the Mediterranean region. *Hydrogeology Journal*, 32, 1397–1418. <https://doi.org/10.1007/s10040-024-02810-1>.
- [12] Lepersonne, J. (1973). Notice explicative de la feuille Ngungu de la carte géologique du Zaïre au 1/200.000. Dir. Serv. géol. Zaïre, 66 p.
- [13] Quinif, Y., Dupuis, C. (1989). Morphologie et hydrologie d'un karst couvert : le réseau de Ziaka (Bas-Zaïre). In: *Karstologia : revue de karstologie et de spéléologie physique*, n°14, 2e semestre 1989. pp. 15-22. <https://doi.org/10.3406/karst.1989.2215>
- [14] Le Centre de recherche de l'INERA (Institut National pour l'Étude et la Recherche Agronomiques) à M'vuazi, (2022). Rapport décennale de la station météorologique de Mbanza-Ngungu. Inédit.
- [15] Tack, L., Wingate, M. T. D., Liégeois, J.-P., Fernandez-Alonso, M., & Deblond, A. (2001). Early Neoproterozoic magmatism (1000–910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*, 110, 277–306. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00192-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00192-9)
- [16] Delpomdor, F., Tack, L., Cailteux, J., & Préat, A. (2015). The C2 and C3 formations of the Schisto-Calcaire Subgroup (West Congo Supergroup) in the Democratic Republic of the Congo: An example of post-Marinoan sea-level fluctuations as a result of extensional tectonisms. *Journal of African Earth Sciences*, 110, 14-33. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.06.005>
- [17] Baudet, D., Fernandez-Alonso, M., Kant-Kabalu, F., Tack, L., Theunissen, K., Dewaele, S., Eekelers, K., Kadja, G., Mujinga, E., Nseka, P., Phambu, J., Kitambala, N., Kongota, E., Matungila, J., Muanza, P., & Tshibwabwa, A. M. (2013). Notice explicative de la carte géologique de la Province du Bas-Congo et carte géologique à l'échelle du 1/500 000. Version 1.0, MRAC–CRGM, 50 p.
- [18] Bongwele, O. G., Mpiana, K. C., & Préat, A. (2018). Calcaires de Kwilu (Kongo Central, R.D. Congo) dans la zone de transition de la chaîne West-Congo : lithostratigraphie et sédimentologie. *Congo Sciences*, 6(1), 23–33.
- [19] Delhay, F., & Sluys, M. (1923). Esquisse géologique du Congo occidental. Étude du système Schisto-Calcaire ; missions géologiques de 1914 et 1918–1919. Bruxelles-Uccle : Établissement Cartographique E. Patesson, 1923–1924
- [20] Lepersonne, J. (1974). Carte géologique du Zaïre au 1/2 000 000. République du Zaïre, Service géologique, Kinshasa ; Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren.
- [21] Cailteux, J. L. H., Delpomdor, F. R. A., & Ngoie Ndobani, J. P. (2015). The Neoproterozoic West-Congo “Schisto-Calcaire” sedimentary succession from the Bas-Congo region (Democratic Republic of the Congo) in the frame of regional tentative correlations. *Geologica Belgica*, 18(2–4), 126–146.
- [22] Cahen, L. (1978). La stratigraphie et la tectonique du Supergroupe Ouest-Congolien dans les zones médiane et externe de l'orogène Ouest-Congolien (Pan-African) au Bas-Zaïre et dans les régions voisines. *Annales du Musée royal de l'Afrique centrale, Sciences géologiques*, 83, 150 p.
- [23] Heuts, M. J., & Leleup, N. (1954). La géographie et l'écologie des grottes du Bas-Congo. Les habitats de *Caecobarbus geertsii* Blgr. *Annales du Musée Royal du Congo Belge, Série in 8°, Sciences Zoologiques*, 35, 71 p.
- [24] Quinif, Y. (1986). Genèse des karsts à tours en pays intertropicaux : l'exemple du Bas-Zaïre. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 109(2), 515–527.
- [25] Quinif, Y. (1985). Une morphologie karstique typique en zone intertropicale : les karsts du Bas-Zaïre. *Karstologia*, 6, 43–52. <https://doi.org/10.3406/karst.1985.2104>
- [26] Michel, R. (1991). Le karst tropical humide. Essai de synthèse : l'exemple du Zaïre. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 27, 3–22.
- [27] GeoRes4Dev–MRAC. (2023). Scientific mission in the karstic region of central Congo: The Kongo-2023.07 mission in the Mbanza-Ngungu region of the Democratic Republic of Congo. Royal Museum for Central Africa.
- [28] Thijenira, A. L., Ngala, N. N., Kanika, T. M., Kimbemb, A. M., Nkodia, H., & Lahogue, P. (2024). État des lieux et spécificités géologiques des cavités karstiques des formations du Sous-groupe Schisto-Calcaire des régions de Mbanza-Ngungu, Kimpese et Songololo (Kongo-Central, République Démocratique du Congo). *Journal Africain des Sciences*, 1(1), 30–45. <https://doi.org/10.70237/jafrisci.2024.v1.i1.04>
- [29] Kimbemb ma Ibaka, A. (2007). Approche systémique de la conservation des grottes de Mbanza-Ngungu : contribution à l'étude de la biodiversité cavernicole et proposition de création d'une aire protégée. Thèse de Doctorat, ERAIFT/UNIKIN, RDC, 322 p.
- [30] Kimbemb ma Ibaka, A. (2023). Caves with blind fish: *Caecobarbus geertsii* de Mbanza-Ngungu en R.D. Congo. Our Knowledge Publishing, 57 p.
- [31] Gao, M., Hou, G., Zhang, M., Liu, F., Yang, Y., & Zhu, W. (2023). Hydrogeochemical Characteristics and Evolution of Karst Groundwater in the Heilongdong Spring Basin, Northern China. *Water*, 15(4), 726. <https://doi.org/10.3390/w15040726>
- [32] Xu, L., Ni, Z., Huang, W., Tu, S., Jiang, S.,

- Zhuang, Z., Zhao, L., & Yang, H. (2024). Groundwater Geochemistry in the Karst-Fissure Aquifer System of the Qinglian River Basin, China. *Hydrology* 2024, 11(11), 184. <https://doi.org/10.3390/hydrology11110184>
- [33] Poidevin, J.-L. (2007). Stratigraphie isotopique du strontium et datation des formations carbonatées et glaciogéniques néoprotérozoïques du Nord et de l'Ouest du craton du Congo. *Comptes Rendus Géoscience*, 339(3–4), 259–273. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.02.007>
- [34] Delpomdor, F., & Prétat, A. (2013). Early and late Neoproterozoic C, O and Sr isotope chemostratigraphy in the carbonates of West Congo and Mbuji-Mayi supergroups: A preserved marine signature? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 389, 35–47. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.07.007>
- [35] Bambi, J., & Issamba, E. (2023). Étude pétrographique et géochimique de la concentration en fer dans les zones karstiques, cas de la grotte Dimba. Mémoire de Licence (BAC+5) de l'Université de Kinshasa.
- [36] Wang, S., Chen, J., Zhang, S., Bai, Y., Zhang, X., Chen, D., & Hu, J. (2024). Groundwater hydrochemical signatures, nitrate sources, and potential health risks in a typical karst catchment of North China using hydrochemistry and multiple stable isotopes. *Environmental Geochemistry and Health*, 46, 173. <https://doi.org/10.1007/s10653-024-01964-x>
- [37] Zhang, J., Zhang, L., Zheng, T., Jin, M., Kang, F., Jiang, J., et al. (2025). Tracing nitrate contamination sources and transformations in a rural–urban karst groundwater system in North China using multiple isotopes and Simmr modeling. *Water Resources Research*, 61, e2025WR040156. <https://doi.org/10.1029/2025WR040156>
- [38] Folk, R. L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bulletin*, 43(1), 1–38. <https://doi.org/10.1306/0BDA5C36-16BD-11D7-8645000102C1865D>
- [39] Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W. E. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks. A Symposium (AAPG Memoir 1)*, pp. 108–121. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.
- [40] Lundegard, P. D., & Samuels, N. D. (1980). Field classification of fine-grained sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50(3), 781–786.
- [41] Boggs, S. Jr. (2012). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (5th ed.). Pearson, Boston. ISBN: 978-0321643186.
- [42] Rollinson, H. R. (2014). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Routledge, London. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- [43] Cook, H. E., Johnson, P. D., Matti, J. C., & Zemmels, I. (1975). Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, X-ray Mineralogy Laboratory, Deep Sea Drilling Project, University of California, Riverside. In D. E. Hayes, L. A. Frakes, et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 28, 999–1007. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.28.app4.1975>
- [44] Thorez, J. (1976). *Practical Identification of Clay Minerals: A Handbook for Teachers and Students in Clay Mineralogy*. Leclot, Dison, 90 p.
- [45] Underwood, M. B., Lawler, N., & McNamara, K. (2020). Data report: standard mineral mixtures, normalization factors, and determination of error for quantitative X-ray diffraction analyses of bulk powders and clay-sized mineral assemblages. In L. M. Wallace, D. M. Saffer, P. M. Barnes, I. A. Pecher, K. E. Petronotis, L. J. LeVay, & the Expedition 372/375 Scientists, *Hikurangi Subduction Margin Coring, Logging, and Observatories. Proceedings of the International Ocean Discovery Program*, 372B/375. <https://doi.org/10.14379/iodp.proc.372B375.201.2020>
- [46] Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Transactions, American Geophysical Union*, 25(6), 914–928. <https://doi.org/10.1029/TR025i006p00914>
- [47] Stabler, H. (1911). *Some stream waters of the Western United States, with chapters on sediment carried by the Rio Grande and the industrial application of water analyses*. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 274, 188 p. <https://doi.org/10.3133/wsp274>
- Source officielle USGS – Stabler (1911)
- [48] Stiff, H. A., Jr. (1951). The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *Journal of Petroleum Technology*, 3(10), 15–17. <https://doi.org/10.2118/951376-G>
- [49] Drever, J. I. (1997). *The geochemistry of natural waters: Surface and groundwater environments* (3rd ed.). Prentice Hall.
- [50] Schoeller, H. (1965). Qualitative evaluation of groundwater resources. In *Methods and techniques of groundwater investigation and development*. Water Resources Series No. 33. UNESCO, Paris, pp 44–52
- [51] Mussa, K. R., & Mjemah, I. C. (2023). Using hydrogeochemical facies and signatures for groundwater characterization and evolution assessment in aquifers with contrasting climate and geology in Tanzania. *Applied Water Science*, 13, 201. <https://doi.org/10.1007/s13201-023-01977-4>
- [52] White, W. B. (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press.
- [53] Goldscheider, N., & Drew, D. (Eds.). (2007). *Methods in karst hydrogeology*. International Contributions to Hydrogeology, 26. CRC Press/Taylor & Francis. <https://doi.org/10.1201/9781482266023>
- [54] Plummer, L. N., & Back, W. (1980). The mass balance approach: Application to interpreting the chemical evolution of hydrologic systems. *American Journal of Science*, 280(2), 130–142. <https://doi.org/10.2475/ajs.280.2.130>

- [55] Parkhurst, D. L., & Appelo, C. A. J. (2013). *Description of input and examples for PHREEQC version 3: A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations*. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 6-A43. <https://doi.org/10.3133/tm6A43>
- [56] Pearson, K. (1896). Mathematical contributions to the theory of evolution.—III. Regression, heredity, and panmixia. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*, 187, 253–318. <https://doi.org/10.1098/rsta.1896.0007>
- [57] Plummer, L. N., & Busenberg, E. (1982). The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO₂–H₂O solutions between 0 and 90 °C, and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO₃–CO₂–H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(6), 1011–1040. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90056-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90056-4)
- [58] Haman Didier, J. B., Fantong, W. Y., Mboudou, E. G., Ombolo, A., Nenkam Jokam, T. L. L., Chounna, G. Y., & Messi, G. (2023). *Hydrogeochemistry and stable isotopes of groundwater in the Sudano-Sahelian zone: A case of the Mayo Bocki watershed in North Cameroon*. *HydroResearch*, 6, 36–51. <https://doi.org/10.1016/j.hydres.2023.01.002>
- [59] Dogramaci, S. S., & Herczeg, A. L. (2002). Strontium and carbon isotope constraints on carbonate-solution interactions and inter-aquifer mixing in groundwaters of the semi-arid Murray Basin, Australia. *Journal of Hydrology*, 262(1–4), 50–67. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00021-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00021-5)
- [60] Saito, A., Kagi, H., Marugata, S., Komatsu, K., Enomoto, D., Maruyama, K., & Kawano, J. (2020). Incorporation of Incompatible Strontium and Barium Ions into Calcite (CaCO₃) through Amorphous Calcium Carbonate. *Minerals*, 10(3), 270. DOI : <https://doi.org/10.3390/min10030270>.
- [61] Banner, J. L. (1995). Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. *Sedimentology*, 42(5), 805–824. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1995.tb00410.x>
- [62] White, A. F., & Brantley, S. L. (2003). The effect of time on the weathering of silicate minerals: Why do weathering rates differ in the laboratory and field? *Chemical Geology*, 202(3–4), 479–506. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.03.001>
- [63] Shaughnessy, A. R., & Brantley, S. L. (2023). How do silicate weathering rates in shales respond to climate and erosion? *Chemical Geology*, 629, 121474. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121474>
- [64] Ye, X., Yang, P., & Zhang, Q. (2015). Hydrogeochemical processes and vulnerability of a typical karst underground river system, southwest China. *Geochemical Journal*, 49(3), 259–269. <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0354>
- [65] Yu, S., Chae, G., Oh, J., Kim, S.-H., Kim, D.-I., & Yun, S.-T. (2021). Hydrochemical and isotopic difference of spring water depending on flow type in a stratigraphically complex karst area of South Korea. *Frontiers in Earth Science*, 9, 712865. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.712865>
- [66] Mahler, B. J., & Garner, B. D. (2009). Using nitrate to quantify quick flow in a karst aquifer. *Groundwater*, 47(3), 350–360. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00499.x>
- [67] Wang, Z.-J., Yue, F.-J., Lu, J., Wang, Y.-C., Qin, C.-Q., Ding, H., Xue, L.-L., & Li, S.-L. (2022). New insight into the response and transport of nitrate in karst groundwater to rainfall events. *Science of the Total Environment*, 818, 151727. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.151727>
- [68] Böhlke, J. K. (2002). *Groundwater recharge and agricultural contamination*. *Hydrogeology Journal*, 10, 153–179. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0183-3>
- [69] Li et al. (2017). *Hydrogeochemistry of Shallow Groundwater in a Karst Aquifer System of Bijie City, Guizhou Province*. *Water*, 9(8), 625. DOI: <https://doi.org/10.3390/w9080625>
- [70] Yang, P., Yuan, D., Ye, X., Xie, S., Chen, X., & Liu, Z. (2013). Sources and migration path of chemical compositions in a karst groundwater system during rainfall events. *Chinese Science Bulletin*, 58, 2488–2496. DOI: <https://doi.org/10.1007/s11434-013-5762-x>
- [71] Dogramaci, S., McLean, L., & Skrzypek, G. (2017). Hydrochemical and stable isotope indicators of pyrite oxidation in carbonate-rich environment; the Hamersley Basin, Western Australia. *Journal of Hydrology*, 545, 288–298. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.009>
- [72] Toran, L. (1987). Sulfate contamination in groundwater from a carbonate-hosted mine. *Journal of Contaminant Hydrology*, 2(1), 1–29. [https://doi.org/10.1016/0169-7722\(87\)90002-7](https://doi.org/10.1016/0169-7722(87)90002-7)
- [73] Xanke, J., Liesch, T., Goeppert, N., Klinger, J., Gassen, N., Goldscheider, N., & Geyer, T. (2020). Hydrochemical evaluation of water resources and human impacts on an urban karst system, Jordan. *Hydrogeology Journal*, 28, 1993–2011. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02174-2>
- [74] Mao, H., Wang, C., Qu, S., Liao, F., Wang, G., & Shi, Z. (2023). Source and evolution of sulfate in the multi-layer groundwater system in an abandoned mine-Insight from stable isotopes and Bayesian isotope mixing model. *Science of the Total Environment*, 859, 160368. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.160368>
- [75] Güler, C., Thyne, G. D., McCray, J. E., & Turner, A. K. (2002). Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal*, 10, 455–474. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0196-6>
- [76] Holland, M., & Witthüser, K. T. (2009). Geochemical characterization of karst groundwater in the Cradle of Humankind World Heritage Site, South Africa. *Environmental Geology*, 57, 513–524.

- <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1320-2>
- [77] Čuk Đurović, M., Petrič, M., Jemcov, I., Mulec, J., Grudnik, Z. M., Mayaud, C., Blatnik, M., Kogovšek, B., & Ravbar, N. (2022). Multivariate statistical analysis of hydrochemical and microbiological natural tracers as a tool for understanding karst hydrodynamics: The Unica Springs, SW Slovenia. *Water Resources Research*, 58, e2021WR031831. <https://doi.org/10.1029/2021WR031831>
- [78] Ward, J. H. Jr. (1963). Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association*, 58(301), 236–244. <https://doi.org/10.1080/01621459.1963.10500845>
- [79] Chang, Y., Hartmann, A., Liu, L., Jiang, G., & Wu, J. (2021). *Identifying More Realistic Model Structures by Electrical Conductivity Observations of the Karst Spring*. *Water Resources Research*, 57(4), e2020WR028587. <https://doi.org/10.1029/2020WR028587>.
- [80] Li, S. L., Liu, C. Q., Li, J., Liu, X., Chetelat, B., Wang, B., & Wang, F. (2010). *Assessment of the sources of nitrate and sulfate in the karst groundwater of the Shuicheng Basin, Southwest China, using hydrochemistry and environmental isotopes*. *Applied Geochemistry*, 25(12), 1924–1936. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2010.10.008>
- [81] Samba, P., Bazebizanza, N., Nkodia, H., Boudzoumou, F., Arfaoui, I., & Lahogue, P. (2025). Chemical signature and structural study of a Madingou hydrokarst system, southwest of the Republic of Congo. *EGU General Assembly 2025*, EGU25-716. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu25-716>
- [82] Ntambwe, N. N., Bazebizanza, N. C., Lahogue, P., Lutete, J. S., Kakule, R. K., Kanda Nkula, V., (2026). Karstogenèse de la grotte Ndundu 1 dans la région de Mbanza-Ngungu au Kongo Central. *Journal Africain des Sciences*, 3(3), 127–135. <https://doi.org/10.70237/jafrisci.2026.v3.i3.14>
- [83] Mokadem, N., Dennis, R., & Dennis, I. (2021). Hydrochemical and stable isotope data of water in karst aquifers during normal flow in South Africa. *Environmental Earth Sciences*, 80, 519. <https://doi.org/10.1007/s12665-021-09845-7>
- [84] Pacheco Castro, R., Pacheco Ávila, J., Ye, M., & Cabrera Sansores, A. (2018). Groundwater quality: Analysis of its temporal and spatial variability in a karst aquifer. *Groundwater*, 56(1), 62–72. <https://doi.org/10.1111/gwat.12546>.
- [85] Al Haj, R., Merheb, M., Halwani, J., & Ouddane, B. (2023). Hydrogeochemical characteristics of groundwater in the Mediterranean region: A meta-analysis. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 129, 103351. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2022.103351>
- [86] Farzin, M., Sedghi-Asl, M., & Karimian, V. (2025). Hydrochemistry and water quality of a karst aquifer, Zagros Mountains, Iran. *Water Science*, 39(1), 247–261. <https://doi.org/10.1080/23570008.2025.2575558>
- [87] Zhang, J., Chen, C., Bu, J., Xiong, X., Xiao, C., Yang, C., & Huang, Y. (2025). Hydrochemical characteristics and indicative significance of terminal tributaries in karst water systems: A case study of the Zhongdu River Basin in Southwest China. *Water*, 17(6), 822. <https://doi.org/10.3390/w17060822>
- [88] Bauer-Gottwein, P., Gondwe, B. R. N., Charvet, G., Marín, L. E., Rebolledo-Vieyra, M., & Merediz-Alonso, G. (2011). Review: The Yucatán Peninsula karst aquifer, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 19, 507–524. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0699-5>
- [89] Perry, E., Paytan, A., Pedersen, B., & Velázquez-Olimán, G. (2009). Groundwater geochemistry of the Yucatán Peninsula, Mexico: Constraints on stratigraphy and hydrogeology. *Journal of Hydrology*, 367, 27–40. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.026>
- [90] Román-Más, A. J., & Lee, R. W. (1985). Water quality and chemical evolution of groundwater within the north coast limestone aquifers of Puerto Rico. *American Water Resources Association, Technical Publication Series TPS-85-1*, 57–63.
- [91] Lecomte, K. L., Bicalho, C. C., & Silva-Filho, E. V. (2016). Geochemical characterization in karst basin tributaries of the San Franciscan depression: The Corrente River, western Bahia, NE-Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 119–130. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.03.011>
- [92] Kifukieto, C., Mambaka, N., & Mayisa, B.-C. (2025). *Évaluation comparative des performances agronomiques de dilutions d'urine humaine et des engrais chimiques dans la culture du chou pommé à Mbanza-Ngungu*. *Agriculture Archives*, 4(3), 52–55. <https://doi.org/10.51470/AGRI.2025.4.3.52>.