

RÉPUBLIQUE DU CAMEROUN  
PAIX-TRAVAIL-PATRIE

\*\*\*\*\*

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ 1

\*\*\*\*\*

CENTRE DE RECHERCHE ET FORMATION  
DOCTORALE EN SCIENCES, TECHNOLOGIES  
ET GEOSCIENCES

\*\*\*\*\*

UNITE DE RECHERCHE ET FORMATION  
DOCTORALE SCIENCE PHYSIQUES ET  
APPLICATIONS \*\*\*\*\*

B.P Box 812 Yaoundé

Email: cr f d\_stg@u y1.uninet.cm



REPUBLIC OF CAMEROON  
PEACE-WORK-FATHERLAND

\*\*\*\*\*

UNIVERSITY OF YAOUNDÉ 1

\*\*\*\*\*

POSTGRADUATE SCHOOL OF SCIENCE,  
TECHNOLOGY AND GEOSCIENCE

\*\*\*\*\*

RESEARCH AND POSTGRADUATE  
TRAINING UNIT IN PHYSICS AND  
APPLICATIONS

\*\*\*\*\*

P.O BOX 812 Yaoundé

Email: cr f d\_stg@u y1.uninet.cm

DÉPARTEMENT DE PHYSIQUE

DEPARTMENT OF PHYSICS

LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT TERRESTRE

LABORATORY OF EARTH'S ENVIRONMENT PHYSICS

THESE

**CONTRIBUTION DE LA GEOPHYSIQUE A L'ETUDE  
DES STRUCTURES ET LEURS IMPLICATIONS EN  
HYDROGEOLOGIE (SUD-CAMEROUN)**

Thèse Présentée en vue de l'obtention du diplôme de

**Doctorat/Ph.D.** en Physique

**Option:** Géophysique et Géoexploitation

Par:

**KOUAMOU NJIFEN Serges Raoul**

Matricule: 11W0435

Master of science en Physique

Sous la direction de :

**ENYEGUE A NYAM Françoise**

*Maître de Conférences*

*Université de Yaoundé I*

**TABOD Charles TABOD**

*Professeur*

*Université de Yaoundé I*





**DEPARTEMENT DE PHYSIQUE**  
**DEPARTMENT OF PHYSICS**


**ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THESE DE**  
**DOCTORAT/Ph.D**


Nous, Professeurs **NJANDJOCK NOUCK Philippe**, **NOUAYOU Robert** et Professeur **MANGUELLE-DICOUM Elièzer**, respectivement Examineurs et Président du jury de la thèse de Doctorat/Ph.D de Monsieur **KOUAMOU NJIFEN Serges Raoul** Matricule **11W0435**, préparée sous la co-direction des Professeurs **TABOD Charles TABOD** et **ENYEGUE A NYAM Françoise Martine**, intitulée « **Contribution de la géophysique à l'étude des structures et leurs implications en hydrogéologie (Sud-Cameroun)** », soutenue le **Lundi 29 Janvier 2024**, en vue de l'obtention du grade de Docteur/Ph.D en Physique, spécialité Physique de L'environnement Terrestre, option Géophysique et Géoexploration, attestons que toutes les corrections demandées par le Jury de soutenance ont été effectuées.

En foi de quoi, la présente attestation lui est délivrée pour servir et valoir ce que de droit.


Fait à Yaoundé le **21 FEV 2024**

Examineurs

  
Pr **NJANDJOCK NOUCK**  
**Philippe**

  
Pr **NOUAYOU Robert**

Le Président du Jury

  
Pr **MANGUELLE-DICOUM**  
**Elièzer**

Le Chef de Département de Physique

  
  
**Professeur**

---

## DÉDICACE

---

A

Ma très chère tante NJIMBAM MAGUEM Béatrice

Ma très chère maman NJIM LISA Laure

---

## REMERCIEMENTS

---

Mes remerciements vont à l'endroit de toutes les personnes qui m'ont prêté main forte afin de réaliser finalement cette thèse de Doctorat. Je leur exprime ma gratitude et ma sincère reconnaissance, notamment :

Au Doyen de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I et son personnel administratif pour tous les efforts fournis et les moyens nécessaires mise à notre disposition pour la bonne formation.

Au Professeur Ndjaka Jean Marie Bienvenu, Chef du Département de Physique de l'Université de Yaoundé I pour ses enseignements et ses multiples conseils.

Au Professeur Tabod Charles Tabod, pour sa disponibilité malgré ses multiples fonctions, grâce à votre rigueur scientifique et vos conseils avisés. J'ai appris la patience et le goût de toujours tendre vers la perfection malgré les difficultés. Retrouvez en ce travail la consécration des efforts consentis ensembles.

Au Professeur Enyegue A Nyam Françoise pour son dynamisme, sa disponibilité, sa patience, son sens de la motivation et de la pédagogie qui ont conduit à l'aboutissement de ce mémoire. Je tiens à l'en remercier pour le cadre convivial et chaleureux mis à ma disposition. Sans vous, ce travail n'aurait jamais été possible.

Au Professeur Ndjankou Nougou Philippe, Chef de Laboratoire de Géophysique et Géoexploration de l'Université de Yaoundé I, pour sa pédagogie, son esprit critique et son sens des valeurs morales qu'il a toujours eu à nous prodiguer tout au long des enseignements qu'il nous a dispensés.

Au Professeur Emérite Manguéle Dicoum Elièzer dont je connais le dévouement à l'encadrement scientifique et pour avoir accepté d'assurer la présidence et la participation à mon jury de soutenance.

A sa Majesté le Professeur Nouyou Robert, vous êtes un enseignant attentionné et vous m'avez positivement influencé. Merci pour vos conseils lumineux.

Je tiens à adresser particulièrement ma profonde gratitude au Professeur Ndoungsa-Mbarga Théophile pour les précieux conseils et les enseignements.

Au Professeur Nguiya Severin, de l'Université de Douala, qui malgré ses nombreuses occupations a accepté de participer au jury de ma thèse

Un merci particulier au Dr Djoum Kouomou Serges pour l'appui, l'encadrement, les encouragements, et les conseils qui m'ont été bénéfiques tout au long de ce travail.

Je réserve une place à part à ma très chère amie, Kom Ngayap Pierre, pour ton attention et ton soutien inconditionnel qui ont été ma principale source d'inspiration.

Merci à mes camarades de laboratoire : Bounoung Clément Parfait, Tchikangoua Nguokouo Anita, Fosso Kegne Sarskolin, Yonkam Mbabou Eder, Chiewo Ceukou Tethys-Authie, Ngadjeu Tientcheu Monique, Nnang Osse Vivien Achille, Nsangou Ngouhouo Bassam, Mafouekeng-Tekoutsa Tchalida, Dassi Kamgang Carole, Tchana Yimdjeu Anderson, Yimdjio Jasmin.

A mon père Djoum Simon, mes oncles NJifen André, Njimbam Michel et mes tantes, Wouléna Nadège, Nfenguie Epiphanie, Kom Mireille et Cheta Mirabelle pour tous les efforts consentis et leur amour non seulement sur le plan spirituel mais aussi dans le cadre de ce travail.

A mes frères et sœurs, Djougem Herve, Wabo Aloys, Cheta Leslyne, Kom Yvan, Jim Linda, Tounsie Sidonie, Njimbam Joel, Dzegou Sérena, Kam Romuald, Tchente Orlus et Njimbam Rodrigue pour tous leurs encouragements.

Un merci tout spécial à mes camarades de promotion Mfonka Idrissou, Feum Cédric, Zambou Tsopgni Yasmine et Kam Diane pour leur collaboration.

Je tiens tout particulièrement à remercier les sociétés China Geo-Engineering Corporation au Cameroun (GSC-CAM) et Geofor SA pour les données utilisées dans le cadre de cette étude.

Un merci spécial à Fossi Donald Hermann pour les multiples conseils et son encouragement dans le suivi régulier de ce travail.

A mes amis Dr Teyou Ariel, Dr Abomo Abega Xavier, Njampa Junior, Manga Henry, Nzesseu Valentino, Kayi Flore, Apouamou Moupe, Tankoua Ledoux, Akamba Manuel, pour tous leurs conseils et leur collaboration.

---

## TABLE DES MATIERES

---

DÉDICACE.....	i
REMERCIEMENTS .....	ii
TABLE DES MATIERES .....	iv
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX .....	x
LISTE DES SYMBOLES ET ABRÉVIATIONS .....	xi
RESUME.....	xiv
ABSTRACT .....	xvi
INTRODUCTION GENERALE.....	1
CHAPITRE 1 : REVUE DE LA LITTERATURE.....	6
1.1    GÉNÉRALITÉS EN HYDROGÉOLOGIE .....	6
1.1.1    L'eau souterraine dans l'environnement .....	6
1.1.2    Différents réservoirs pour l'eau souterraine.....	6
1.1.3    Propriétés hydrodynamiques des aquifères .....	7
1.1.4    Le stockage.....	8
1.1.5    La conduite .....	9
1.1.6    Qualité des eaux souterraines en milieu de socle.....	11
1.1.6.1    Origine de la minéralisation des eaux souterraines .....	11
1.2    APPORT DE LA GÉOPHYSIQUE EN HYDROGÉOLOGIE .....	12
1.2.1    Prospection géophysique.....	12
1.2.1.1    Généralités sur la méthode électrique.....	12
1.2.1.2    Notion de résistivité électrique .....	12
1.2.1.3    Principe de mesure de la résistivité électrique.....	13
1.2.1.4    Distribution du potentiel électrique dans les sols .....	14
1.2.1.5    Dispositifs électriques.....	18
1.2.1.6    Notion de résistivité apparente .....	18

1.3	TÉLÉDÉTECTION .....	19
1.3.1	Notion de base de la télédétection.....	19
1.3.1.1	Principe de base de la télédétection.....	20
1.3.1.2	Rayonnement électromagnétique .....	20
1.3.1.3	Spectre électromagnétique.....	21
1.4	CADRE GÉOGRAPHIQUE, CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET CONNAISSANCES ANTÉRIEURES SUR LA ZONE D'ÉTUDE.....	22
1.4.1	Justification du choix de la zone d'étude .....	22
1.4.2	Situation géographique et caractéristique du site.....	22
1.4.3	Localisation de la zone d'étude.....	22
1.4.4	Géomorphologie.....	23
1.4.5	Réseau hydrographique .....	24
1.4.6	Végétation .....	24
1.4.7	Pluviométrie et température .....	25
1.4.8	Les activités socio-économiques.....	26
1.4.9	Pédologie.....	26
1.5	CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE .....	26
1.5.1	Craton du Congo .....	27
1.5.2	Complexe du Ntem.....	27
1.5.3	Couverture sédimentaire .....	28
1.5.4	La Chaîne panafricaine.....	29
1.6	LES FORMATIONS DE SOCLE ET MILIEUX FRACTURÉS.....	30
1.7	CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE.....	31
1.7.1	Les aquifères d'altérites .....	31
1.7.2	Les aquifères fracturés ou fissurés .....	32
1.8	SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE DES ÉTUDES ANTÉRIEURES DANS LA ZONE D'ÉTUDE .....	33
	CHAPITRE 2 : MATÉRIEL ET MÉTHODES .....	35

2.1	DONNÉES UTILISÉES ET MATÉRIELS .....	35
2.1.1	Acquisition des données .....	35
2.1.1.1	Données conventionnelles et pluviométriques .....	35
2.1.1.2	Données hydrogéologiques.....	35
2.1.1.3	Principe d'acquisition des données de sondage électrique vertical .....	36
2.1.1.4	Données hydrogéochimiques.....	36
2.1.1.5	Images satellitaires .....	37
2.2	LES LOGICIELS .....	39
2.3	LES MÉTHODES UTILISÉES.....	40
2.3.1	Prétraitement des données .....	40
2.3.1.1	Prétraitement des images satellitaires .....	40
2.3.1.2	Analyses des compositions colorées de l'image Landsat.....	41
2.3.1.3	Classification supervisée .....	41
2.3.1.4	Relief ombragé de l'image SRTM.....	41
2.3.1.5	Prétraitement des données physico-chimiques .....	42
2.3.2	Préparations des facteurs de conditionnements des eaux souterraines .....	42
2.3.3	Approche de modélisation en utilisant les modèles statistiques.....	47
2.3.3.1	Assignation de poids à l'aide du modèle PAH .....	47
2.3.3.2	Assignation de poids à l'aide du modèle RF .....	50
2.3.3.3	Attribution de poids à l'aide du modèle d'entropie de Shannon .....	51
2.3.3.4	Attribution de poids à l'aide du poids de la preuve.....	52
2.3.4	Validation des modèles .....	54
2.3.5	Analyse en composante principale .....	55
CHAPITRE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION .....		57
3.1	INTERPRÉTATION DES COURBES DE SONDAGE ÉLECTRIQUE VERTICAL	
	57	
3.1.1	Types de courbes de SEV .....	57



3.2	FACTEURS DE CONDITIONNEMENT DES EAUX SOUTERRAINES .....	63
3.3	CARTES DES ZONES DE POTENTIALITÉS EN EAUX SOUTERRAINES .....	70
3.3.1	Application du modèle PAH.....	70
3.3.2	Application du modèle RF .....	74
3.3.3	Application du modèle d'entropie de Shannon.....	78
3.3.4	Application du modèle PP .....	79
3.4	ÉVALUATION DES PERFORMANCES DES MODÈLES .....	81
3.5	CARACTÉRISATIONS DES PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX SOUTERRAINES .....	82
3.6	ANALYSES STATISTIQUES MULTIVARIÉES .....	86
3.6.1	Corrélation entre les paramètres physico-chimiques des eaux souterraines .....	86
3.6.2	Analyse en composante principale (ACP) .....	87
	CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES .....	92
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	95
	ANNEXE .....	A

---

## LISTE DES FIGURES

---

Figure 1: Différents réservoirs d'eau dans le sous-sol (Gilli et al., 2006). .....	7
Figure 2: Présentation des différentes porosités hydrogéologiques. A) Représentation du profil de saturation et B) Comparaison des porosités hydrogéologiques (Vouillamoz, 2003). .....	9
Figure 3: Mesure de la résistivité électrique en laboratoire (Chouteau et Giroux, 2006). .....	13
Figure 4: Schéma en coupe du principe de la prospection électrique. La ligne horizontale noire représente la surface du sol (Fauchard & Mériaux, 2004). .....	14
Figure 5: Champ de potentiel dans un milieu homogène (Diament et al., 2011). .....	15
Figure 6: Principe de mesure de la résistivité électrique avec quatre électrodes (Diament et al., 2011). .....	17
Figure 7: Classification simple des dispositifs classiquement utilisés pour des mesures de surface (Penz, 2012). .....	18
Figure 8: Représentation de l'onde électromagnétique (Bonn et Rochon, 1992). .....	20
Figure 9 : Détails des domaines spectraux (Bonn et Rochon, 1992). .....	21
Figure 10 : Localisation de la zone d'étude. ....	23
Figure 11: Carte géomorphologique de Kribi-Campo. ....	24
Figure 12: Diagramme ombrothermique. ....	25
Figure 13: Carte géologique du Sud Cameroun (Akono et al., 2022). .....	30
Figure 14: Illustration du principe de sondage électrique (Chouteau et Giroux, 2006). .....	36
Figure 15: Bande 1 de l'image Landsat 8 OLI téléchargée. ....	38
Figure 16: Image SRTM brute de la zone d'étude. ....	39
Figure 17: Diagramme de Venn pour illustrer la théorie des poids de la preuve. Zone d'étude T, la classe présente B, la classe absente <b>B</b> , emplacement du forage D présent, emplacement du forage <b>D</b> absent. ....	53
Figure 18: Courbe de type KH. ....	58
Figure 19: Courbe de type AK. ....	59
Figure 20: Courbe de type KQ. ....	60
Figure 21: Les eaux souterraines sont influencées par des facteurs géologiques, géoélectriques, topographiques, hydrologiques, Lithologie (a), Densité de faille (b), Densité de drainage (c), Taux d'infiltration (d), Pente (e), Indice de rugosité topographique (f), Indice d'humidité topographique (g), Conductance longitudinale (h), Résistance transversale (i), Anisotropie (j), Conductivité hydraulique (k), Transmissivité (l), épaisseur du sol (m), Précipitations (n), Occupations de sols (o). ....	70

Figure 22: Résultat de la cartographie du potentiel des eaux souterraines à l'aide du modèle PAH. ....	74
Figure 23: Résultat de la cartographie du potentiel des eaux souterraines à l'aide du modèle FR. ....	78
Figure 24: Résultat de la cartographie du potentiel des eaux souterraines à l'aide du modèle ES. ....	79
Figure 25 : Résultat de la cartographie du potentiel des eaux souterraines à l'aide du modèle PP. ....	81
Figure 26: Aire sous les courbes du taux de réussite (a) et du taux de prédiction (b). ....	82
Figure 27: Distribution spatiale des paramètres physico-chimiques de la zone de recherche, (a) Dureté totale, (b) Alcalinité totale, (c) Calcium, (d) Magnésium, (e) Bicarbonate, (f) Chlorure, (g) Sulfate. ....	85
Figure 28: Matrice de corrélation. ....	86
Figure 29: Les relations entre les paramètres physico-chimiques sont représentées par des cercles de corrélation. ....	89
Figure 30: Représentation graphique des paramètres physico-chimiques et les échantillons des eaux souterraines de la zone d'étude. ....	90

---

## LISTE DES TABLEAUX

---

Tableau 1: Échelle pour la comparaison par paires (Saaty, 1980).....	48
Tableau 2: Indice de cohérence aléatoire. ....	50
Tableau 3: Résultats des propriétés d'aquifères des points SEV.....	60
Tableau 4: La matrice de comparaison par paires de chaque facteur de conditionnement. ....	71
Tableau 5: La matrice de comparaison par paires et les poids normalisés (Rn) des caractéristiques avec les rapports de cohérences (Rc).....	72
Tableau 6 : Corrélation entre chaque facteur de conditionnement et l'occurrence des forages à l'aide des modèles RF, ES et PP.....	76
Tableau 7: Répartition spatiale des différentes zones de potentiel en eaux souterraines. ....	81
Tableau 8: Paramètres physico-chimiques des échantillons.....	84
Tableau 9: Variabilité des facteurs.....	88
Tableau 10: Matrice de corrélation variable/facteur.....	88
Tableau 11: Contributions des individus statistiques. ....	88

## LISTE DES SYMBOLES ET ABRÉVIATIONS

---

### SYMBOLES

$\overline{\text{grad}}$	L'opérateur gradient
$\vec{E}$	Vecteur champ électrique
$\iint$	Double intégrale
$\vec{j}$	Vecteur densité de courant
$\Delta V$	Différence de potentiel entre deux points en volt (V)
$S$	Section du conducteur en mètre carré (m <sup>2</sup> )
$I$	Intensité du courant en Ampère (A)
$J$	Module du vecteur densité de courant en Ampère par mètre carré (A/m <sup>2</sup> )
$f$	Facteur géométrique en mètre (m)
$L$	Longueur du conducteur en mètre (m)
$R$	Résistance électrique en Ohm ( $\Omega$ )
$V$	Champ de potentiel en volt (V)
$\rho$	Résistivité électrique en Ohm mètre ( $\Omega \cdot m$ )
$\sigma$	Conductivité électrique en Ohm / m ( $\Omega / m$ )
$\tau$	Contraste Standardisé
$\rho_a$	Résistivité électrique apparente en Ohm mètre ( $\Omega \cdot m$ )
$E$	Module du vecteur champ électrique en volt par mètre (V/m)
$\epsilon_0$	Permittivité électrique du vide en F/m
$Q$	Charge électrique en coulomb (c)
$r$	Rayon de la sphère (m)
$dI$	Intensité élémentaire
$ds$	Surface élémentaire
$\varnothing_t$	Porosité totale
$\delta$	Ecart type
$\bar{x}$	Moyenne
$\varnothing_e$	Porosité efficace
$\varnothing_c$	Porosité cinématique
$Q$	Débit
$S$	Section de l'éprouvette
$k$	Perméabilité
$\mu$	Viscosité dynamique du fluide
$\Delta P / \Delta x$	Gradient de pression

## ABRÉVIATIONS

<b>AB</b>	Distance entre les électrodes de courant (m)
<b>A</b>	Surface
<b>ACP</b>	Analyse en composante principale
<b>AN</b>	Coefficient d'anisotropie
<b>AUC</b>	Area Under the Cover
<b>C.C.C</b>	Cisaillement Centre Camerounais
<b>CPNE</b>	Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale
<b>DC</b>	Direct Current
<b>DL</b>	Densité de Linéaments
<b>DD</b>	Densité de Drainage
<b>ES</b>	Entropie de Shannon
<b>E</b>	Epaisseur du sol
<b>E-O</b>	Est-Ouest
<b>FN</b>	Faux Négatif
<b>FP</b>	Faux Positif
<b>Geofor</b>	Géotechnique et Forage
<b>GSC-CAM</b>	China Geo-Engineering Corporation in Cameroon
<b>IR</b>	Infra Rouge
<b>IC</b>	Indice de Cohérence
<b>IPES</b>	Indices de Potentialités en Eaux Souterraines
<b>ERDA</b>	Earth Resources Data Analysis System
<b>IRT</b>	Indice de Rugosité Topographique
<b>IHT</b>	Indice Humidité Topographique
<b>IDW</b>	Inverse Distance Weighted
<b>JOINTEM</b>	Joint interpretation of electromagnetic and geoelectric sounding using 1-D layered earth model
<b>K</b>	Conductivité hydraulique
<b>Li</b>	Lithologie
<b>MN</b>	Distance entre les électrodes de mesure (m)
<b>MNT</b>	Modèles Numériques de Terrain
<b>Ma</b>	Millions d'années
<b>Ns</b>	Nombre total de segments de cours d'eau

<b>MINEPAT</b>	Ministère de l'Economie, de la Planification et de l'Aménagement du Territoire
<b>OMS</b>	Organisation Mondiale de la Santé
<b>OS</b>	Occupation de sols
<b>PAH</b>	Processus Analytique Hiérarchique
<b>PP</b>	Poids de la Preuve
<b>PT</b>	Pente
<b>RF</b>	Rapport de Fréquence
<b>RF</b>	Précipitations
<b>RC</b>	Rapport de Cohérence
<b>REM</b>	Rayonnement électromagnétique
<b>ROC</b>	Receiving Operating Characteristics
<b>RO</b>	Relief Ombré
<b>S</b>	Conductance Longitudinale
<b>SEV</b>	Sondage électrique Vertical
<b>S<sub>f</sub></b>	Fréquence des cours d'eau
<b>SRTM</b>	Shuttle Radar Topography Mission
<b>SIG</b>	Systèmes Information Géographique
<b>T</b>	Résistance Transversale
<b>TI</b>	Taux d'infiltration
<b>TR</b>	Transmissivité
<b>UTM</b>	Universal Transverse Mercator
<b>VP</b>	Vrai Positif
<b>VN</b>	vrai Négatif
<b>WGS</b>	World Geodesic System
<b>ZPES</b>	Zones de Potentialités en Eaux Souterraines

---

## RESUME

---

La région de Kribi-Campo est l'une des régions les plus attractives du Cameroun en raison de sa proximité avec la mer. Malgré la position géographique de cette zone, les habitants ont encore beaucoup de mal à s'approvisionner en eau. Le socle complexe qui domine cette région a un impact sur les facteurs affectant la recharge des eaux souterraines. La qualité et la disponibilité des eaux souterraines sont essentielles pour la consommation humaine et les activités sociales et économiques dans une localité. Les facteurs géologiques, hydrologiques, topographiques et hydrodynamiques d'une région, influencent sur les zones potentielles pour les eaux souterraines. Les objectifs principaux de cette thèse sont d'identifier les zones de fortes potentialités en eaux souterraines pour l'implantation des forages productifs et d'évaluer les principales sources des processus liés à l'origine de la minéralisation dans les aquifères de la zone d'étude. Le processus d'analyse hiérarchique (PAH), le rapport de fréquence (RF), l'entropie de Shannon (ES) et les poids de la preuve (PP), les systèmes d'informations géographiques (SIG) et l'analyse statistique multivariée ont été utilisés dans la méthodologie. Quinze (15) facteurs de conditionnement des eaux souterraines ont été sélectionnés à l'aide des données conventionnelles, de télédétection et de sondage électrique vertical. Des pondérations ont été attribuées aux facteurs de conditionnement et à leurs caractéristiques sur la base des méthodes PAH, RF, ES et PP, puis intégrées au logiciel ArcGIS pour générer les cartes de potentialités en eaux souterraines. Les cartes qui en ont résulté ont ensuite été classées en quatre classes : très faible, faible, modérée et élevée. Les aires sous la courbe ROC (Receiver Operating Characteristic) ont été calculées pour évaluer les performances des modèles. Les résultats ont montré que le modèle PP (taux de réussite, 78,8 % ; taux de prédiction, 85,5 %) a le taux de prédiction le plus élevé, suivi du modèle ES (taux de réussite, 83,1 % ; taux de prédiction, 83,4 %), du modèle RF (taux de réussite, 77,4 % ; taux de prédiction, 74,9 %) et le modèle PAH (taux de réussite, 49,3 % ; taux de prédiction, 61,9 %). D'après les résultats, le modèle PP est le plus fiable pour délimiter les zones de fortes potentialités en eaux souterraines dans la zone d'étude. L'analyse en composantes principales a permis de déterminer les phénomènes à l'origine de la minéralisation de l'eau et les liens entre ces eaux. Nos résultats montrent deux classes hydrogéochimiques et leurs sources : processus d'interaction entre eau et la roche (principal mécanisme de productions d'ions) ; un processus de salinisation résultant des phénomènes naturels (intrusion de l'eau de mer) ou des activités anthropiques dues aux rejets d'eaux usées liés aux activités agricoles. Cette thèse peut servir de guide pour les



explorations hydrogéologiques et la gestion des ressources en eaux souterraines dans la région d'étude.

Mots clés : Eaux souterraines, aquifères, minéralisation, télédétection, hydrogéologiques.

---

## ABSTRACT

---

The Kribi-Campo region is one of the most attractive areas in Cameroon due to its proximity to the sea. Despite its location, residents still have a lot of trouble getting enough water. The complex bedrock that dominates this area has an impact on the factors affecting groundwater recharge. The quality and availability of groundwater is essential for human consumption and social and economic activities in a locality. The geological, hydrological, topographical and hydrodynamic factors of a region influence the groundwater potential zones. The main objectives of this thesis are to identify potential zones groundwater for construction of productive boreholes and to assess the main sources of processes related to the origin of mineralization in the aquifers of the study area. Analytical Hierarchical Process (AHP), Frequency Ratio (FR), Shannon Entropy (SE) and Weight of Evidence (WofE), Geographic Information Systems (GIS) and Multivariate Statistical Analysis were used in this process. Fifteen (15) groundwater conditioning factors were selected using conventional data, remote sensing and vertical electrical sounding. Weights were assigned to the conditioning factors and their characteristics based on the AHP, FR, SE and WofE methods, and then integrated with ArcGIS software to generate the groundwater potential maps. The resulting maps were then categorized into four zones: very low, low, moderate and high. The areas under the Receiving Operating Characteristics (ROC) curve were calculated to assess the performance of the models. The results showed that the WofE model (success rate, 78.8%; prediction rate, 85.5%) has the highest prediction rate, followed by the SE model (success rate, 83.1%; prediction rate, 83.4%), the FR model (success rate, 77.4%; prediction rate, 74.9%) and the AHP model (success rate, 49.3%; prediction rate, 61.9%). According to the results, the PP model is the most reliable for delineating the groundwater potential zones in the study area. The principal component analysis made it possible to determine the phenomena at the origin of the mineralization of the water and the links between these waters. Our results show two hydrogeochemical classes and their sources: interaction process between water and rock (main mechanism of ion production); a salinization process resulting from natural phenomena (seawater intrusion) or from anthropogenic activities due to wastewater discharges linked to agricultural activities. This thesis can serve as a roadmap for hydrogeological explorations and groundwater resource management in the study area.

Keywords: Groundwater, aquifers, mineralization, remote sensing, hydrogeological.

---

## INTRODUCTION GENERALE

---

L'absence de la ressource en eau constitue une menace à court, moyen et long terme pour les pays du monde. L'eau est considérée comme une nécessité vitale pour les populations des zones urbaines et rurales. L'histoire de l'eau et celle de l'homme sont étroitement liées. Ainsi, la recherche de source d'eau a longtemps mobilisé les énergies, et les premières civilisations sont apparues le long des grands fleuves nourriciers. Aussi cette ressource qui répond aux besoins fondamentaux de l'homme est un potentiel économique important particulièrement pour générer et entretenir la prospérité à travers certaines activités telles que l'agriculture, la pêche, la production d'énergie, l'industrie, les transports et le tourisme (Elvis et al., 2022; Gaikwad et al., 2021; Obiora et al., 2016; Osinowo et Arowoogun, 2020; Verma et Patel, 2021). Cependant, l'eau douce est inégalement répartie sur la surface de la Terre, puisqu'elle ne représente que 3 % du volume total d'eau de la planète, contre 97 % pour l'eau salée. Dans de nombreuses régions du monde, notamment en Afrique subsaharienne, cette ressource est de plus en plus difficile à trouver. Les eaux souterraines constituent une source d'approvisionnement pour répondre à la demande d'eau potable. Les eaux de surface sont pour la plupart exposées à la pollution (Ifediegwu, 2021; José et al., 2021; Obiora et al., 2015). L'élévation du niveau de la mer, à cause du réchauffement climatique augmente le taux de salinité des eaux souterraines dans les zones côtières (Aretouyap et al., 2020). Les activités anthropiques, les phénomènes naturels et la nature géologique du sol ont aussi un impact sur la salinité de l'eau (Dhakate et al., 2016; Masoud et al., 2018). Les niveaux élevés de sel dans les eaux souterraines ont des conséquences néfastes sur les habitants, les activités agricoles et industrielles dans une région côtière (Hounsinou, 2020). L'utilisation intensive et incontrôlée des intrants agricoles et des fumiers pendant la saison des pluies ont un impact négatif sur la qualité des eaux souterraines. La compréhension des processus et les facteurs de contrôle de la qualité des eaux souterraines sont cruciaux pour la gestion efficace de la ressource en eau (Abbasnia et al., 2019; Beyene et al., 2019; Enyegue A Nyam et al., 2020; Kumar et Sangeetha, 2020).

Les eaux souterraines en zone de socle représentent une ressource majeure pour les populations rurales étant donné que les eaux de surface ne sont pas pérennes à cause de la valeur élevée de salinité ou de leur qualité médiocre. Près de la moitié de la population africaine compte sur l'eau souterraine qui est dans plusieurs zones rurales de l'Afrique subsaharienne, la seule source durable de l'eau destinée à la consommation humaine. L'avantage des aquifères de socle est qu'ils offrent un approvisionnement en eau, qui est généralement bien réparti sur le plan géographique (Lachassagne et Wyns, 2005). L'installation de forages de qualité et de longue

durée conditionne l'accès à cette eau souterraine potable. Ces forages devront être implantés dans des aquifères présentant un stockage important, et/ou une recharge importante. Ces conditions sont souvent mal assurées à cause de la complexité des zones de socle. Cette complexité limite la capacité des hydrogéologues de comprendre, de décrire et de prédire le comportement hydrodynamique de ces hydrosystèmes. Selon des études menées sur l'occurrence des eaux souterraines en zones de socle (Sander, 2007), une bonne connaissance de la géologie locale, incluant la lithologie, la tectonique, les mécanismes de recharge et l'emménagement des aquifères est indubitablement importante pour la recherche de zone favorable à l'implantation des forages. Les facteurs topographiques, hydrologiques et hydrodynamiques influencent l'infiltration et le déplacement des eaux souterraines (Elvis et al., 2022; Puttiwongrak et al., 2022).

Au Cameroun, les populations de Kribi-Campo situées près de la mer, utilisent les eaux de surface pour des usages domestiques, agricoles et industriels. La cartographie des zones favorables à l'implantation des forages reste peu explorée et beaucoup reste encore à faire au Cameroun. Peu de recherches ont été faites dans l'effort de caractériser les zones potentielles en eaux souterraines au Cameroun (Elvis et al., 2022; Gouet et al., 2022; Teikeu Assatse et al., 2016; Tepoule et al., 2021). Le socle cristallin de la zone d'étude est constitué en général des roches compactes et imperméables ; les aquifères ne peuvent s'y former que dans des conditions exceptionnelles d'altération et de fracturation. Malheureusement ces zones fortement altérées ou fracturées sont des structures discontinues et aléatoires. Ces formations rocheuses dures ont subi par endroits des contraintes tectoniques qui leur confèrent aujourd'hui des rôles hydrogéologiques non-négligeables. Il serait donc très utile d'identifier les différentes zones où la paire altération-fracture du substrat rocheux sous-jacent est suffisamment développée pour favoriser l'accumulation et la circulation des eaux souterraines en quantité. La cartographie des eaux souterraines nécessite l'usage concomitant de plusieurs techniques de prospection.

La géoélectricité est une technique géophysique utilisée dans des nombreuses études pour caractériser les eaux souterraines (Bersi et Saibi, 2020; José et al., 2021; Kalaivanan et al., 2019; Omosuyi et al., 2021a; Vijayaprabhu et al., 2022; Youssef, 2020). Les systèmes d'informations géographiques (SIG) et la télédétection font l'objet de nombreuses études à travers le monde et ont produit des résultats très satisfaisants en matière de caractérisation des eaux souterraines (Asgher et al., 2022; Halder et Bandyopadhyay, 2022; Kom et al., 2022; Saranya et Saravanan, 2020). Les couches thématiques produites par les techniques de télédétection peuvent être intégrées et analysées spatialement à l'aide des SIG. La pondération et la combinaison de ces

couches thématiques par des techniques d'analyses multicritères d'aide à la décision, facilite la cartographie de potentialité en eau souterraine.

Dans de nombreuses études, plusieurs chercheurs ont utilisé différents modèles statistiques, probabilistes et d'apprentissage automatiques à savoir : le rapport de fréquence (Elvis et al., 2022; Guru et al., 2017), le poids des preuves (Maity et al., 2022; Rane et Jayaraj, 2022a), l'entropie de Shannon (Al-Abadi, 2017; Hou et al., 2018), fuzzy analytical hierarchy process (FAHP) (Hou et al., 2018), le processus d'analyse hiérarchique (PAH) (Aykut, 2021; Doke et al., 2021), Multi-Influcing Factor (MIF) (Rane et Jayaraj, 2022a; Senapati et Das, 2022), Naives Bayes Tree (Arabameri et al., 2021), K- Nereast Neighbor (R. Kumar et al., 2021), Random Forest (Moghaddam et al., 2020; Sachdeva et Kumar, 2021), Support Vector Machine (Pourghasemi et al., 2020; Prasad et al., 2020), pour caractériser les eaux souterraines. Le processus d'analyse hiérarchique (PAH), le rapport de fréquence (RF), l'entropie de Shannon (ES), et le poids de la preuve (PP) ont été utilisés pour délimiter les zones potentielles en eaux souterraines (ZPES) dans le cadre de cette étude. Rane et Jayaraj, (2022) ont utilisé trois modèles statistiques à savoir, MIF, PP et RF pour délimiter les zones d'aquifères. La validation des différents modèles a montré que le modèle MIF a la meilleure prédiction, suivie des modèles PP et RF. (Boughariou et al., 2021 ; Maity et al., 2022) ont utilisés les modèles FAHP, RF et PP pour caractériser les ZPES. Les résultats indiquent que les modèles RF et PP ont des meilleures précisions de prédictions dans chacune des études. Les revues de littérature récentes montrent que les approches PAH, RF, ES et PP basées sur les SIG n'ont pas encore été utilisées pour délimiter les zones de potentialité en eaux souterraines à partir des données conventionnelles, de télédétections et de sondage électrique vertical. La fonction d'efficacité du récepteur, plus fréquemment désignée sous le terme « courbe ROC » (Receiving Operating Characteristics ) a été utilisée par plusieurs chercheurs pour évaluer la performance des modèles (Boughariou et al., 2021; Chen et al., 2018; Maity et al., 2022; Rasool et al., 2022).

L'aménagement des puits et forages, des points d'accès à l'eau par la population sans une planification est un témoin de la non maîtrise de l'origine de la minéralisation des eaux souterraines. L'absence d'un accident écologique dans la zone d'étude n'exclut pas la contamination non négligeable qui découle des pesticides agricoles, des déchets d'élevage et des stations-service de la zone d'étude. La composition chimique de l'eau permet de faire attention aux sources éventuelles de pollution (naturelles si c'est la roche encaissante, ou anthropique). Tous ces paramètres susceptibles d'influencés la qualité de l'eau obligent à s'interroger sur les caractéristiques réelles des subsurfaces de la présente zone d'étude. Les

analyses statistiques multivariées telle que, l'analyse en composantes principales (ACP) et l'analyse de corrélation de Pearson ont été avérés avec succès pour identifier et comprendre les sources de la minéralisation dans les eaux souterraines (Marín Celestino et al., 2018; Masoud et al., 2018; Muangthong et Shrestha, 2015).

Les insuffisances signalées dans la revue de littérature récente, nous conduisent à cette question de recherche : la modélisation des zones de fortes potentialités en eaux souterraines en milieu de socle cristallin peut-elle être optimale en utilisant la géophysique combinée à la technique de télédétection et les méthodes statistiques ? Pour répondre à cette problématique nous avons fixé comme objectifs principaux : (1) de cartographier les potentialités en eaux souterraines pour faciliter la réalisation des forages productifs dans la région de Kribi-Campo, Sud-Cameroun à partir des modèles RF, ES, PP et PAH dans un environnement SIG, (2) de comprendre les processus liés à l'origine de la minéralisation des aquifères et les liaisons entre les eaux souterraines dans la zone d'étude à partir de l'analyse statistique multivariée.

Spécifiquement, il s'agit de :

- Sélectionner et préparer les facteurs de conditionnement des eaux souterraines,
- Assigner les poids aux différents facteurs de conditionnement à l'aide des modèles statistiques,
- Etablir les cartes de potentialités en eaux souterraines de chaque modèle statistique,
- Evaluer la performance des quatre modèles à l'aide de la courbe ROC,
- Identifier les sources de la minéralisation des eaux souterraines à partir de l'analyse en composantes principales et la corrélation de Pearson.

Cette étude pourrait aider les décideurs à mettre en place des mécanismes visant à limiter la pénurie d'eau potable dans la région de Kribi-Campo. Elle pourrait également aider les hydrogéologues qui rencontrent d'énormes difficultés lors des investigations dans la zone d'étude. Cette thèse est structurée autour de trois chapitres, en plus d'une introduction générale et de la conclusion générale et des perspectives.

Le premier chapitre est consacré à la revue de la littérature. Nous présenterons tout d'abord les généralités en hydrogéologie et l'apport de la géophysique et la télédétection en hydrogéologie. Par la suite, nous présenterons la région de Kribi-Campo dans son contexte géographique, climatique, hydrographique, géologique et hydrogéologique.

Le deuxième chapitre est consacré au matériel et méthodes. Elle décrit le matériel et les données et utilisées.

Le troisième chapitre présente les résultats obtenus et leurs discussions.

---

## CHAPITRE 1 : REVUE DE LA LITTÉRATURE

---

Dans ce chapitre, nous faisons une synthèse bibliographique sur les eaux souterraines, les aquifères de socle et les propriétés hydrogéologiques de l'aquifère. Par ailleurs, nous présenterons les notions sur la méthode géoélectrique et la télédétection qui peuvent aider à mieux caractériser un système aquifère. Par la suite nous présenterons le cadre de l'étude et les travaux antérieurs dans la zone. Après avoir donné les raisons de l'intérêt de la zone d'étude, nous la situerons géographiquement et en donnerons quelques caractéristiques. Un aperçu géologique, climatique et hydrogéologique de la zone d'étude sera présenté. Par la suite cette description s'appuiera sur la littérature existante.

### 1.1 GÉNÉRALITÉS EN HYDROGÉOLOGIE

#### 1.1.1 L'eau souterraine dans l'environnement

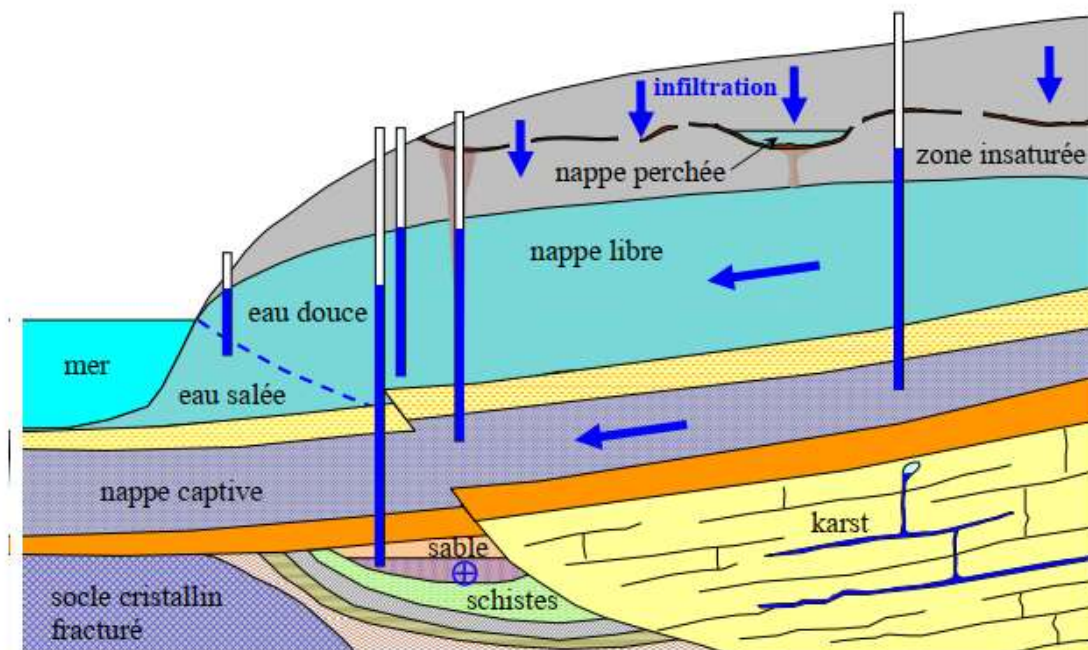
L'importance des eaux souterraines ne peut être sous-estimée, en particulier dans les zones de socle où les eaux de surface sont souvent peu fiables et sujettes à la pollution. L'eau souterraine est généralement potable à la source. Elle sert ainsi de principale source d'approvisionnement en eau potable pour les populations rurales. Les eaux souterraines sont rechargées par les eaux de pluie ou de fonte des neiges qui s'infiltrent dans le sol à travers les espaces interstitiels des roches sous-jacentes (Nampak et al., 2014). (Akinlalu et al., 2017) ont illustré brièvement trois types d'eau, à savoir : l'eau percolée qui s'infiltré à partir des ruissellements après une forte averse (eau météorique), l'eau piégée dans les espaces interstitiels et les zones fracturées pendant la solidification du magma fondu (eau connée) et l'eau souterraine qui se trouve dans les couches des roches sédimentaires après la diagenèse sédimentaire (eau juvénile). Les eaux souterraines s'accumulent, remplissant le moindre vide, saturant d'humidité le sous-sol, formant ainsi un réservoir d'eau souterraine appelé aquifère. Un aquifère est une formation hydrogéologique perméable qui permet le passage des eaux souterraines et le captage de grandes quantités d'eau (Castany, 1982). Il est composé de deux parties : le réservoir et l'eau souterraine, qui est la partie fluide du réservoir (Castany, 1982; De Vries et Simmers, 2002).

#### 1.1.2 Différents réservoirs pour l'eau souterraine

L'eau venant des précipitations et des réservoirs de surface (lacs, étangs, mers, cours d'eau, sols marécageux, etc...) finit par trouver son chemin dans les pores du sous-sol rocheux. L'eau s'infiltré en général verticalement dans la zone insaturée. Elle peut s'accumuler localement dans des poches formées par des formations imperméables (lits argileux) ; on parle alors de nappe ou d'aquifère perchée (Figure 1). Ces aquifères perchés sont souvent saisonniers ou migrent



avec le temps. L'eau par contre s'accumule en permanence et sature un volume de roche à partir d'un front plus ou moins imperméable. C'est une nappe phréatique dite libre. Sa surface peut varier avec le temps, mais dans des limites en général faibles. Dans la nappe, l'eau s'écoule plus ou moins horizontalement vers un exutoire, source ou lit d'une rivière. Au toit de la nappe libre, on distingue parfois une zone de roche saturée en eau, mais où les écoulements sont essentiellement verticaux, c'est la frange capillaire. L'eau peut aussi saturer une autre couche rocheuse sous-jacente, capable aussi d'emmagasiner et de faire circuler l'eau, et située entre deux niveaux imperméables (aquicludes) ou presque imperméables (aquitards). La nappe phréatique située entre de tels niveaux est dite nappe captive (ou confinée). Notons en outre que les nappes libres et captives, ne sont pas nécessairement indépendantes, mais communiquent entre elles, notamment sur des plans de faille cisailant les couches imperméables. Chaque réservoir d'eau se caractérise aussi par sa sensibilité particulière. Un aquifère libre côtier pourra être envahi par de l'eau salée en provenance de la mer.



**Figure 1: Différents réservoirs d'eau dans le sous-sol (Gilli et al., 2006).**

### 1.1.3 Propriétés hydrodynamiques des aquifères

Les paramètres hydrodynamiques sont des indices qui définissent l'aptitude de l'aquifère à délivrer l'eau. La capacité de stockage et la conduite constituent les principales caractéristiques hydrodynamiques des aquifères (Marsily, 1981). Celles-ci sont principalement contrôlées par les dimensions et les interconnexions des vides. Les roches meubles ou indurées constituant le

sol et le sous-sol peuvent être considérées comme formant un milieu poreux se caractérisant par la présence d'une matière solide et d'espaces. Ces espaces correspondent aux pores de la roche ou aux chenaux, fissures, fractures, cavités que l'on peut rencontrer dans diverses formations géologiques.

#### 1.1.4 Le stockage

La capacité de stockage de l'aquifère fait référence à deux notions capitales qui sont la porosité et le coefficient d'emménagement.

La porosité  $\emptyset$  est l'ensemble des vides (pores) d'un matériau solide ; ces vides sont remplis par des fluides (liquide ou gaz). Elle est également la fraction de volume de roche occupée par l'espace poreux. Par ailleurs, la porosité conditionne la quantité d'eau que les roches peuvent contenir. Il existe différentes formes de porosité :

- **La porosité totale  $\emptyset_t$**

La porosité totale ou absolue est le rapport entre le volume des vides et le volume total de la roche. C'est une grandeur sans unité, exprimée en pourcentage (Figure 2).

$$\emptyset_t = \frac{\text{volume total des vides}}{\text{volume total de la roche}} \quad (1)$$

- **Porosité efficace  $\emptyset_e$**

La porosité efficace est le rapport du volume d'eau gravitaire qu'un milieu poreux peut contenir en état de saturation puis libérer, sous l'effet d'un drainage complet, à son volume total (Castany, 1982). La porosité efficace dépend des caractéristiques texturales de l'aquifère qui sont : le diamètre des grains, l'arrangement des grains et leur état de surface. Elle diminue avec le diamètre des grains et lorsque la granulométrie n'est pas homogène. C'est une grandeur sans unité exprimée en %.

$$\emptyset_e = \frac{\text{volume d'eau gravitaire}}{\text{volume total de la roche}} \quad (2)$$

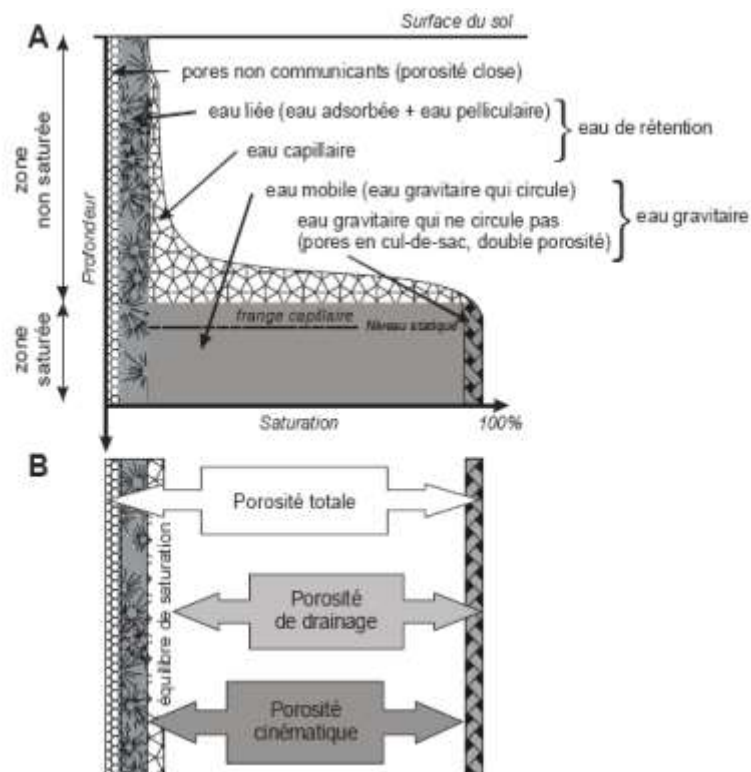
- **Porosité cinématique ( $\emptyset_c$ )**

La porosité cinématique (en anglais *effective porosity*) est la fraction de la porosité totale contenant l'eau qui peut circuler.

$$\phi_c = \frac{\text{volume d'eau mobile}}{\text{volume total de la roche}} \quad (3)$$

C'est une grandeur sans unité exprimée en %.

Le coefficient d'emmagasinement d'un aquifère est déterminé à partir de la quantité d'eau libérée pour une perte de charge donnée, c'est-à-dire une baisse de pression (Marsily, 1981). Dans un aquifère, la perte ou le gain, d'une certaine quantité d'eau se traduit par une variation de la charge hydraulique. Celle-ci est mesurée à l'aide de piézomètres. Pour une nappe libre, c'est la gravité qui provoque l'écoulement de l'eau. Pour une nappe captive, l'expulsion d'une petite quantité d'eau provoque une grande variation de pression et donc une forte perte de charge. D'une façon générale, pour une même différence de charge, la quantité d'eau libérée est beaucoup plus grande dans une nappe libre.



**Figure 2: Présentation des différentes porosités hydrogéologiques. A) Représentation du profil de saturation et B) Comparaison des porosités hydrogéologiques (Vouillamoz, 2003).**

### 1.1.5 La conduite

La propriété de conduite d'un aquifère est contrôlée par sa perméabilité (conductivité hydraulique). La perméabilité est une caractéristique physique qui représente la facilité qu'a un

matériau à permettre le transfert de fluide au travers d'un réseau connecté. Cette caractéristique est généralement exprimée numériquement à partir de la loi Darcy. La Loi de Darcy permet de relier un débit à un gradient de pression appliqué au fluide grâce à un paramètre caractéristique du milieu traversé : la perméabilité  $k$ .

La loi de Darcy (Darcy, 1856) s'exprime par :

$$\frac{Q}{S} = \frac{k}{\mu} \frac{\Delta P}{\Delta x} \quad (4)$$

avec  $Q$  le débit,  $S$  la section de l'éprouvette,  $k$  la perméabilité,  $\mu$  la viscosité dynamique du fluide et  $\Delta P/\Delta x$ , le gradient de pression.

La perméabilité est donc :

$$k = \frac{Q}{S} \frac{\Delta x}{\Delta P} \mu \quad (5)$$

La perméabilité  $k$  s'exprime en  $m^2$ . Elle peut être considérée comme significative de la surface utilisable pour l'écoulement, la perméabilité dépend de la géométrie du réseau poreux. La loi de Darcy, et donc la perméabilité, est définie pour des conditions d'écoulement laminaire dans un milieu homogène, isotrope et continu, le fluide n'interagissant pas avec le milieu. Cette propriété est généralement exprimée à partir de la conductivité hydraulique, ou coefficient de perméabilité  $K$ . On définit la conductivité hydraulique  $K$ , comme suit :

$$K = \frac{k}{\mu} \quad (6)$$

$K$  s'exprime en  $m.s^{-1}$ .

Les possibilités de circulation d'eau dans un aquifère ne dépendent pas seulement de sa perméabilité et du gradient de charge, mais aussi de son épaisseur  $e$ . Le paramètre qui décrit le mieux les possibilités d'écoulement horizontal dans un aquifère est la transmissivité  $T$  qui s'exprime en  $m^2.s^{-1}$ .

$$T = K \times e \quad (7)$$

### **1.1.6 Qualité des eaux souterraines en milieu de socle**

L'eau souterraine est l'une des ressources essentielles et fiables pour la consommation et l'irrigation dans les régions de socle ; c'est pourquoi l'évaluation de sa qualité est essentielle pour la santé publique (Gaikwad et al., 2021). La sensibilisation du public à la qualité de l'eau augmente partout en raison de son effet direct sur la santé humaine. Les polluants biologiques et chimiques présents dans l'eau potable et l'eau agricole peuvent avoir des répercussions sur la santé à court et à long terme. En conséquence, de nombreuses recherches soutiennent l'idée que les caractéristiques hydrochimiques sont essentielles pour déterminer la qualité des eaux souterraines en déterminant la concentration de divers ions et leur impact sur la santé humaine (Shanmugasundharam et al., 2017; Wagh et al., 2017). La composition chimique des eaux souterraines varie en raison de la lithologie locale, de la vitesse d'écoulement des eaux souterraines, du temps de résidence et des interactions roche-eau. En plus de ces facteurs, le climat, les caractéristiques du sol et la topographie du terrain modifient également la composition des eaux souterraines. Les activités anthropiques peuvent aussi contribuer à modifier la chimie des eaux souterraines et leur qualité (Varade et al., 2018). L'évaluation et la surveillance de la qualité de l'eau nécessitent souvent des connaissances en hydrogéochimie, des statistiques multivariées et des indices de qualité de l'eau comme outils spécifiques. La gestion durable des ressources en eau souterraine dépend de la compréhension globale des systèmes hydrogéologiques, de leur comportement et de leur interaction, ainsi que de leurs processus d'évolution.

#### **1.1.6.1 Origine de la minéralisation des eaux souterraines**

Les minéraux contenus dans l'eau souterraine sont d'origines diverses. Le sol est la première interface entre l'eau et les minéraux. Les silicates s'y altèrent en argiles, libérant du calcium, du magnésium, du sodium et du potassium. Ces dissolutions et hydrolyses sont rendues possibles grâce à la présence du dioxyde de carbone produit dans le sol par l'activité biologique (bactéries, racines). Dans le sol, la dégradation de la matière organique produit du dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ), des nitrates, du potassium et des acides humiques (Gilli et al., 2006). Ces derniers vont se minéraliser au cours du temps, constituant ainsi un potentiel de dissolution des carbonates et d'altération des silicates dans la zone non saturée et dans la zone saturée des nappes sous-jacentes. La zone non saturée et la zone saturée constituent des interfaces eau-roche sur lesquelles l'eau se minéralise. Les ions chlorures, sulfates, sodium, potassium sont d'origine atmosphérique en provenance des aérosols marins (Gilli et al., 2006). La minéralisation traduit la teneur globale en sels minéraux dissouts (carbonates, bicarbonates,

chlorures, sulfates, calcium, sodium, potassium et magnésium). Les échanges des minéraux entre les eaux et les roches sont influencés par la température, la pression, la surface de contact (fissures, porosité intergranulaire), la vitesse d'écoulement et la nature de la roche aquifère. La solubilité des minéraux des roches et la perméabilité de l'aquifère jouent un rôle important dans la minéralisation de l'eau.

## **1.2 APPORT DE LA GÉOPHYSIQUE EN HYDROGÉOLOGIE**

### **1.2.1 Prospection géophysique**

Les ressources du sous-sol, telles que l'eau, le pétrole et les mines solides, sont les plus souvent mises en évidence par des méthodes de prospection géophysique. Le choix de ces dernières dépend fortement des propriétés physiques des matériaux (résistivité, densité, élasticité, etc.) qui présenteront un fort contraste détectable et mesurable en surface en fonction du problème posé. Il existe plusieurs méthodes géophysiques (gravimétrie, géomagnétisme, sismique, radiométrie, la géoélectricité, etc.) donc, chacune d'elle a sa particularité en fonction de la problématique de l'objectif recherché. Le sondage électrique vertical (SEV) est la méthode géophysique la plus utilisée pour définir la géométrie du système aquifère (Vijayaprabhu et al., 2022; Youssef, 2020).

#### **1.2.1.1 Généralités sur la méthode électrique**

Les méthodes de prospection électrique ont connu leur essor en France et aux États-Unis à partir de 1912 grâce à Conrad Schlumberger et Frank Wenner (Hoffmann et Dietrich, 2004). Depuis lors, cette méthode a connu de grandes progressions dans sa compréhension, sa mise en œuvre et ses applications. Les méthodes électriques consistent à mesurer le potentiel induit par l'injection dans le sol d'un courant continu, en général au moyen d'électrodes métalliques plantées en surface. Elles regroupent des méthodes actives basées sur l'injection d'un courant dans le sous-sol (la polarisation induite ou provoquée et la méthode de courant continu) et la méthode passive qui mesure le champ électrique résultant de l'existence des courants électriques naturels présents dans le sous-sol (la polarisation spontanée) (Chouteau et Giroux, 2006). Dans le cadre de cette thèse, nous ne parlerons que de la méthode par courant continu (DC) car, c'est elle qui a été utilisée pour mesurer la résistivité électrique.

#### **1.2.1.2 Notion de résistivité électrique**

La résistance mesure l'opposition au passage d'un courant électrique, et peut permettre de caractériser un matériau. La loi d'Ohm stipule que la résistance électrique est donnée par le quotient de la différence de potentiel ou tension  $V$  appliquée aux bornes d'un matériau par le courant d'intensité  $I$  qui circule, soit :

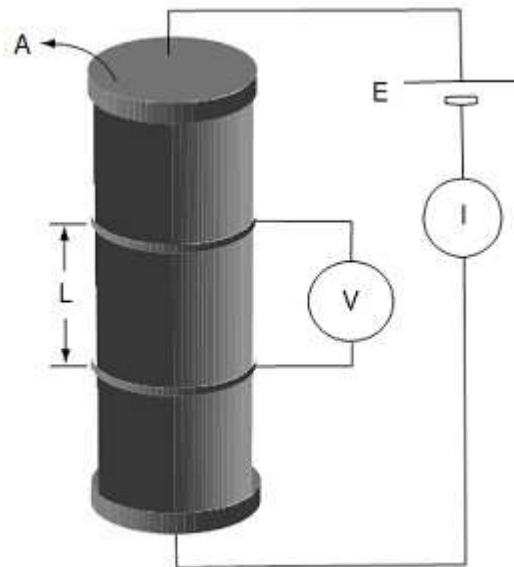
$$R = \frac{V}{I} \quad (8)$$

Tenant compte de la géométrie du matériau, elle peut également s'exprimer par la formule :

$$R = \frac{\rho L}{S} \quad (9)$$

avec  $\rho$  la résistivité du corps, L sa longueur et S la section

Cependant, en méthode électrique, la notion de résistance n'a pas vraiment de signification, puisque si on prend deux échantillons de longueur différente du même matériau, ils n'auront pas la même résistance, tandis que deux échantillons de matériaux différents peuvent présenter la même valeur. Du fait que la résistance dépend de la géométrie du corps, on doit se baser sur une propriété qui, tout en caractérisant la facilité de laisser passer le courant, est indépendante de la géométrie de l'échantillon choisi. Cette propriété s'appelle la résistivité électrique. Pour un prisme rectangulaire de longueur L et de section A par exemple (Figure 3). L'inverse de la résistivité est appelé la conductivité électrique ( $\sigma = 1/\rho$ ) et s'exprime soit en ohms/m ou siemens/m.

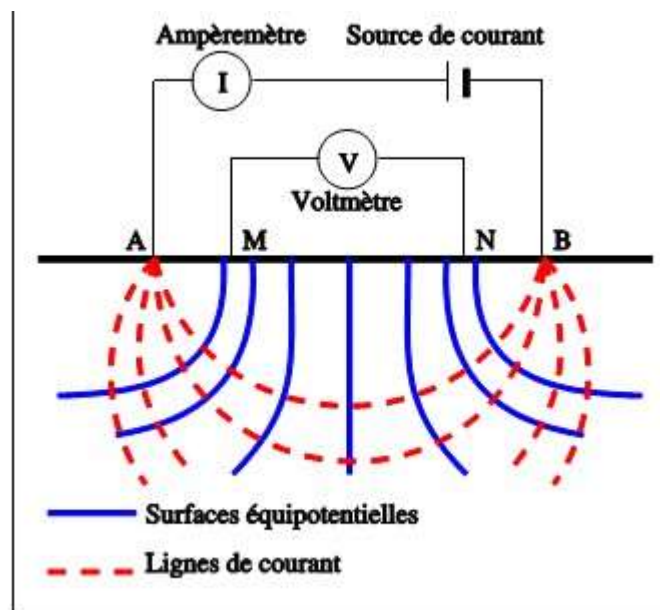


**Figure 3: Mesure de la résistivité électrique en laboratoire (Chouteau et Giroux, 2006).**

### 1.2.1.3 Principe de mesure de la résistivité électrique

Les mesures liées à la méthode électrique consistent en l'injection d'un courant électrique dans le domaine étudié au moyen de deux électrodes (A et B) et la mesure par deux autres électrodes (M et N situé entre A et B) de la différence de potentiel générée par le courant établi. Les électrodes utilisées sont généralement métalliques et nécessitent un contact galvanique entre les électrodes et le milieu. Le contact est habituellement obtenu en enfonçant l'électrode dans le

milieu (Figure 4). Dans le cas de surfaces dures non-dommageables, l'utilisation d'électrodes capacitives remplace parfois les électrodes métalliques. La différence de potentiel entre les deux électrodes M et N permet de déterminer la résistivité électrique apparente (paramètre qui définit la capacité du sol à s'opposer au passage du courant électrique). Dans la pratique, le courant employé est rarement un véritable courant continu. Pour pallier les phénomènes de polarisation spontanée et pour améliorer le rapport signal sur un bruit, un courant alternatif en créneau ou sinusoïdale basse fréquence est utilisé (de quelques fractions d'Hertz à quelques Hertz) (Marescot, 2006).



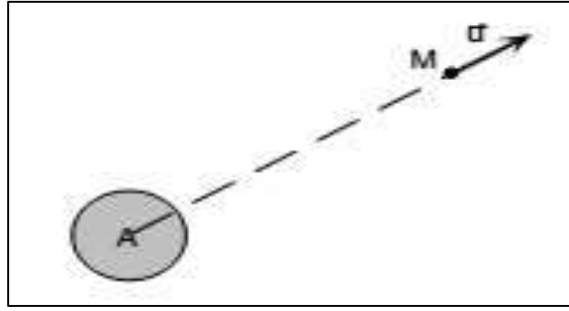
**Figure 4: Schéma en coupe du principe de la prospection électrique. La ligne horizontale noire représente la surface du sol (Fauchard & Mériaux, 2004).**

#### 1.2.1.4 Distribution du potentiel électrique dans les sols

- **Le potentiel dans un milieu homogène et isotrope**

Un milieu est dit homogène quand la résistivité  $\rho$  ne dépend pas du point du milieu où l'on se trouve et isotrope, quand la résistivité  $\rho$  ne dépend pas de la direction du courant (Figure 5). Considérons plusieurs configurations géométriques.





**Figure 5: Champ de potentiel dans un milieu homogène (Diament et al., 2011).**

La loi de Coulomb nous donne le module du vecteur champ électrique en un point M compte tenu des charges injectées en A. Cette expression du champ en M est :

$$\vec{E} = \frac{Q}{4\pi\epsilon r^2} \vec{u} \quad (10)$$

avec  $\vec{u}$  le vecteur unitaire porté par le support de AM, orienté de A vers M et  $\vec{r} = \overrightarrow{AM}$ . Par ailleurs on ne connaît pas la charge Q. La loi de Coulomb s'écrit :

$$\vec{j} = \frac{\vec{E}}{\rho} \quad (11)$$

$J = \frac{dI}{dS}$  est la densité de courant,  $I$  son intensité et  $\rho$  la résistivité du milieu. Tout le courant qui s'échappe du point A doit se retrouver sur la sphère centrée en A de rayon  $r = AM$ , puisqu'il n'y a pas d'accumulation de charges dans le milieu. Comme ce milieu est homogène et isotrope,  $J$  est la même en chaque point de la sphère de rayon  $r$ . L'intensité quittant la sphère est décrite suivant cette équation.

$$I = \iint J dS = \iint \frac{E}{\rho} dS = \frac{Q}{\rho 4\pi\epsilon r^2} 4\pi r^2 = \frac{Q}{\rho\epsilon} \quad (12)$$

La charge est indépendante de  $r$ , soit :

$$Q = \epsilon\rho I \quad (13)$$

En portant la valeur de la charge Q dans le champ électrique, on obtient :

$$\vec{E} = \frac{I\rho}{4\pi r^2} \vec{u} \quad (14)$$

$$\vec{j} = \frac{I}{4\pi r^2} \vec{u} \quad (15)$$

En pratique, on ne mesure pas le champ électrique  $\vec{E}$ , mais une différence de potentiel.

Le potentiel est relié au champ électrique par l'expression :

$$\overrightarrow{\text{grad}V} = -\vec{E} \quad (16)$$

d'où par intégration à une constante près, on a :

$$V = \frac{I\rho}{4\pi r} + C^{\text{te}} \quad (17)$$

$V = 0$  pour  $r = \infty$ , alors  $C^{\text{te}} = 0$ . Au point M, assez loin de l'électrode, on aura :

$$V_M = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (18)$$

Ceci est faux à proximité de l'électrode car les surfaces sont déformées et ne correspondent plus à des sphères. Selon le nombre d'électrodes utilisées, on distingue trois principaux cas :

### Cas d'une électrode dans un demi-espace

Dans ce cas n'y a pas de charges se transmettant dans la partie supérieure de la sphère.

L'intensité traversant la demi-sphère inférieure s'exprime sous la forme :

$$I = \iint J dS = \iint \frac{E}{\rho} dS = \frac{Q}{\rho 4\pi \epsilon r^2} 2\pi r^2 \quad (19)$$

Qui donne  $Q = 2\rho I$  et en portant dans l'expression du champ électrique  $\vec{E}$  on obtient :

$$\vec{E} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \vec{e}_r \quad (20)$$

Pour une même intensité, le champ électrique est deux fois plus grand que dans l'espace entier.

On en déduit le potentiel en un point M :

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (21)$$

### Cas de deux électrodes dans un demi-espace

Dans ce dispositif, le courant entre en A et on le récupère en B. Au point M du demi-espace on aura un potentiel :

$$V_M = V_B - V_A \quad (22)$$

Le potentiel dû à A est :

$$V_A = \frac{I\rho}{2\pi r_A}$$

Le potentiel dû à B est :

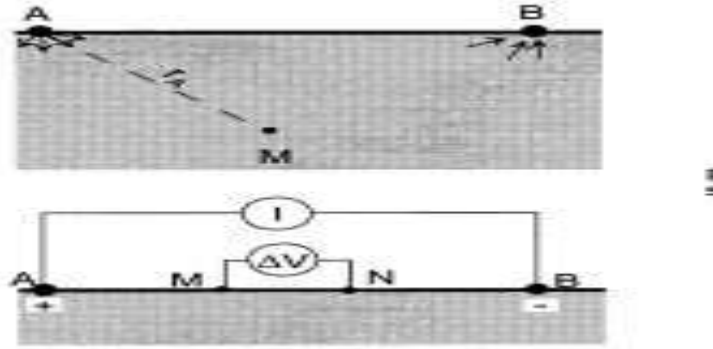
$$V_B = \frac{I\rho}{2\pi r_A} \quad (23)$$

Le potentiel en M est :

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_B} - \frac{1}{r_A} \right) \quad (24)$$

### Cas de quatre électrodes dans un demi-espace

Lors d'une expérience sur le terrain, on injecte du courant dans le sol, grâce à une batterie ou à un générateur de courant relié à deux électrodes **A** et **B**. On lit l'intensité du courant injecté à l'aide d'un ampèremètre. La différence de potentiel sur le sol entre deux points **M** et **N** est mesurée grâce à un voltmètre (Figure 6). Le contact des électrodes avec le sol n'est pas parfait, et les résistances ( $R_A$  et  $R_B$ ) de contact apparaissent en **A** et en **B**. Malheureusement, on ne connaît pas leurs valeurs des résistances  $R_A$ ,  $R_B$ , mais on peut s'en affranchir grâce au calcul suivant.



**Figure 6: Principe de mesure de la résistivité électrique avec quatre électrodes (Diament et al., 2011).**

Au point M, en surface, on a :

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{MB} - \frac{1}{MA} \right) - R_A I - R_B I \quad (25)$$

Au point N, en surface, on a :

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{NB} - \frac{1}{NA} \right) - R_A I - R_B I \quad (26)$$

La différence de potentiel entre M et N s'obtient par soustraction de la première équation à la deuxième, ce qui, par ailleurs, permet d'éliminer les inconnues  $R_A$ ,  $R_B$ .

$$V_M - V_N = \Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{MB} - \frac{1}{MA} - \frac{1}{NA} + \frac{1}{NB} \right) \quad (27)$$

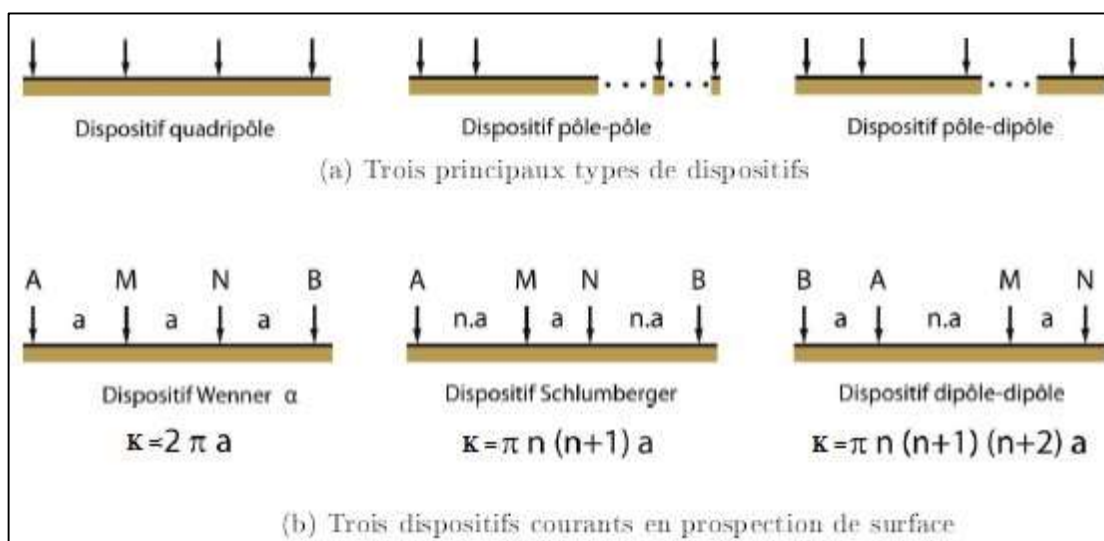
La quantité entre parenthèses est le facteur géométrique du montage. Il dépend en effet des positions des quatre électrodes sur le sol. On pose la quantité entre parenthèses  $( ) = f$  (facteur géométrique) et l'on obtient l'expression du paramètre recherché, la résistivité :

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{If} \quad (28)$$

Les points ABMN forment un quadripôle. Suivant le problème à étudier, on utilise divers dispositifs.

### 1.2.1.5 Dispositifs électriques

On appelle dispositif de mesure une figure géométrique mise en œuvre sur le terrain à l'aide de câbles d'émission de courant électrique et des câbles de réception, permettant ainsi la mesure de la différence de potentiel entre deux électrodes. De manière simple, nous pouvons considérer trois familles de dispositifs géoélectriques : les quadripôles, Schlumberger, Wenner, dipôle-dipôle, les pôles-dipôles, et les pôles-pôles (Figure 7). Les deux derniers se caractérisent par la présence respective d'une ou de deux électrodes placées à l'infini. Dans la configuration d'électrodes lignées, trois dispositifs sont couramment utilisés, à savoir : Wenner, Schlumberger et dipôle-dipôle.



**Figure 7: Classification simple des dispositifs classiquement utilisés pour des mesures de surface (Penz, 2012).**

### 1.2.1.6 Notion de résistivité apparente

La résistivité apparente est la résistivité déduite de la réponse électrique mesurée. La résistivité réelle du terrain n'est égale à la résistivité mesurée que si celui-ci est parfaitement homogène et isotrope dans tout le volume concerné par la mesure. Dans le cas de terrains hétérogènes, la résistivité apparente intègre la résistivité réelle des différents terrains traversés par le courant

lors de la mesure, c'est donc une grandeur intégratrice. Plus le dispositif de mesure est étendu en surface, plus la profondeur auscultée est grande. Suivant les besoins, différents protocoles associant des variations de la taille des dispositifs ou/et le déplacement d'un dispositif de taille fixe vise à mettre en évidence la répartition des résistivités dans la zone explorée. On peut, dans certains cas, reconstruire la distribution de résistivité électrique « vraie » du sous-sol à partir d'un jeu de résistivités apparentes mesurées en surface. La résistivité apparente  $\rho_a$  représente aussi le rapport entre le potentiel mesuré sur le terrain, et celui calculé théoriquement dans les mêmes conditions (géométrie des électrodes et intensité du courant injecté identiques) pour un terrain homogène de résistivité (Marescot, 2006). La résistivité apparente peut-être exprimée par l'équation 29.

$$\rho_a = \frac{2\pi(V_M - V_N)}{I_f} \quad (29)$$

Des erreurs de mesure peuvent induire du bruit dans les données de résistivité apparente acquises. Ce bruit, affectant les données, complique et limite fortement la résolution d'un problème inverse. Ces erreurs peuvent provenir de la mauvaise mise en place des électrodes, de la présence d'hétérogénéités superficielles provoquant des discontinuités dans les mesures, des courants parasites dans la zone prospectée, d'une mauvaise mesure des différences de potentiel (Günther, 2004). Cependant, une bonne connaissance de l'origine du bruit permet des choix raisonnés de dispositifs d'acquisition visant à le réduire (Penz, 2012).

### 1.3 TÉLÉDÉTECTION

L'utilisation de la télédétection et des SIG dans la cartographie des linéaments pour l'acquisition et l'analyse des données spatiales sont des outils utiles en hydrogéologie, notamment pour déterminer les zones d'aquifères (Aretouyap et al., 2020; Ghorbani Nejad et al., 2017).

#### 1.3.1 Notion de base de la télédétection

La télédétection est une technique qui permet, à l'aide d'un capteur, d'observer et d'enregistrer le rayonnement électromagnétique (REM), émis ou réfléchi, par une cible quelconque sans contact direct avec celle-ci. Elle a connu une évolution considérable depuis les années 1844, où les premières photographies aériennes ont été réalisées avec un ballon-sonde, jusqu'à nos jours avec les lancements de satellites de plus en plus à la pointe de la technologie.

### 1.3.1.1 Principe de base de la télédétection

La télédétection est une technique permettant d'obtenir à distance des images décrivant de manière plus ou moins détaillée une portion de la surface terrestre à un moment donné. Ces images sont acquises par des capteurs installés sur des plateformes aériennes ou satellitaires (avion, hélicoptère, satellite...). Ces capteurs enregistrent le rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par la surface du globe terrestre. Il existe différents types de capteurs, produisant plusieurs types d'images pouvant être utilisées dans un grand nombre d'applications environnementales.

### 1.3.1.2 Rayonnement électromagnétique

Selon la théorie corpusculaire de la lumière, le rayonnement électromagnétique peut être considéré comme étant un flux de particules élémentaires appelées photons. Selon la théorie ondulatoire, le rayonnement électromagnétique est composé de deux vecteurs champs électriques et magnétiques perpendiculaires et se déplaçant à la vitesse de la lumière (dans le vide  $c = 3.10^8$  m/s). Deux propriétés principales caractérisent une onde électromagnétique : sa longueur d'onde et sa fréquence. La longueur d'onde est la distance entre deux points homologues (deux crêtes ou deux creux successifs qu'on note  $\lambda$  (m)). La fréquence est le nombre d'oscillations par unité de temps qu'on note  $\nu$  (nombre oscillations/s ou Hertz (Hz)).

Selon la théorie des ondes, tout rayonnement électromagnétique possède des propriétés fondamentales et se comporte de façon prévisible. Le rayonnement électromagnétique est composé d'un champ électrique (E) et d'un champ magnétique (M) (Figure 8). Les deux champs forment un trièdre direct avec la direction de propagation du rayonnement et se déplacent à la vitesse de la lumière dans le vide.

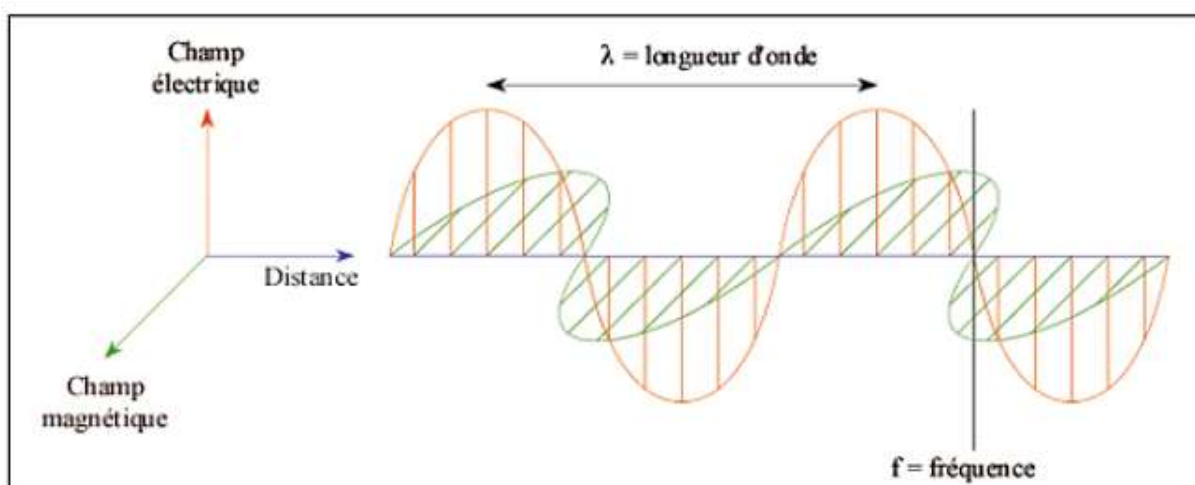


Figure 8: Représentation de l'onde électromagnétique (Bonn et Rochon, 1992).

### 1.3.1.3 Spectre électromagnétique

Le spectre électromagnétique est la décomposition du REM en ses fréquences constituantes. Il s'étend des courtes longueurs d'onde (dont font partie les rayons gamma et les rayons X) aux grandes longueurs d'onde (micro-ondes et ondes radio). L'ensemble des fenêtres de toutes les longueurs d'onde est appelé spectre électromagnétique (Figure 9). Il est constitué de plusieurs domaines à savoir :

- Spectre visible (0,4 - 0,7 m) : Gamme de fréquence de l'œil humain. Rayonnement solaire maximal. Subdivisé en trois groupes : Rouge, Vert, Bleu.
- Infrarouge proche (0,7 - 1,1 m) : Appelé IR réfléchi. L'énergie solaire des corps réfléchissants. Le rayonnement dans la région de l'infrarouge réfléchi est utilisé en télédétection de la même façon que le rayonnement visible.
- Infrarouge moyen (1,1 - 8 mm) : Mélange de rayonnement solaire et d'émission. Affecte de manière significative l'atmosphère et est employé pour mesurer les concentrations de vapeur d'eau, ozone, aérosols, etc.
- Infrarouge thermique (8 - 14 mm) : Rayonnement émis par les organismes eux-mêmes. La température d'un corps peut être déterminée (IR thermique).
- Micro-ondes (1mm-1m) : Intérêt croissant de la télédétection dans cette bande. Les perturbations atmosphériques sont mineures et sont transparentes pour les nuages. Les capteurs actifs sont généralement utilisés.

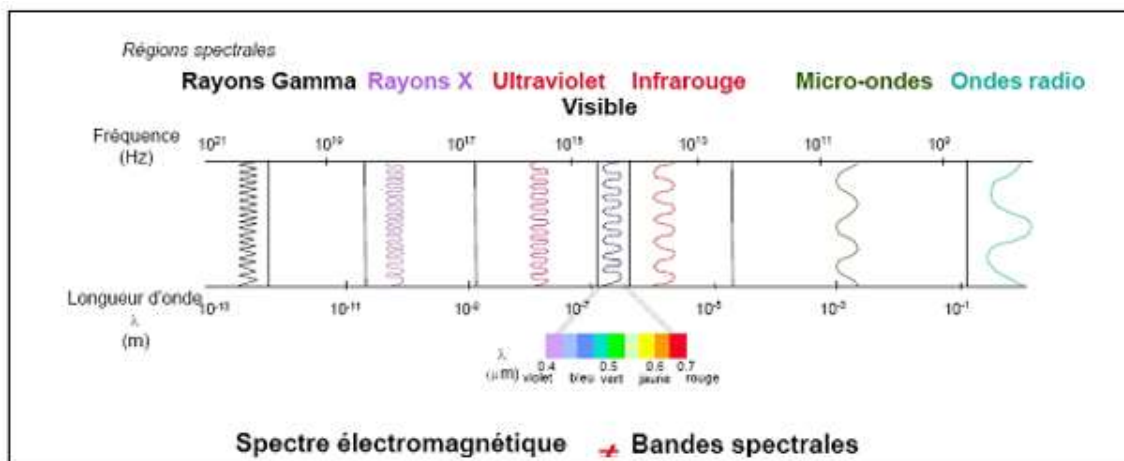


Figure 9 : Détails des domaines spectraux (Bonn et Rochon, 1992).

## **1.4 CADRE GÉOGRAPHIQUE, CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET CONNAISSANCES ANTÉRIEURES SUR LA ZONE D'ÉTUDE.**

### **1.4.1 Justification du choix de la zone d'étude**

Différents critères ont été pris en compte pour que le site de Kribi-Campo soit choisi. Tout d'abord, ce site repose sur un substratum géologique constitué de roches granitiques datées du Précambrien. Ces roches, soumises depuis des millénaires aux effets des intempéries, ont développé en surface de couches latéritiques d'épaisseur variable selon la position topographique du point où on se trouve. La région de Kribi-Campo est l'une des zones côtières de la République du Cameroun avec un potentiel agricole important. Actuellement, la région accueille des personnes déplacées à l'intérieur du pays en raison de la crise socio-politique en cours (Aretouyap et al., 2020). Les problèmes de qualité de l'eau et la demande alimentaire sont donc susceptibles d'augmenter dans cette région écologiquement vulnérable, d'où la nécessité de mieux comprendre les systèmes d'aquifères, y compris l'intrusion potentielle d'eau de mer dans les eaux souterraines utilisées par les populations. Les conditions topographiques y sont aussi favorables pour la mise en œuvre de certaines méthodes géophysiques. Aussi, le site est doté de plusieurs forages productifs et des données physico-chimiques des eaux souterraines. Ceux-ci ont été exécutés et obtenus dans le cadre du Programme d'Investissement Public, dans le but de trouver des points d'eau destinés à alimenter et à améliorer les conditions de vie des populations de certaines localités de la région de Kribi-Campo. Les entreprises Geofor S.A et China Geo-Engineering Corporation in Cameroon (GSC-CAM) ont été sollicitées pour la réalisation de ces ouvrages. Ce Programme d'Investissement Public a permis entre autres l'acquisition des données de sondage électrique vertical, hydrodynamiques et physico-chimiques qui ont pu être valorisées dans le cadre de notre travail.

### **1.4.2 Situation géographique et caractéristique du site**

#### **1.4.3 Localisation de la zone d'étude**

La région du sud-Cameroun située entre 2° et 6° de latitude Nord et entre 9° et 16° de longitude Est, s'étend du golfe de Guinée à l'Ouest, jusqu'à la cuvette du Congo à l'Est. Kribi-Campo est situé dans la région du sud Cameroun, entre les latitudes 2°22' et 3°60' et les longitudes 9°80' et 11°14', avec une altitude de 7 à 518 m au-dessus du géoïde (Figure 10). Kribi-Campo est une zone côtière qui s'étend dans l'Océan Atlantique et couvre une superficie géographique d'environ 2770 km<sup>2</sup>. La zone d'étude est limitrophe dans sa partie Nord par Lokoundjé, Nord-Est par Nieté et Est par Ma'an. Les activités principales sont le tourisme, la pêche et l'agriculture. Comme infrastructure industrielle, on compte le port en eaux profondes.



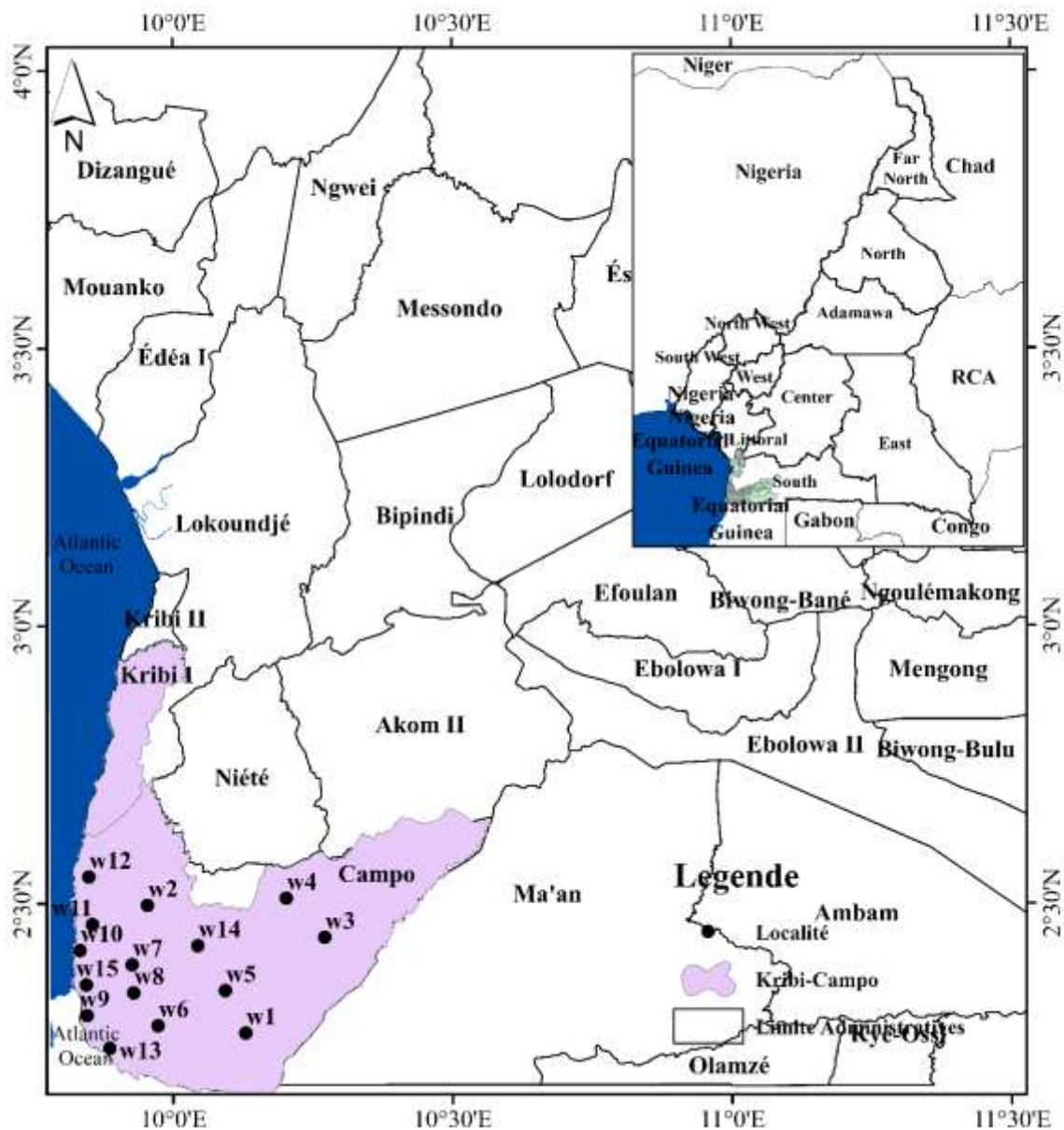
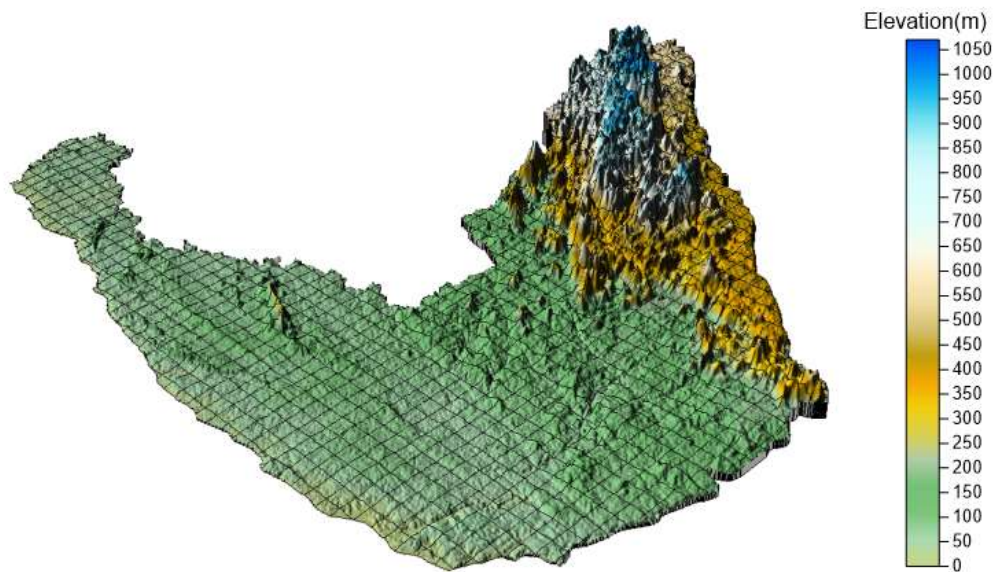


Figure 10 : Localisation de la zone d'étude.

#### 1.4.4 Géomorphologie

La géomorphologie de la zone d'étude est dominée par un paysage de plaine avec une altitude inférieure à 200 m. Entre Kribi et Campo, la morphologie de détail montre un paysage composé de nombreuses petites collines séparées par des ruisseaux à débit lent et régulier. Ces collines sont reconnues par les géographes comme assez classiques en région équatoriale (Figure 11). La partie la plus côtière est alluviale et les surfaces y sont subhorizontales. La carte topographique de Kribi-Campo, fait ressortir en fonction de l'altitude quatre unités morphologiques comme suit : les plaines (< 250 m), les vallées (250 - 450 m), les plateaux (450 - 850 m) et les montagnes (> 850 m).



**Figure 11: Carte géomorphologique de Kribi-Campo.**

#### **1.4.5 Réseau hydrographique**

Le Sud Cameroun est drainé par deux principaux bassins : le bassin de l'Atlantique et le bassin du Congo. On distingue quatre grands bassins versants dans la région de Kribi-Campo, à savoir le bassin de la Lokoundjé, de la Kienké, de la Lobé et du Ntem (Olivry, 1986). La Lokoundjé entre dans la façade atlantique à Elon sur la route Edéa-Kribi et se jette dans l'océan à quelques kilomètres seulement de l'embouchure du Nyong. La Kienké se profile au sud de la Lokoundjé et se jette dans l'océan par une succession de rapides dans le petit port de Kribi. La Lobé coule au sud de la Kienké et se jette dans l'océan directement par une chute d'une quarantaine de mètres. Son principal affluent est la Niété. Le bassin du Ntem est limité par les bassins de la Lobé, de la Kienké, de la Lokoundjé et du Nyong. La branche majeure du Ntem a une direction Est - Ouest et une longueur d'environ 460 km.

#### **1.4.6 Végétation**

La végétation de la région est dense, diversifiée et fortement influencée du fait de sa proximité avec la mer. La végétation naturelle de la région de Kribi-Campo appartient au domaine de la forêt dense humide sempervirente guinéo-congolaise. Cette végétation s'étend sur au moins 100 km de la côte du Nigeria en Guinée-Equatoriale, mais elle est de nos jours bien anthropisée dans la région plus qu'ailleurs. À la faveur de cette perturbation avancée, plusieurs formations végétales se sont mises en place. Le climat a favorisé, au cours des temps, le développement

d'une végétation de forêts denses équatoriales, toujours vertes, qui présente quelques dégradations par endroits. Les forêts primaires, les paysages et les milieux non perturbés sont reconnus par leurs grands arbres.

#### 1.4.7 Pluviométrie et température

Le Sud Cameroun est balayé par la mousson et un courant d'air maritime humide et instable. Son climat est gouverné par des oscillations saisonnières du front intertropical. Il y règne un climat équatorial humide, subdivisé en deux types : le climat équatorial type Camerounéen et le climat équatorial type Guinéen. Kribi-Campo est soumis à un climat du type équatorial guinéen caractérisé par quatre saisons bien marquées et inégales. En effet, avec une pluviométrie moyenne mensuelle de 239,3 mm, Kribi-Campo est soumis à une longue saison sèche de novembre à mars (Figure 12), le mois le plus sec étant le mois de janvier avec 64,1 mm de pluies suivi du mois de décembre avec 66,9 mm de pluie. La petite saison de pluies dure trois mois, du mois d'avril au mois de juin. La petite saison sèche est la plus courte. Elle dure un mois et ne couvre que le mois de juillet et la grande saison de pluies dure aussi trois mois, du mois d'août au mois d'octobre, le mois le plus arrosé étant le mois d'octobre avec 491 mm de pluies, suivi du mois de septembre 321 mm de pluies. Les températures sont comprises entre 29,6°C et 33,9°C pour les journées les plus chaudes et entre 14,2°C et 23,0°C pour les journées les plus douces, faisant ainsi varier les températures journalières moyennes entre 23,5 °C et 27,5 °C.

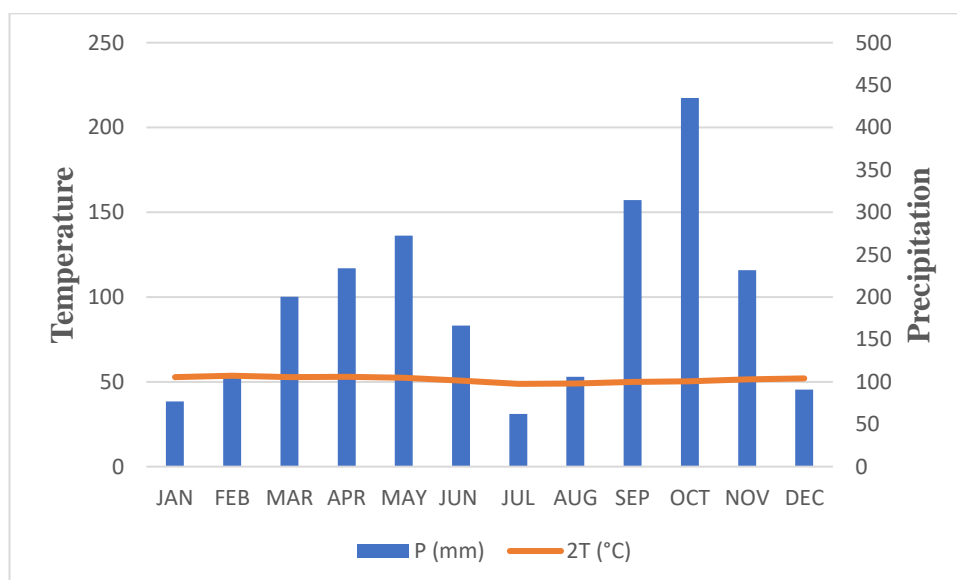


Figure 12: Diagramme ombrothermique.

#### **1.4.8 Les activités socio-économiques**

L'agriculture, la pêche et la chasse constituent les principales activités génératrices de revenus de la population. L'artisanat, l'exploitation des forêts, les activités minières et le commerce viennent au second plan. On distingue dans la région des cultures vivrières et pérennes, la pêche continentale et la pêche maritime (artisanale et industrielle). Le matériel de pêche utilisé est rudimentaire et se compose d'un filet et d'une pirogue propulsée à l'aide de pagaies. Les espèces pêchées en mer sont principalement les bars, bossus, dorades, sardinelles, requins et dans les fleuves et rivières les carpes et silures, auxquels il faut ajouter les crevettes. La chasse est devenue une véritable activité économique d'appoint pour la population. Le petit élevage est pratiqué par la plupart des paysans. Les animaux élevés sont les poules, les porcs, les moutons, les chèvres et les cobayes.

#### **1.4.9 Pédologie**

La couverture pédologique du Cameroun est constituée de plusieurs variétés de sols liées à une répartition altitudinale et climatique. On distingue de la côte vers le lac Tchad : les sols ferrallitiques jaunes dans la plaine côtière et la cuvette congolaise, les sols ferrallitiques rouges dans le plateau sud-camerounais, les andosols et les sols ferrallitiques andiques dans les hautes terres volcaniques de l'Ouest-Cameroun, les sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux dans le plateau de l'Adamaoua, les sols ferrugineux dans le bassin de la Bénoué et les vertisols de Maroua dans la cuvette tchadienne. Entre ces grandes variétés de sols, se rencontrent souvent des sols liés à un facteur stationnaire tels que les sols halomorphes des mangroves de la côte et des bouches du Cameroun, les sols hydromorphes des bas-fonds marécageux, les sols inondables du Nyong et du Dja par exemple, les sols lithiques des régions de montagne. Deux types de sols sont principalement rencontrés à Kribi-Campo :

- Les sols ferrallitiques qui présentent une texture sableuse ou sablo-argileuse plus ou moins lessivée, avec un horizon de faible accumulation argileuse ou ferrugineuse (fer et aluminium) en profondeur,
- Les sols hydromorphes représentés par les sols alluviaux, des bassins sédimentaires et les bas-fonds marécageux des forêts du Sud.

### **1.5 CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET TECTONIQUE**

La zone d'étude porte les traces des divers événements tectoniques qui ont marqué le continent Africain au cours des temps géologiques. Elle chevauche la partie septentrionale du

Craton du Congo représentée par le complexe du Ntem, et le sud de la chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale représenté par la série de Yaoundé.

### **1.5.1 Craton du Congo**

Le craton du Congo est une grande masse sous-circulaire d'environ 5 711 000 km<sup>2</sup> de superficie et d'un diamètre d'environ 2 500 km, comprenant une croûte archéenne, une ceinture plissée du début à la moitié du Protérozoïque et une couverture du Protérozoïque. Les formations archéennes forment un anneau de croûtes archéennes de diverses tailles (Goodwin, 1996). Le craton du Congo est presque entièrement entouré et en partie découpé par des ceintures d'avant-pays panafricaines circonjacentes : ceinture du Mozambique à l'Est, ceinture Damara-Katanga-Zambèze au Sud, ceinture Ouest- Congo- Kimezien à l'Ouest et ceinture nord-équatoriale ou centrafricaine au Nord. Il comprend plusieurs unités lithologiques : les roches plutoniques (gabbros, dolérites, granodiorites, syénites, etc....) archéennes (2800 à 3000 Ma), métamorphiques de haut grade (gneiss, granulites) qui montrent tous les faciès charnockitiques et un grand domaine constitué de roches éburnéennes (Shang et al., 2010). La marge nord-ouest du craton archéen du Congo au sud du Cameroun est représentée par le complexe du Ntem (Goodwin, 1996; Maurizot et al., 1986), qui est bordé au Nord par le groupe de Yaoundé (Nzenti et al., 1988; Toteu et al., 2006), de la ceinture orogénique panafricaine en Afrique centrale (Figure 13). Ce craton, comme d'autres zones cratoniques à travers le monde, abrite de nombreux gisements minéraux. Trois unités principales constituent les affleurements du craton du Congo : l'unité du Ntem, l'unité d'Ayina et l'unité du Nyong.

### **1.5.2 Complexe du Ntem**

Le sud du Cameroun est constitué de deux grandes unités précambriennes délimitées par des charriages majeurs, à savoir la ceinture mobile panafricaine néoprotérozoïque représentée par le groupe de Yaoundé au Nord, et le complexe du Ntem au Sud (Figure 13). Le complexe du Ntem représente la partie nord-ouest du craton du Congo en Afrique centrale (Maurizot et al., 1986; Tchameni et al., 2000), comprenant l'unité paléoprotérozoïque du Nyong au nord-ouest et l'unité archéenne du Ntem au Sud-Est. L'unité Nyong est constituée principalement de roches métasédimentaires et métavolcaniques ainsi que de roches intrusives (Toteu et al., 1994, 2001). Le Complexe du Ntem est composé de TTG (tonalites, trondjénite et granodiorite), d'anorthosites, de charnockites, de gneiss, de migmatite, de métagabbros, de quartzite et de BIF. Les migmatites sont d'origine archéenne. L'unité d'Ayina correspond à la bordure est du complexe Ntem. Elle est composée d'une chaîne de roches vertes, des roches cristalphylliennes (leptynites, amphibolites, gneiss), des granitoïdes intrusifs et des

greenstones. L'unité d'Ayina est lithologiquement semblable à celle du Ntem. Il est admis qu'elle constitue son prolongement (Tchameni, 1997). Les roches vertes de l'unité du Ntem se présentent sous forme de ceintures perturbées et de xénolithes dans la série intrusive, indiquant un âge plus ancien pour leur formation (Shang et al., 2007). Ces roches supracrustales sont constituées de BIF, de paragneiss, d'amphibolites à grenat et de pyroxénites (Shang et al., 2007; Tchameni et al., 2010). Elles ont été affectées par un métamorphisme au faciès granulite avec des températures maximales estimées à  $750 \pm 50$  °C à 5 – 6 kbar (Tchameni, 1997; Tchameni et al., 2001). La mise en place des ceintures de roches vertes dans l'unité du Ntem a été datée d'environ 3,1 Ma en utilisant la technique d'évaporation du zircon Pb-Pb (Tchameni et al., 2001). Les ceintures de roches vertes sont fortement démembrées et recoupées par des plutons syénitiques tardifs et des veines doléritiques (Tchameni et al., 2001).

Le complexe du Nyong représente la partie camerounaise de la chaîne de l'Afrique centrale occidentale décrite par (Flotté et Feybesse, 2008). Le complexe du Nyong correspond approximativement à la partie occidentale du complexe du Ntem qui a été remobilisée lors de l'orogénèse éburnien / transmazonien, qui a été associée à la collision Congo-Craton de Sao Francisco (Flotté & Feybesse, 2008; Penaye et al., 2004). Celui-ci est séparé du Complexe du Ntem par la ceinture de roches vertes de Lolodorf-Ngomedzap. L'unité Nyong est constituée principalement de roches métasédimentaires et métavolcaniques ainsi que de roches intrusives syn- à tardives tectoniques (Toteu et al., 1994, 2001). Deux épisodes majeurs de déformation et deux épisodes de réactivation sont notés dans le complexe du Ntem. Le premier épisode de déformation est caractérisé par une foliation verticale, un étirement et une linéation verticale et des plis isoclinaux. Ces éléments structuraux sont corrélés aux emplacements successifs des granitoïdes de l'Archéen moyen (Shang et al., 2007), considérés comme diapiriques par (Tchameni, 1997). Le deuxième événement de déformation majeur est marqué par le développement de plans de cisaillement senestres et de fusion partielle du TTG et des roches encaissantes supracrustales avec génération de divers granites.

### **1.5.3 Couverture sédimentaire**

La couverture sédimentaire du Sud-Cameroun repose sur le socle Précambrien, et est le témoin d'une émergence depuis le Précambrien terminal. La couverture sédimentaire est constituée, au Sud, de roches sédimentaires très récentes, et au Nord de roches sédimentaires du Mésozoïque et du Cénozoïque qui couvrent le bassin du Tchad, et au Sud-Ouest des roches du Crétacé inférieure qui couvrent le golfe de Mamfé, le fossé de la Bénoué, le bassin de Bida (Nzenti et al., 1988). Au Sud-Ouest Cameroun, la couverture sédimentaire est connue dans deux régions :

au sud de Kribi et de Campo, et à l'ouest d'Edéa dans le bassin de Douala. Dans la région de Campo, la série Crétacé (Aptien) recouvre le socle en discordance et les faciès rencontrés sont :

- Les dépôts fluviatiles et littoraux, à l'embouchure du Nyong et de la Lokoundjé,
- La pile sédimentaire (conglomérats, grès et argiles) d'âge Crétacé supérieur à Pliocène inférieur représentée par des affleurements peu étendus sur la rive du Nyong et par une bande littorale de 2 km de large dans la région de Campo.

#### **1.5.4 La Chaîne panafricaine**

Au Cameroun, la Chaîne Panafricaine encore appelée chaîne des Oubanguides, Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CPNE) (Nzenti et al., 1988) ou encore Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (Penaye et al., 2004), appartient à la ceinture orogénique d'Afrique Centrale ; C'est une mégachaîne orientée E-O, d'une longueur supérieure à 5000 km sur une largeur de 300 km. Elle est limitée à l'Ouest par la Chaîne Panafricaine Trans-Saharienne, au Sud par le Craton du Congo et se prolonge à l'Ouest et au Nord-Est du Brésil par la Chaîne de Sergipes, l'ensemble formant la Chaîne Panafricano-Brésilienne.

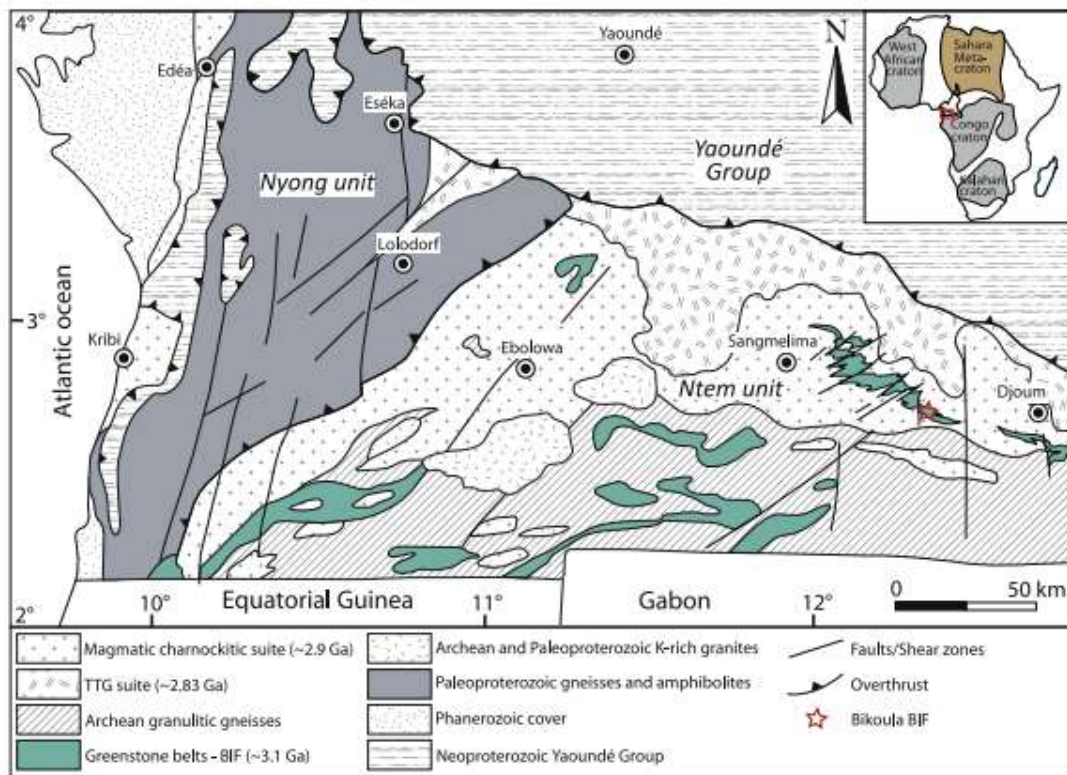
Sur le plan géodynamique, les particularités des domaines de la chaîne ont été mises en évidence dans les travaux de (Nzenti et al., 1988). D'après ces travaux, la Chaîne Panafricaine au Cameroun comporte une multitude de granitoïdes. Ces granitoïdes sont le plus souvent orthogneissifiés et sont surtout représentés par des granites, des leucogranites, des granodiorites, des syénites, des gabbros, des diorites, des charnockites et des monzonites.

De nombreux auteurs subdivisent la CPNE au Cameroun en trois (03) domaines géodynamiques distincts : le domaine Nord Cameroun, le domaine Centre Cameroun et le domaine Sud Cameroun. Mais notre zone d'étude est traversée par le domaine Centre Cameroun et le domaine Sud-Cameroun.

Le domaine Centre Cameroun constitue le lien entre les domaines Nord et Sud de la chaîne. Ce domaine couvre une vaste zone allant du sud de Bafia au sud de Poli. Il est caractérisé par de grands décrochements dont le CCC ou cisaillement Centre Camerounais (Ngako et al., 2003), la faille de Bétaré-Oya et la faille de la Sanaga, l'abondance de granitoïdes dont nombreux sont syntectoniques et orthogneissifiés (Chebeu et al., 2011; Nzenti et al., 1994) et les granulites d'âge paléoproterozoïque.

Le domaine Sud Cameroun est représenté par les formations volcano-sédimentaires du groupe de Yaoundé qui est lui-même limité dans sa partie australe par le craton du Congo. Le groupe de Yaoundé comprend la série de Yaoundé au Centre, la série d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis au

Sud, la série de Yokadouma à l'Est et la série de Bafia au Nord (Nedelec et al., 1986). Les formations de ce domaine sont caractérisées par une évolution polyphasée et monocyclique (Mvondo et al., 2007; Ngnotué et al., 2000) avec deux principales phases de déformation.



**Figure 13: Carte géologique du Sud Cameroun (Akono et al., 2022).**

## 1.6 LES FORMATIONS DE SOCLE ET MILIEUX FRACTURÉS

Les roches du socle, souvent appelées formations du socle, sont généralement opposées aux roches sédimentaires en raison de leur hétérogénéité et de leur anisotropie (Singhal, 2008). Les formations de socle regroupent l'ensemble des roches cristallines d'origine plutonique (granites) et métamorphique (gneiss) ainsi que les roches sédimentaires anciennes dont le comportement hydrogéologique est comparable. Ces roches sont caractérisées par leur nature compacte et leur faible capacité à retenir l'eau et par la présence d'horizons perméables qui se développent parfois à la faveur de processus d'altération et de phénomènes tectoniques. La fracturation et l'altération qui en découlent sont responsables des caractéristiques hydrauliques des formations du socle. En conséquence, elles sont parfois appelées roches fissurées ou fracturées. Ainsi, les granites ont originellement de très faibles porosités et perméabilités primaires. Les roches métamorphiques, quant à elles, ont perdu les éventuelles caractéristiques hydrodynamiques des roches originelles, du fait du métamorphisme. Les marbres sont exclus des roches de socle, car ils peuvent être karstiques. Il en est de même des roches dures telles



que les roches volcaniques, les calcaires, etc. Les déterminismes et les paramètres hydrodynamiques sont différents de ceux des roches de socle (Lachassagne et al., 2015). La présence et le mouvement de l'eau souterraine dans une région de roche dure sont principalement contrôlés par la porosité secondaire causée par la fracturation des roches sous-jacentes (Das, 2017). Les origines de la fracturation dans le socle sont dues au refroidissement des magmas granitiques lors de leurs mises en place et à l'existence de phénomènes tectoniques qui se sont produits après la mise en place et le refroidissement du magma. Les milieux fracturés englobent un certain nombre de types d'aquifère qui diffèrent selon les minéraux rencontrés, l'intensité de la fracturation et son mode de formation. Les roches de socle constituent le sous-sol des continents et affleurent sur plus de 20 % des terres émergées non englacées, principalement dans les régions tectoniquement stables telles que les vieux cratons : 40 % de l'ensemble du continent africain, respectivement 24 et 21 % pour l'Amérique du Sud et du Nord, 45 % pour l'Inde, une grande partie de l'Australie et près de 20 % en Europe (Lachassagne et al., 2015; Singhal, 2008). Malgré la grande superficie occupée par le continent africain, les aquifères de socle sont largement sous-exploités comparés à des aquifères similaires sur d'autres continents, et même dans certaines zones arides ou semi-arides.

## **1.7 CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE**

L'hydrogéologie est par définition la science des écoulements d'eaux souterraines. Les paramètres susceptibles d'influencer ces écoulements dépendent forcément de la structure des réservoirs (fissurations et fracturations) de la nature pétrographique et minéralogique des formations et d'altérations. Un aquifère est un corps (couche, massif) de roches perméables comportant une zone saturée suffisamment conductrice d'eau souterraine pour permettre l'écoulement significatif d'une nappe souterraine. Les aquifères principalement rencontrés au Cameroun sont répartis en trois grands types de formation géologique : les formations sédimentaires, de socle et d'altérations.

### **1.7.1 Les aquifères d'altérites**

Les aquifères du sédimentaire sont constitués de nappes de sables quaternaires généralement très productives et à faible profondeur. L'aquifère des altérations, dit capacitif, est localisé dans les altérations argilo-sableuses. Il est exploité dans la région par des puits traditionnels. Du fait de la morphologie générale de la région, l'aquifère des altérations est très peu variable. Sa capacité et ses caractéristiques dépendent de sa position morphologique. Cet aquifère se manifeste dans certains villages par des sources. Cette ressource constitue la seule source d'eau pour certaines populations. L'omniprésence des argiles dans les réservoirs d'altérites les rend

capables d'emmagasiner une quantité importante d'eau. Ils sont caractérisés par une forte porosité et constituent un vaste réservoir superficiel. Les réserves d'eaux souterraines sont emmagasinées dans la partie supérieure altérée, mais sont drainées par les fissures et les fractures sous-jacentes, ouvertes parfois sur de grandes profondeurs (Boukari et al., 1984). Le plus souvent, les eaux de ces altérites ne sont exploitables qu'à l'échelle familiale en raison de la faible perméabilité de la formation aquifère et des conditions climatiques. En saison sèche, les puits superficiels au niveau de ces nappes tarissent par baisse du niveau piézométrique et seuls les puits récents et profonds demeurent productifs du fait de l'effet conjugué du drainage permanent sous-jacent et de l'exploitation humaine.

### **1.7.2 Les aquifères fracturés ou fissurés**

Les aquifères fissurés sont des roches dans lesquelles l'eau souterraine circule à travers des fissures, des joints ou des fractures dans une roche par ailleurs solide. Le granite et le basalte en constituent des exemples. Les calcaires sont souvent des aquifères fissurés mais, ici, les fissures et les fractures peuvent être agrandies par dissolution, formant de grands chenaux ou même des cavernes. En revanche, les aquifères de fractures discontinus, résultent des fissurations ou des fracturations du socle (constitué de roches métamorphiques ou plutoniques). Dans un aquifère de socle, les fractures sont des chemins d'écoulements préférentiels lorsqu'elles ne sont pas comblées. Les propriétés hydrauliques des milieux fracturés sont difficiles à estimer. Celles-ci peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur. De ce fait, les simulations hydrodynamiques ne sont pas aisées à faire. La source de cette difficulté provient de la géométrie complexe des réseaux de fractures et des fractures elles-mêmes (Tsang et Tsang, 1987). Cependant, leur identification est très importante dans le développement d'un modèle géologique (Mustapha, 2005). Les aquifères discontinus à perméabilité de fissures sont présents un peu partout dans la zone d'étude. Ils sont associés au socle granitique ainsi qu'aux formations sédimentaires anciennes. Leurs caractéristiques hydrauliques dépendent beaucoup de leur lithologie, de l'épaisseur et de la granulométrie des formations de recouvrement, celles-ci étant en étroite relation avec les conditions géomorphologiques et pluviométriques.

L'exploitation des eaux souterraines de l'aquifère d'altérites se fait à travers des puits et des sources. Pour les aquifères de fractures, plusieurs études ont été faites par des entreprises dans certaines localités de Kribi-Campo sous la direction du MINEPAT, à travers le Programme d'Investissement Public permettant d'implanter les forages sur les axes d'écoulement préférentiel. Ces études utilisent les méthodes modernes (méthodes électriques et essais de pompage) très coûteuses et sont limitées à des échelles locales. Les études d'ampleurs

régionales utilisant la méthode électrique, la télédétection et les SIG sont inexistantes et justifient le manque de connaissances de ces formations.

## **1.8 SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE DES ÉTUDES ANTÉRIEURES DANS LA ZONE D'ÉTUDE**

Avant le début de cette étude, de nombreuses études avaient déjà été réalisées sur le site avec plusieurs approches, à savoir, les méthodes gravimétriques, sismiques et les techniques de télédétection. Quoiqu'ayant des objectifs différents, elles ont contribué à fournir des éléments qui permettent l'amélioration de la connaissance de la structure géologique et une meilleure compréhension du fonctionnement de l'aquifère, parmi lesquels les travaux de (Koumetio, 2004) qui mettent en évidence la présence de contacts entre les roches de différentes densités aux différentes profondeurs et un corps igné intrusif dense dans la croûte supérieure de la zone d'étude. (Nfomou et al., 2004) mettent en exergue grâce à l'analyse de la sismicité dans la région de Kribi qu'il existe dans la zone une activité tectonique liée au système de failles connu sous l'appellation de faille de Kribi-Campo et qui serait une extension des failles de la Sanaga (Ngako et al., 2003). Selon (Angue et al., 2011), la faille de Kribi-Campo est le résultat d'un événement magmatique intrusif suivant les collisions continentales lors de la formation du Gondwana. (Angue et al., 2013) ont fait une étude sur la délimitation des différents linéaments dans la région du sud, dont les failles de Kribi-Edéa font partir des linéaments majeurs. Plus récemment, les travaux d'Aretouyap et al., 2020 se sont focalisés à l'étude des réseaux de linéaments dans la zone d'étude afin de comprendre sa distribution spatiale, son étendue et son effet potentiel sur l'intrusion d'eau salée dans les aquifères. Les données, comprenant des images Landsat-8, des données géologiques et un modèle numérique de terrain, ont été traités à l'aide des techniques d'analyse en composantes principales et de filtrage. Les caractéristiques linéaires ont été améliorées sur la base des changements de texture des images composites en fausses couleurs pour décrire les fractures, les failles et les caractéristiques hydrologiques. Au total, 390 linéaments ont été extraits automatiquement et manuellement de ces images et analysés en fonction de leur longueur, de leur densité et de leur orientation à l'aide d'une analyse statistique. La conductivité électrique de 50 échantillons d'eau souterraine collectés dans la zone d'étude est utilisée pour valider l'impact des linéaments sur l'intrusion d'eau de mer.

### **Conclusion**

Les formations de socle occupent au moins un tiers du continent africain. Celles-ci contiennent des aquifères qui sont d'un intérêt majeur pour l'approvisionnement en eau des populations rurales. En effet, l'eau souterraine est souvent potable à la source et assez bien

répartie géographiquement. Les menaces de salinité dans les zones côtières deviennent de plus en plus un sujet d'actualité en raison du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer. L'exploitation de ces eaux nécessite une bonne connaissance des réservoirs qui les contiennent. Cependant, l'hétérogénéité de ces milieux ne facilite pas cette compréhension. De ce fait, plusieurs approches telles que la géophysique, la télédétection et l'hydrochimie peuvent contribuer à mieux les appréhender. La zone d'étude a une superficie d'environ 2770 km<sup>2</sup> et le climat qui y règne est du type équatorial guinéen caractérisé par quatre saisons bien marquées et inégales. La température annuelle moyenne est au-dessus de 22 °C avec de faibles écarts entre les saisons et entre les jours et les nuits. Les sols y sont dans l'ensemble imperméable et l'épaisseur de certains d'entre eux favorise le développement de la végétation. Le relief de la zone d'étude fait ressortir quatre unités morphologiques en fonction des élévations. Le réseau hydrographique est assez dense. La végétation originale constituée de la forêt primaire est suffisamment entamée aujourd'hui du fait des activités agricoles (grandes plantations de palmiers à huile) et de l'exploitation du bois. Sur le plan géologique, le site repose sur un substratum géologique constitué de roches anciennes. Ces roches, soumises depuis des millénaires aux effets des intempéries, ont développé en surface de plaquages latéritiques d'épaisseur variable selon la position topographique du point où on se trouve. Elles atteignent et dépassent les 20 m à certains endroits. Comme dans toutes les régions à sous-sol cristallin, deux types de gisements d'eaux souterraines coexistent dans les différentes localités de la zone d'étude à savoir l'aquifère des altérations contenu dans la frange altérée du sous-sol et l'aquifère des fractures.

---

## CHAPITRE 2 : MATÉRIEL ET MÉTHODES

---

Ce chapitre présente le matériel, les données et les méthodes utilisés pour mener à bien cette thèse. La réalisation des cartes de potentialités en eaux souterraines dans la région de Kribi-Campo (Sud-Cameroun) a nécessité d'une part l'utilisation des données et des logiciels. Les caractéristiques géologiques, les unités lithologiques, les structures géologiques, les facteurs hydrologiques, la topographie, les paramètres d'aquifères et autres ont été pris en compte comme des facteurs qui peuvent influencer sur l'alimentation des eaux souterraines. La méthodologie adoptée dans cette étude consiste à la sélection et la préparation de ces différentes couches thématiques, puis leur utilisation comme critère pour cartographier les zones de potentialités en eaux souterraines à partir des modèles statistiques.

### 2.1 DONNÉES UTILISÉES ET MATÉRIELS

#### 2.1.1 Acquisition des données

Les données utilisées dans le cadre de cette étude sont constituées des données conventionnelles, pluviométriques, hydrodynamiques, géoélectriques, physico-chimiques et les images satellitaires.

##### 2.1.1.1 Données conventionnelles et pluviométriques

La carte géologique du Cameroun au 1/500000 a été numérisée pour générer les unités lithologiques et les linéaments d'origine tectonique (failles) dans la zone d'étude. Carte géologique dressée en 1986 par Maurizot, ingénieur géologue au Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) qui est un établissement public français de référence dans les applications des sciences de la Terre pour gérer les ressources et les risques du sol et du sous-sol. Cette carte renseigne sur les formations géologiques affleurantes et profondes. Les données de précipitations pour une période de 2011 à 2020 ont été acquises sur le site Web Climate Research Unit ([www.cru.uea.ac.uk/data](http://www.cru.uea.ac.uk/data)). La technique d'interpolation Inverse Distance Weighted (IDW) d'ArcGIS a été utilisée pour générer la carte des précipitations moyennes annuelles sur une période de dix ans. Cette méthode a du potentiel s'il y a suffisamment de points d'échantillonnage avec une dispersion appropriée au niveau d'échelle locale.

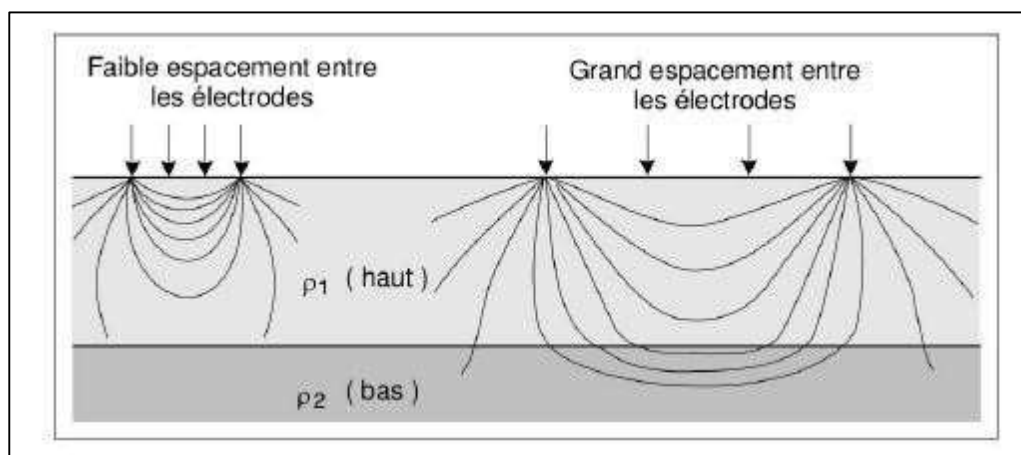
##### 2.1.1.2 Données hydrogéologiques

Les données hydrogéologiques sont constituées de rapports techniques de 41 forages réalisés par les entreprises China geo-engineering corporation in Cameroon (CGC-CAM) et GEOFOR S.A. Les données renseignent sur les coordonnées géographiques de l'ouvrage, la description lithologique de l'aquifère, l'épaisseur de l'aquifère, la profondeur totale de l'aquifère, le niveau

statique et dynamique de la nappe, le rabattement, la conductivité hydraulique, la transmissivité et les débits d'exploitation obtenus par essai de pompage. Les débits d'exploitation ont été utilisés pour l'entraînement et la validation des différents modèles statistiques.

### 2.1.1.3 Principe d'acquisition des données de sondage électrique vertical

Lors de la mise en œuvre de la prospection électrique la technique de sondage électrique vertical est utilisée. La méthode de sondage électrique a constitué l'une des premières méthodes utilisées en prospection électrique en courant continu. Le principe de ce type d'acquisition est d'effectuer des mesures en accroissant progressivement l'écartement entre les électrodes d'injection du quadripôle (Figure 14). Dans le dispositif Schlumberger, la distance  $MN < AB/5$  (Chapellier, 2000). Cet accroissement s'accompagne d'une augmentation de la profondeur d'investigation. La répétition des mesures avec des écartements d'électrodes croissants permet de construire une courbe de sondage qui donne la variation de la résistivité apparente en fonction de  $AB/2$  ; (profondeur d'investigation associée au dispositif). Cette méthode s'intéresse à déterminer des variations de résistivité dans des couches parallèles à la surface.



**Figure 14: Illustration du principe de sondage électrique (Chouteau et Giroux, 2006).**

### 2.1.1.4 Données hydrogéochimiques

L'eau souterraine doit d'abord subir une analyse physico - chimique avant de pouvoir être utilisée, en particulier pour l'usage comme eau potable. Par conséquent, elle est un élément essentiel de la méthodologie que nous avons utilisée. Cette évaluation est basée sur le prélèvement d'échantillons et l'analyse physico-chimique en laboratoire. L'analyse physico-chimique a été faite en évaluant le bilan hydrologique et la contribution des différentes composantes du système hydrogéologique constituant la base de l'identification des paramètres des aquifères. La qualité de l'eau varie selon les types de sols, les formations géologiques, les processus naturels et anthropiques. Les types et les concentrations des différents éléments

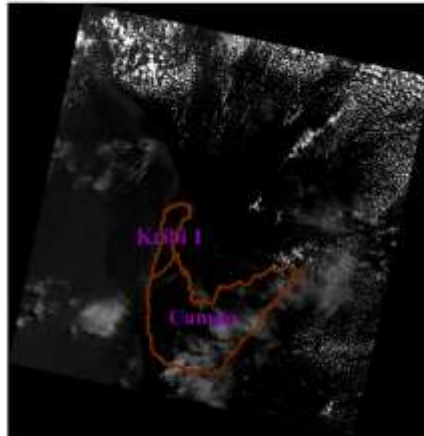
présents dans les eaux souterraines dépendent des corps rocheux associés et du temps de contact avec les matériaux géologiques (Beyene et al., 2019). Des paramètres tels que l'alcalinité composite, l'alcalinité totale, hydrogénocarbonates, carbonates, hydroxydes, dureté totale, chlorures, sulfates, calcium, magnésium, fer ont été analysés au laboratoire. Parmi ces paramètres, sept (7) sont quantitatifs (alcalinité totale, calcium, magnésium, sulfates, chlorures, dureté totale et hydrogénocarbonates) ont été retenus dans cette étude. Les valeurs des paramètres sont conformes aux normes de l'Organisation Mondiale de la Santé. Les résultats de l'analyse physico-chimique ont été traités à partir des méthodes d'analyses statistiques multivariées.

#### **2.1.1.5 Images satellitaires**

La cartographie des zones de potentialités en eaux souterraines dépend de plusieurs facteurs (géologique, topographique, hydrologique et occupation de sols). La cartographie des différentes couches thématiques est complexe lorsque la région d'étude est grande et difficile d'accès. Les images satellitaires se sont avérées très utiles à la cartographie géologique, de l'occupation du sol et morphologique du terrain. Dans cette étude, deux types images ont été utilisés : les images LANDSAT 8 OLI-TIRS et les modèles numériques de terrain SRTM.

- **Images LANDSAT 8 OLI-TIRS**

Pour établir la carte d'occupation du sol dans la zone d'étude, nous avons eu recours à l'image satellitaire. La scène 186/058 de Landsat 8 OLI (Operational Land Imager) a été utilisée pour extraire les principales unités d'occupations du sol du site d'étude (Figure 15). Avec 30 m de résolution spatiale et 11 bandes spectrales, cette image prise le 09 avril 2017 a été téléchargée gratuitement par sur le site Internet Earth Explorer de United States Geological Survey.

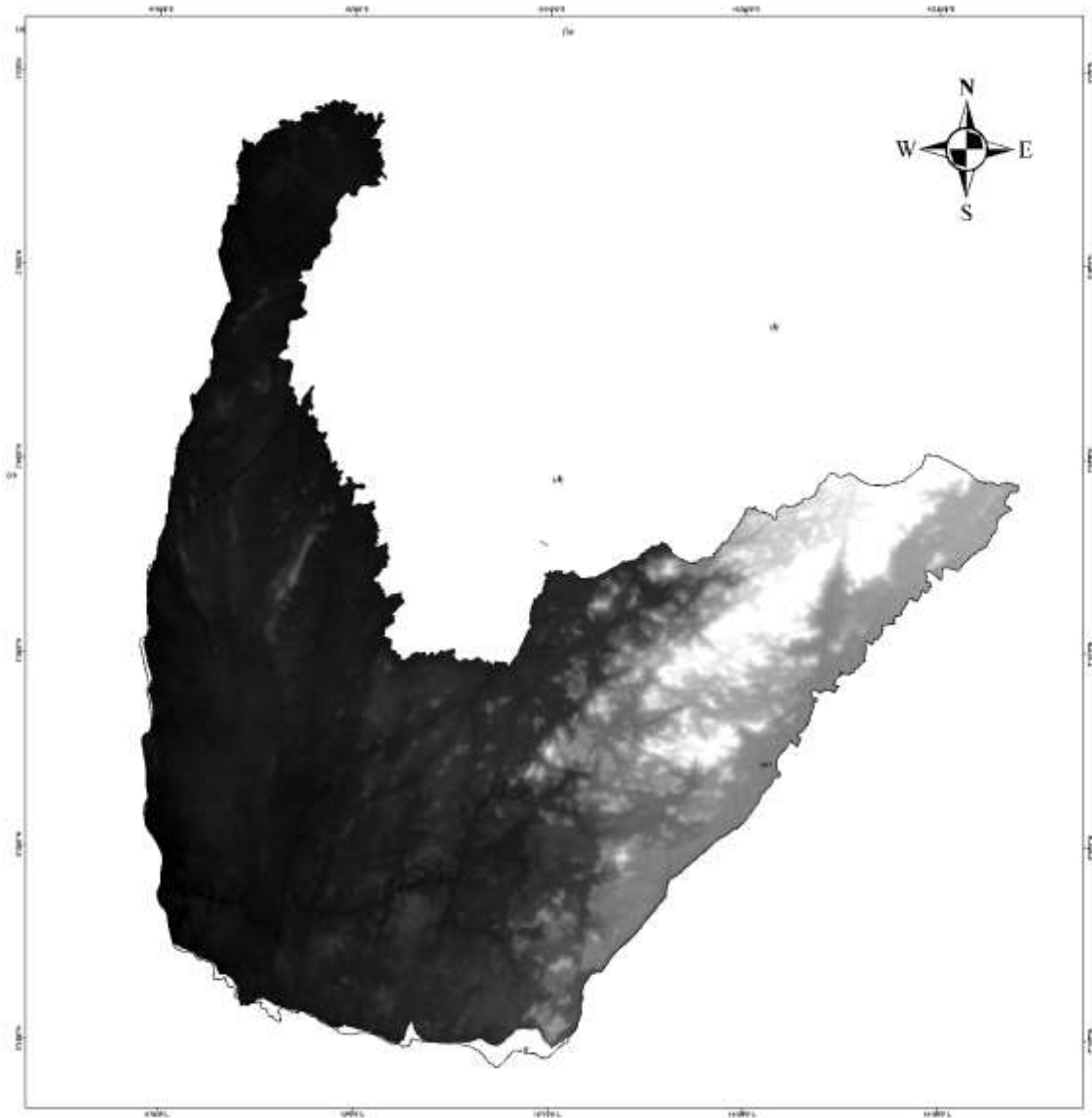


**Figure 15: Bande 1 de l'image Landsat 8 OLI téléchargée.**

- **Modèle numérique de terrain ou Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM)**

Un modèle numérique de terrain (MNT) est une représentation de la surface d'un terrain ou d'une planète, créée à partir des données d'altitude du terrain (Figure 16). Le MNT ne prend pas en compte les objets présents à la surface du terrain tels que les plantes et les bâtiments. Avec 30 m de résolution, la donnée SRTM a été acquise sur le site Web (<http://srtm.csi.cgiar.org>). De cette image, ont été extraits les linéaments, les pentes, le réseau de drainage, et le taux d'infiltration.





**Figure 16: Image SRTM brute de la zone d'étude.**

## 2.2 LES LOGICIELS

Les logiciels ont facilité les traitements d'images, la conception des SIG, la production des couches thématiques, les cartes de potentialités en eaux souterraines et l'analyse statistique multivariée. Le traitement des images issues de Landsat 8 et SRTM a été réalisé avec ERDAS Imagine 2014 et ArcGIS 10.7. L'analyse statistique multivariée des paramètres physico-chimiques est réalisée à l'aide du langage de programmation Python 3.7. Les données de sondage électrique vertical ont été interprétées à partir du logiciel d'inversion JOINTEM 1.4. Le logiciel ERDAS a été exploité dans le but d'obtenir une seule image multispectrale. Le logiciel JOINTEM permet de modéliser et d'interpréter par inversion les données de sondages électriques. Ce logiciel est basé sur une interprétation 1D et les paramètres à déterminer sont la

résistivité, l'épaisseur et la profondeur de chaque couche de terrain. L'inversion des données consiste à minimiser la différence entre les données mesurées et les données modélisées, résultant en un modèle simple de la structure géoélectrique réelle qui doit être interprété géologiquement. Le traitement de l'image SRTM pour l'extraction des unités géomorphologiques, linéaments, la numérisation et les cartes thématiques ont été réalisés dans ArcGIS 10.7. Le Package Scikit-Learn de Python a été utilisé pour les calculs essentiels, mais nous avons programmé tout le post-traitement, notamment les aides à l'interprétation.

## **2.3 LES MÉTHODES UTILISÉES**

Conformément aux objectifs fixés, cette section débute par des prétraitements des données et images satellitaires. Les caractéristiques contrôlant la circulation et l'infiltration des eaux souterraines telles que, les unités lithologiques (nature géologique des roches), topographiques (pente, altitude), hydrologiques (densité de drainage, l'indice d'humidité topographique, l'indice de la rugosité topographique et précipitation), hydrodynamiques (la conductivité hydraulique et la transmissivité), structurales (densité de fracturation), géoélectriques (conductance longitudinale, la résistance transversale et coefficient d'anisotropie), l'épaisseur du sol et l'occupation de sols ont été sélectionnées pour la cartographie des eaux souterraines. Puis l'analyse multicritère des différentes couches thématiques a été faite à partir de quatre modèles statistiques (rapport de fréquence, l'entropie de Shannon, le poids de la preuve et le processus d'analyse hiérarchique). Les modèles statistiques serviront à réaliser les cartes de potentialités en eau souterraine. La validation de chaque modèle et l'évaluation de son rendement seront décrites dans cette section. Cette section se terminera par l'utilisation de l'analyse en composante principale (ACP) et de la corrélation de Pearson pour faire l'analyse statistique multivariée.

### **2.3.1 Prétraitement des données**

#### **2.3.1.1 Prétraitement des images satellitaires**

L'amélioration du contraste dans les images nécessite que les différentes bandes spectrales soient combinées. Ainsi, des opérations arithmétiques sont faites pour transformer les bandes originales en de nouvelles images composites. Les traitements qui suivent traduisent les procédés d'amélioration du contraste sur l'image multispectrale Landsat 8 OLI et radar SRTM. Les images multispectrales Landsat 8 OLI et radar SRTM ont été utilisées dans le cadre de cette étude pour ressortir les cartes d'occupation de sols et les linéaments.

### **2.3.1.2 Analyses des compositions colorées de l'image Landsat**

La composition colorée consiste à afficher simultanément à l'écran trois bandes d'images dans les canaux de base (Rouge Vert Bleu), afin de faciliter l'extraction d'informations. En effet, cette opération permet l'interprétation quand on connaît le comportement spectral des différents types d'occupation de sol. On utilise les combinaisons des bandes 1, 2, 3, 4, 5 et 7. Les combinaisons des canaux (1-5-7), (3-5-7) et (4-5-7) discriminent au mieux les zones dénudées, le réseau hydrographique, les zones de végétation actives, les unités géologiques et les linéaments. Les différents types d'occupation de sols ont été extraits par classification supervisée à l'aide du logiciel ERDAS Imagine.

### **2.3.1.3 Classification supervisée**

La connaissance du secteur d'étude a guidé le choix en faveur de la classification supervisée, qui consiste à appliquer le même traitement à chaque pixel, indépendamment des pixels voisins. La méthode de classification supervisée utilisée est celle du maximum de vraisemblance. L'algorithme Maximum de Vraisemblance (Maximum Likelihood) a été choisi pour la classification des images. C'est une méthode qui calcule la probabilité d'appartenance d'un pixel à une classe donnée plutôt qu'à une autre. Les pixels seront affectés à la classe pour laquelle la probabilité est la plus forte. Les classes sont définies à partir des besoins de l'utilisateur et correspondent à des unités sémantiques de l'image, soit nécessite une étape d'apprentissage préalable à la classification. La classification supervisée consiste à déterminer les classes par un apprentissage qui peut être effectué soit sur chaque scène traitée. Cette étape influence fortement les résultats de la classification. Les échantillons sont sélectionnés sur des observations faites sur le terrain en repérant au sol des parcelles représentatives des différents éléments devant être présents dans la classification de la zone étudiée, si possible à une date idéalement identique à celle des prises de vues. Les échantillons de classes stables temporellement (routes, bâtis, affleurements, etc.), peuvent être sélectionnés sur la base de cartes précises de la région. Dans la zone d'étude, quatre catégories d'utilisation des sols ont été identifiées : la végétation, les plans d'eau, les terres cultivées et les zones bâties.

### **2.3.1.4 Relief ombragé de l'image SRTM**

Un relief ombragé (shaded relief) est une représentation bidimensionnelle de la topographie d'une zone de la Terre. Le relief ombragé obtenu à partir de l'image SRTM correspond à une représentation sous forme numérique du relief d'une zone. L'algorithme pour calculer le relief ombré (RO) est donné par l'équation suivante :

$$RO = 255 [\cos (Z) \cdot \cos (Sl)] + [\sin (Z) \cdot \sin (Sl) \cdot \cos (Az - As)] \quad (30)$$

Où Sl est la pente de terrain, Az est l'azimuth ou direction du vecteur lumière, As est l'aspect de l'image et Z est l'angle d'inclinaison au-dessus de l'horizon du vecteur lumière. Pour identifier les linéaments, huit images en relief ombragé ont été générées avec une élévation solaire constante de 45° et huit angles d'azimut différents (0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270° et 315°). Les huit images ombragées résultantes ont été combinées pour produire deux images en relief ombré, où les quatre premières images en relief ombré ont été superposées pour produire une image avec des directions multi-illumination allant de 0 à 135° et la seconde image avec multi-directions d'éclairage allant de 180 à 315°, comme recommandé par (Ketema et al., 2016). Les linéaments d'origine tectonique (failles) issues de la carte géologique de la zone ont également été ajoutés aux linéaments extraits à partir du relief ombragé. Les linéaments extraits manuellement ont été superposés à des données auxiliaires telles que des routes et pistes de manière à éviter de les prendre en compte lors de l'extraction (Serele et al., 2020; Teikeu Assatse et al., 2016).

### 2.3.1.5 Prétraitement des données physico-chimiques

L'analyse statistique a été appliquée à un ensemble de données de 15 échantillons d'eaux comprenant 7 variables physico-chimiques. Les résultats optimaux des méthodes statistiques multivariées nécessitent une distribution normale univariée et multivariée (Papatheodorou et al., 2006; Vanhatalo et Kulahci, 2016). Par ailleurs, l'ACP est une technique qui présente une forte sensibilité aux valeurs extrêmes. Cette forte sensibilité aux valeurs extrêmes impose d'appliquer à l'ACP les données centrées réduites ou normalisées. Pour ce faire, les données d'entrée ont été normalisées en utilisant le module StandardScaler du Package Scikit-Learn. Cette étape est très importante dans l'ACP, car au niveau du calcul des distances euclidiennes, les variables avec de fortes variances tendent à avoir une grande influence sur celles qui ont des variances faibles (Cloutier et al., 2008; Güler et al., 2002).

$$Z = \frac{x - \bar{x}}{\delta} \quad (31)$$

où Z est la valeurs normalisée, x est la donnée,  $\bar{x}$  et  $\delta$  sont respectivement la moyenne et l'écart-type.

### 2.3.2 Préparations des facteurs de conditionnements des eaux souterraines

En hydrogéologie, certains paramètres peuvent renseigner sur la nature et l'aptitude d'un aquifère à former de bons réservoirs d'eau souterraine (Mangoua et al., 2019). La sélection et

la classification des paramètres ont tenu compte d'un examen exhaustif de la documentation et de l'opinion d'experts (Krishnamurthy et al., 1996; Sener et al., 2005; Serele et al., 2020; Shaban et al., 2006; Yeh et al., 2009). Quinze couches thématiques ont été prises en compte pour caractériser les zones de potentielles en eaux souterraines.

- **Lithologie**

La lithologie est l'élément le plus influent pour la recharge des eaux souterraines, car l'infiltration des eaux dépend généralement de la porosité et de la perméabilité de certains types de roches (Bhuiyan et al., 2009; Krishnamurthy et al., 1996). Certaines études excluent la lithologie lors de la prise en compte des paramètres qui influencent la recharge des eaux souterraines, au bénéfice des densités de linéaments et les réseaux de drainages considérés comme une fonction des porosités primaire et secondaire (Yeh et al., 2016). Le mouvement des eaux souterraines varie selon le type de roche. La géologie est un paramètre crucial pour la recharge des aquifères, en raison de sa capacité à contrôler les mouvements et l'infiltration des eaux. La carte lithologique a été générée en numérisant la carte géologique du Cameroun au 1/1,000,000.

- **La densité de linéament (DL)**

La densité de linéaments est la longueur totale des linéaments par unité de surface (Dinesh et al., 2014; Tam et al., 2004). L'analyse de linéament pour l'exploitation des eaux souterraines est importante. Elle donne des indications sur le degré de fracturation des roches, permettant d'identifier les zones hautement fracturées (Murmu et al., 2019). Les linéaments ont été extraits à l'aide des images SRTM. Les linéaments extraits manuellement ont été superposés à des données auxiliaires telles que des routes et pistes de manière à éviter de les prendre en compte lors de l'extraction. L'outil density line du logiciel ArcGIS 10.7 a été utilisé pour dresser la carte des densités de linéaments à partir de l'équation (Edet et al., 1998; Greenbaum, 1985; Mogaji et al., 2016) :

$$DL = \frac{\sum_{i=1}^{k=n} L_i}{A} \quad (32)$$

$L_i$  est la longueur totale des linéaments (km) et  $A$  la surface de la zone d'étude (km<sup>2</sup>).

- **La pente (PT)**

La pente a une grande influence sur l'accumulation d'eau souterraine. Les pentes faibles facilitent l'infiltration des pluies et le ruissellement de surface. Le gradient de pente influence

directement l'infiltration des précipitations (Etikala et al., 2019). La pente influence considérablement l'infiltration des pluies, et plus elle est élevée, plus le ruissellement est élevé et le potentiel en eau souterraine devient très faible (Abijith et al., 2020; Yeh et al., 2016). Le MNT a permis également de générer la carte de pente à partir de l'équation suivante :

$$PT = \frac{H}{L_b} \quad (33)$$

H est la différence d'élévation entre deux points et  $L_b$  est la distance entre deux points.

- **Indice d'humidité topographique (IHT)**

L'IHT est un paramètre essentiel pour décrire l'influence de la topographie sur les procédés hydrologiques (Elvis et al., 2022). C'est un indice d'estimation de la position des sols potentiellement saturés en eau. Il représente la capacité d'un point à accumuler de l'eau en fonction de la quantité d'eau qui s'y déverse et qui s'en échappe. Une valeur d'indice élevée implique un fort potentiel de stockage d'eau en raison d'une faible pente.

L'indice d'humidité topographique est extrait des données SRTM et calculé à partir de l'équation suivante :

$$IHT = Ln\left(\frac{\alpha}{\tan(\beta)}\right) \quad (34)$$

$\alpha$  est la pente ascendante et  $\beta$  est l'angle de la pente à un point.

- **Indice de rugosité de terrain (IRT)**

L'IRT est un paramètre topographique qui influence le potentiel d'accumulation d'eau en surface et le ruissellement. C'est également un indice topographique qui définit l'élévation relative d'une cellule centrale par rapport à des cellules voisines qui l'entourent (Riley et al., 1999). Les faibles valeurs de TRI sont des bons indicateurs des zones de potentiels d'eaux souterraines. Il est déterminé à partir de l'équation 35 :

$$IRT = (\sum(y_c - y_i)^2)^2 \quad (35)$$

$y_c$  est l'élévation d'une cellule centrale et  $y_i$  est l'élévation de l'une des huit cellules voisines (Pradhan et al., 2021).

- **La densité de drainage (DD)**

La densité de drainage est un facteur clé dans la localisation des lieux de stockage des eaux souterraines. Le ruissellement de surface, la porosité et la perméabilité d'un sol sont fortement

liés à la densité de drainage (Kanagaraj et al., 2019; Pourghasemi et al., 2020). La densité de drainage est la longueur totale du segment de flux de tous les ordres par unité de surface (Mageshkumar et al., 2019). La densité de drainage est l'un des indicateurs les plus importants des caractéristiques hydrogéologiques, car elle contrôle la lithologie sous-jacente (Charon, 1974). Les zones à forte densité de drainage ont un ruissellement important et, par conséquent, une faible recharge des eaux souterraines (Doke et al., 2021; Murmu et al., 2019). La carte des densités de drainage a été obtenue à partir du réseau de drainage issu du SRTM. Elle a été générée à partir de l'équation 36 :

$$DD = \frac{\sum D_i}{A} \quad (36)$$

$D_i$  est la longueur totale du drainage (km) et  $A$  est la surface de zone d'étude ( $\text{km}^2$ ).

- **Taux d'infiltration**

Le taux d'infiltration est proportionnel à la densité de drainage et la fréquence des cours d'eau (Faniran, 1969). La fréquence des cours d'eaux est le rapport entre tous les cours d'eau d'un ordre particulier et la superficie de la zone d'étude (Arefin, 2020). Le taux d'infiltration dans la zone d'étude a été calculé à partir des équations (37 et 38) dans le logiciel ArcGIS :

$$S_f = \frac{N_s}{A} \quad (37)$$

$$TI = DD \times S_f \quad (38)$$

TI = taux infiltration,  $S_f$  = Fréquence des cours d'eau ;  $N_s$  = Nombre total de segments de cours d'eau de tous les ordres ;  $A$  = la surface de zone d'étude.

- **Les paramètres géoélectriques**

La résistivité  $\rho_i$  et l'épaisseur  $h_i$  sont deux paramètres fondamentaux qui peuvent décrire une couche électrique. Les paramètres géoélectriques tels que la conductance longitudinale, la résistance transversale, la résistivité transversale ( $\rho_t$ ) et la résistivité longitudinale ( $\rho_l$ ) sont obtenus à partir de ces deux paramètres dérivés des données de SEV (Vijayaprabhu et al., 2022). Les valeurs de conductance longitudinale faibles et de résistance transversale élevées influencent la recharge en eaux souterraines. Pour une section géoélectrique constituée de  $n$  couches, on obtient :

La conductance longitudinale totale unitaire :

$$S = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\rho_i} \quad (39)$$

La résistance transversale totale unitaire :

$$T = \sum_{i=1}^n h_i \rho_i \quad (40)$$

La résistivité longitudinale  $\rho_l$  et  $\rho_t$  est la résistivité transversale sont définis à partir de l'épaisseur total (H) :

$$\rho_l = \frac{H}{S} \quad \text{et} \quad \rho_t = \frac{T}{H} \quad (41)$$

Les résistivités transversale et longitudinale ont introduit le concept de coefficient d'anisotropie, qui est une mesure du degré d'inhomogénéité d'un terrain souterrain résultant d'effets de surface, de divers degrés d'altération et de caractéristiques structurales telles que les failles, les fractures et les joints (Ndatuwong et Yadav, 2015). Plus une roche est dure, plus son coefficient d'anisotropie est élevé, suggérant un fort potentiel de stockage des eaux souterraines. L'expression du coefficient d'anisotropie est définie comme suit :

$$AN = \sqrt{\frac{\rho_t}{\rho_l}} \quad (42)$$

- **Paramètres d'aquifères**

La conductivité hydraulique (K) est la vitesse à laquelle un fluide transverse un milieu isotrope ou anisotrope (Akintorinwa et al., 2020). Les résistivités d'aquifères ont permis d'estimer les valeurs de conductivités hydrauliques dans la zone d'étude. La conductivité hydraulique a été calculée à partir de l'équation de (Singh, 2005), pour les aquifères situés dans les roches dures fissurées. En raison de leurs perméabilités élevées, les zones de conductivités hydrauliques très élevées sont propices à la recharge des eaux souterraines.

$$K = 8 \times 10^{-6} e^{-0,0013\rho_a} \quad (43)$$

$\rho_a$  est la résistivité de l'aquifère.

La transmissivité est la capacité de l'aquifère à permettre la circulation de l'eau sur toute son épaisseur, elle est calculée à partir du produit de la conductivité hydraulique et l'épaisseur de l'aquifère (Jasrotia et al., 2016). Les valeurs de transmissivités élevées ont plus d'influence sur les zones susceptibles de stocker les eaux souterraines.

$$TR = K h \quad (44)$$

h est l'épaisseur de l'aquifère.



- **La carte d'occupation des sols (OS)**

L'infiltration et le ruissellement de surface sont influencés par le type d'utilisation des terres (Murmu et al., 2019). Dans la zone étude, quatre catégories d'utilisation des sols ont été identifiées : la végétation, les plans d'eau, les sols nus, les terres cultivées et les zones bâties. Les zones bâties sont généralement constituées de surfaces en béton, de routes goudronnées et de bâtiments qui agissent comme des barrières imperméables, empêchant l'infiltration des précipitations. Les différents éléments occupant la zone d'étude ont été dérivés de l'image Landsat 8 OLI.

- **L'épaisseur des sols**

Le sol est l'un des principaux facteurs contrôlant le taux d'infiltration d'une zone. La profondeur du sol est un facteur important dans la recharge des eaux souterraines. La carte de l'épaisseur des sols a été générée à l'aide de la technique IDW dans le logiciel ArcGIS. Les zones de sol épais ont un potentiel d'eau souterraine important dans les emplacements complexes du sous-sol (Meju et al., 1999).

Toutes les couches thématiques ont été préparées et converties en format raster et ont été projetées en projection UTM, Zone 32, Datum WGS 84.

### **2.3.3 Approche de modélisation en utilisant les modèles statistiques**

Dans la présente étude, on utilise les techniques de l'analyse décisionnelle multicritères basée sur le processus d'analyse hiérarchique, le rapport de fréquence, l'entropie de Shannon et le poids de la preuve, qui sont des approches qui facilitent la prise de décision en organisant la perception, les jugements dans un processus à plusieurs niveaux. Les données de forage ont été utilisées pour l'entraînement et la validation des différents modèles. Les données de forage ont été réparties de manière aléatoire, soit 29 (70%) échantillons utilisés pour entraîner les modèles et 12 (30%) échantillons pour évaluer leurs performances.

#### **2.3.3.1 Assignation de poids à l'aide du modèle PAH**

Le processus d'analyse hiérarchique (PAH) est l'une des méthodes de prise de décision multicritères développée à l'origine par le professeur Thomas Saaty (1980). Le PAH est une méthode qui facilite la prise de décision en organisant les perceptions et les jugements dans une structure hiérarchique à plusieurs niveaux. Dans cette étude, le PAH a été appliqué en quatre étapes principales : (i) les poids ont été attribués aux différents critères et sous critères, (ii) une matrice de comparaison par paires entre les facteurs de conditionnements a été développée, (iii)

les poids normalisés des facteurs ont été calculés et (iv) le rapport de cohérence (CR) a été estimé, afin de tester la cohérence de la solution obtenue. Cette méthode décompose un problème en une hiérarchie des différents critères et sous critères. Une revue de littérature approfondie et l'opinion de plusieurs experts ont été prises en compte dans la sélection et l'attribution des poids aux différents critères. L'assignation des poids à chaque facteur est la plus cruciale dans l'analyse multicritère, car le résultat dépend largement de l'attribution d'une pondération appropriée (Muralitharan et Palanivel, 2015).

- **Matrice de comparaison par paires**

Le PAH nécessite une matrice de comparaison par paires (MCP) des différents critères selon l'importance relative d'un critère par rapport à un autre, en fonction de leur impact sur la recharge des eaux souterraines (Abrams et al., 2018; Lentswe et Molwalefhe, 2020; Singh et al., 2017). La MCP est une matrice carrée d'ordre égal au nombre de critères. La matrice de comparaison par paires est établie sur la base d'une échelle adéquate de Saaty comprise entre 1 et 9, où la valeur "1" indique une "importance égale" entre les deux critères et la valeur "9" indique une "importance extrême" d'un critère par rapport à l'autre (Saaty, 1980), comme le montre le tableau 1. Le résultat de cette méthode dépend fortement de l'attribution d'un poids approprié et est crucial pour déterminer la probabilité de chaque critère opérant (Ramos et al., 2014).

$$Y = \begin{bmatrix} y_{11} & y_{12} & y_{1n} \\ y_{21} & y_{22} & y_{2n} \\ y_{1n} & y_{n2} & y_{nn} \end{bmatrix} \quad (45)$$

**Tableau 1: Échelle pour la comparaison par paires (Saaty, 1980).**

Degré d'importance numérique	Degré d'importance verbale	Définition
1	Importance	Les deux éléments contribuent autant à l'explication de l'objectif
3	Un élément est un peu plus important (sensible) que l'autre	L'expérience et l'appréciation personnelle de l'expert favorisent légèrement un élément par rapport à l'autre
5	Un élément est plus important (sensible) que l'autre	L'expérience et l'appréciation personnelle de l'expert favorisent vraiment un élément par rapport à l'autre

7	Un élément est vraiment plus important (sensible) que l'autre	L'expérience et l'appréciation personnelle de l'expert favorisent fortement un élément par rapport à l'autre
9	Un élément est absolument plus important (sensible) que l'autre	La dominance d'un élément par rapport à l'autre est démontrée par L'expérience et l'appréciation personnelle de l'expert
2, 4, 6, 8	Valeurs intermédiaires entre deux appréciations voisines	Utilisées pour affirmer le jugement lorsqu'un compromis est nécessaire entre deux appréciations
1/2, 1/3, 1/4, 1/5, 1/6, 1/7, 1/8, 1/9	Valeurs réciproques des appréciations précédentes	

- **Normalisation de la MCP**

Les poids ainsi attribués aux différents facteurs de conditionnements des eaux souterraines et à leurs caractéristiques individuelles ont été normalisés par le PAH de Saaty. Le processus de normalisation réduit la subjectivité associée aux pondérations attribuées aux facteurs et à leurs caractéristiques. La normalisation a été effectuée en calculant la moyenne géométrique de chaque ligne de la MCP, dans le but d'avoir une échelle commune.

$$V_n = \frac{GM_n}{\sum_{n=1}^N GM_n} \quad (46)$$

où,  $V_n$  est le poids normalisé de la  $n^{\text{ième}}$  ligne.

$$GM_n = \sqrt[N]{y_{1n}y_{2n} \dots y_{nn}} \quad (47)$$

où,  $GM_n$  est la moyenne géométrique de la  $n^{\text{th}}$  ligne de la matrice de comparaison.

- **Analyse de cohérence.**

Une fois la matrice normalisée établie, on calcule la valeur propre à partir des vecteurs propres de chacun des critères et leurs caractéristiques. La valeur propre ( $\lambda_{\max}$ ) est utilisée pour tester la cohérence de la solution obtenue :

$$\lambda_{\max} = \sum_{n=1}^N \frac{Y \times V_n}{N \times V_n} \quad (48)$$

L'indice de cohérence (IC) et le rapport de cohérence (RC) ont été calculés pour tester le niveau de cohérence des poids attribués à chaque critère (Kom et al., 2022; Kouamou Njifen et al., 2022), à partir des équations suivantes (Saaty, 1990) :

$$IC = \frac{\lambda_{max} - N}{N - 1} \quad (49)$$

Où, N = nombre de critères utilisés.

$$RC = \frac{CI}{RI} \quad (50)$$

où RI est l'incohérence aléatoire et ses valeurs sont présentées dans le tableau 2.

**Tableau 2: Indice de cohérence aléatoire.**

N	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
RI	0	0,52	0,9	1,12	1,24	1,32	1,41	1,45	1,49	1,51	1,53	1,56	1,57	1,59

Source: (Saaty 1980)

Pour générer la carte de ZPES, les indices de potentiel des eaux souterraines (IPES) ont été calculés à partir du poids des caractéristiques dérivé de la méthode PAH multiplié par le poids de chaque critère.

$$IPES = \sum_{n=1}^N V_n R_n \quad (51)$$

avec  $R_n$  le poids des caractéristiques et  $V_n$  le poids de chaque critère.

### 2.3.3.2 Assignment de poids à l'aide du modèle RF

Le modèle RF représente l'une des techniques statistiques les plus diverses, car il mesure la probabilité d'occurrence entre les variables dépendantes et indépendantes (Bonham-Carter 1994). Dans cette étude, pour délimiter les ZPES, le modèle RF est construit sur les corrélations observées entre les facteurs de conditionnement des eaux souterraines et les données des forages existants (Razandi et al., 2015). Le nombre de forages dans chaque classe détermine le poids que reçoit chaque classe. Dans la plupart des cas, un rapport de fréquence supérieur à 1 indique une corrélation élevée ou un potentiel élevé des eaux souterraines, et vice-versa (Oh et al. 2010). L'expression du modèle RF a été calculée à partir de l'équation suivante (Ozdemir, 2011) :

$$RF = \frac{F}{\frac{G}{I}} \quad (52)$$

où F est le nombre de pixels issus des forages d'eau souterraine pour chaque facteur, G est le

nombre total de forages utilisés pour l'entraînement du modèle, H est le nombre de pixels de la classe du facteur, I est le nombre total de pixels dans la zone d'étude et RF est le rapport de fréquence d'une classe. Le taux de prédiction (TP) pour chaque paramètre a été calculé avec l'équation suivante (Althuwaynee et al., 2014) pour déterminer l'impact de chaque paramètre influent sur la carte ZPES finale.

$$TP = \frac{(RF_{max} - RF_{min})}{(RF_{max} - RF_{min})Min} \quad (53)$$

où RF est le pourcentage du rapport de fréquence de chaque classe.

La carte du potentiel des eaux souterraines a été construite en ajoutant les valeurs TP de chaque couche thématique et les valeurs de chaque classe associée à l'aide de l'équation 54 (Guru et al., 2017; Rane et Jayaraj, 2022).

$$ZPES = \sum RF \times TP \quad (54)$$

### 2.3.3.3 Attribution de poids à l'aide du modèle d'entropie de Shannon

L'entropie est une mesure de la façon dont le désordre, l'instabilité, le déséquilibre et l'incertitude affectent un système (Yufeng et Fengxiang, 2009). Pour créer un modèle d'entropie pour la théorie de l'information, Claude Shannon a affiné le principe de thermodynamique de Boltzmann (Ahmed et al., 2021). L'entropie mesure la quantité d'informations contenues dans une variable aléatoire dans la théorie de l'information (Al-Abadi, 2017). Pour la présente étude, le modèle d'entropie est utilisé pour déterminer les valeurs des paramètres d'occurrence qui influencent la recharge de l'aquifère. Ces valeurs sont utilisées pour calculer l'indice de poids du système (Jaafari et al., 2014). Le coefficient d'information de chaque facteur de conditionnement a été calculé à l'aide des équations suivantes.

$$P_{ij} = \frac{RF_{ij}}{\sum_{j=1}^{S_j} RF_{ij}} \quad (55)$$

Où RF est le rapport de fréquence,  $P_{ij}$  est la densité de probabilité.

$$H_j = - \sum_{i=1}^{S_j} (P_{ij}) \log_2 P_{ij} \quad j = 1, \dots, n \quad (56)$$

$$H_{jmax} = \log_2 S_j \quad (57)$$

$$I_j = \frac{H_{jmax} - H_j}{H_{jmax}} \quad I = (0,1), \quad j = 1, \dots, n \quad (58)$$

$$W_j = I_j RF_{ij} \quad (59)$$

$H_j$  et  $H_{j\max}$  sont les valeurs d'entropie ;  $S_j$  est le nombre de classes dans chaque paramètre d'influence ;  $I_j$  est le coefficient d'information et  $W_j$  est la valeur de pondération de chaque paramètre d'influence.

### 2.3.3.4 Attribution de poids à l'aide du poids de la preuve

Le poids de la preuve est une méthode basée sur la théorie des probabilités conditionnelles de Bayes. L'idée de cette méthode est d'utiliser des observations d'événements connus (probabilité a priori) pour calculer les probabilités de diverses causes hypothétiques (probabilité a posteriori) (Al-Abadi, 2015). Une description détaillée de cette méthode est donnée par Bonham-Carter (2002) ; seule une brève description est fournie dans le cadre de cette étude. Une zone est divisée en cellules unitaires (pixels) avec une taille fixe,  $s$ , et la zone totale est  $t$ , alors  $N\{T\}=t/s$  est le nombre total de pixels dans la zone d'étude (Figure 17). Maintenant, s'il y a une classe de pixels  $N\{D\}$  dans la zone d'étude, ayant une présence de forage  $D$ , alors la probabilité a priori est calculée comme suit :

$$P\{D\} = \frac{N\{D\}}{N\{T\}} \quad (60)$$

Si l'on suppose qu'une classe occupant  $N\{B\}$  pixels et qu'un certain nombre de forages connus se trouvent à l'intérieur de cette classe, c'est-à-dire  $N\{D \cap B\}$ , nous pouvons utiliser le théorème de Bayes pour calculer la probabilité conditionnelle d'avoir  $D$  sachant  $B$  comme suit :

$$P\{D/B\} = \frac{P\{D \cap B\}}{P\{B\}} = P\{D\} \frac{P\{B/D\}}{P\{B\}} \quad (61)$$

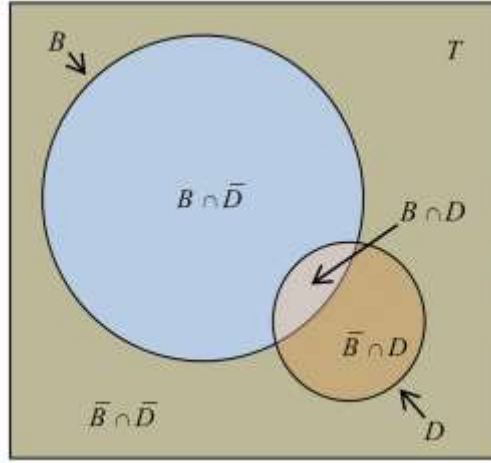
où  $P\{B/D\}$  est la probabilité a posteriori d'être dans la classe  $B$ , compte tenu de sa présence dans la classe  $D$ ,  $P\{D\}$  est la probabilité à priori. La probabilité conditionnelle est également utilisée pour calculer la possibilité de découvrir un événement dans la classe  $D$  compte tenu de son absence dans la classe  $B$ .

$$P\{D/\bar{B}\} = \frac{P\{D \cap \bar{B}\}}{P\{\bar{B}\}} = P\{D\} \frac{P\{\bar{B}/D\}}{P\{\bar{B}\}} \quad (62)$$

où,  $P\{\bar{B}/D\}$  est la probabilité a posteriori d'être en dehors de la classe  $B$ , compte tenu de la présence de  $D$  et  $P\{\bar{B}\}$  est la probabilité a priori de ne pas trouver la classe  $B$  dans la zone d'étude. L'approche des poids de preuve consiste à estimer les poids de la présence ( $W^+$ ) ou de l'absence ( $W^-$ ) de chaque classe de facteurs de conditionnement en se basant sur la présence des forages dans la zone d'étude (Ozdemir, 2011; Rane et Jayaraj, 2022).

$$W^+ = \ln \left[ \frac{P\{B/D\}}{P\{B/\bar{D}\}} \right] \quad (63)$$

$$W^- = \ln \left[ \frac{P\{\bar{B}/D\}}{P\{\bar{B}/\bar{D}\}} \right] \quad (64)$$



**Figure 17: Diagramme de Venn pour illustrer la théorie des poids de la preuve. Zone d'étude T, la classe présente B, la classe absente  $\bar{B}$ , emplacement du forage D présent, emplacement du forage  $\bar{D}$  absent.**

Les poids peuvent être calculés facilement en croisant les emplacements des forages avec les cartes des facteurs de conditionnement des eaux souterraines.

$$W^+ = \ln \left[ \frac{E/F}{G-E/H-F} \right] \quad (65)$$

$$W^- = \ln \left[ \frac{I/F}{J-I/H-F} \right] \quad (66)$$

où E- le nombre de forage dans la classe, F- nombre total de forages dans la zone d'étude, G- le nombre de pixels dans la classe ; H- est le nombre total de pixels dans la zone d'étude, I- nombre total de forage dans les autres classes et J- le nombre total de pixels dans les autres classes. Le contraste (C) est alors calculé comme la différence entre  $W^+$  et  $W^-$ . Lorsque la valeur C est égale à zéro, la classe étudiée n'est pas importante pour l'analyse, alors qu'un contraste positif indique une corrélation spatiale positive, et inversement lorsque la valeur du contraste est négative (Corsini et al., 2009). L'écart-type du contraste est calculé à l'aide de la formule suivante :

$$S(C) = \sqrt{S^2(W^+) + S^2(W^-)} \quad (67)$$

où  $S^2(W^+)$  représente la variance des poids positifs des facteurs de conditionnement et  $S^2(W^-)$  représente la variance des poids négatifs des facteurs de conditionnement (Boughariou et al., 2021). Les variances des facteurs de conditionnement peuvent être estimées comme suit :

$$S^2 (W^+) = \frac{1}{E} + \frac{1}{G-E} \quad (68)$$

$$S^2 (W^-) = \frac{1}{I} + \frac{1}{(H-G)-(F-E)} \quad (69)$$

Le contraste standardisé, qui est utilisé comme mesure de confiance, peut être calculé comme suit (Maity et al., 2022):

$$\tau = \frac{c}{s(c)} \quad (70)$$

Les indices de potentiel en eaux souterraines ont été obtenus à partir l'équation suivante.

$$\begin{aligned} \text{IPES} = & PT_{\tau} + TI_{\tau} + E_{\tau} + AN_{\tau} + T_{\tau} + S_{\tau} + K_{\tau} + TR_{\tau} + DL_{\tau} + DD_{\tau} + IRT_{\tau} + IHT_{\tau} + \\ & RF_{\tau} + LI_{\tau} + OS_{\tau} \end{aligned} \quad (71)$$

#### 2.3.4 Validation des modèles

Douze forages ont été utilisés pour la validation des différents modèles. Dans cette étude, la courbe ROC (Receiving Operating Characteristics) est la métrique qui a été utilisée pour évaluer les performances des différents modèles. Cette métrique a été calculée à partir d'une matrice de confusion (Fawcett, 2006). La matrice de confusion est une matrice carrée qui rapporte les valeurs possibles de vrais positifs (VP), vrais négatifs (VN), faux positifs (FP) et faux négatifs (FN) à partir des événements et non-événements corrects et incorrects de forage (Boughariou et al., 2021; Miraki et al., 2019). La courbe ROC est un graphique qui montre comment les taux de vrais positifs (sensibilité) et faux positifs (spécificité) varient pour un modèle lorsque le seuil est modifié et permet ainsi de visualiser sa performance (Boughariou et al., 2021; Fawcett, 2006). La sensibilité représente la proportion d'individu positive effectivement bien classée par le modèle. Quant à la spécificité, elle correspond à la proportion d'individus négatifs effectivement bien classée. La courbe ROC peut être tracée en fonction des données d'entraînement (courbe de taux de réussite). Par contre, lorsqu'elle est tracée à partir des données de test, elle serait définie comme une courbe de taux de prédiction (Miraki et al., 2019). Pour mesurer la performance du modèle à partir de la courbe ROC, l'aire sous la courbe (Area Under the Curves-AUC) doit être calculé (Hand et Till, 2001). L'aire sous la courbe est le critère d'appréciation de l'allure des courbes ROC. L'AUC correspond à la probabilité pour qu'un événement positif soit classé par le modèle sur l'étendue des échantillons possibles. La valeur AUC varie entre 0 et 1. Une valeur proche de 1, indique une meilleure performance (Rasool et al., 2022). La courbe ROC a été obtenue à partir des équations suivantes :



$$\text{Sensibilité} = \frac{VP}{VP+FN} \quad (72)$$

$$\text{Spécificité} = \frac{VN}{VN+FP} \quad (73)$$

### 2.3.5 Analyse en composante principale

L'analyse en composante principale (ACP) est une méthode statistique multidimensionnelle permettant de synthétiser les informations. Le principe est de réduire la complexité superflue d'un ensemble de données en les projetant dans un espace de plus petite dimension. Elle permet également de projeter les données sur des axes appelés composantes principales, en cherchant à minimiser la distance entre les points et les projections. L'ACP est réalisée avec le programme Python en utilisant le Package Scikit-Learn. L'ACP est particulièrement utilisée et adaptée (Enyegue et al., 2020 ; Yuan et al., 2017 ; Bodrud-Doza et al., 2016 ; Usman et al., 2014 ; Monjerezi et al., 2012 ; Juahir and al., 2011) pour expliquer d'une part les ressemblances chimiques entre les différentes eaux et les différents pôles d'acquisition de la minéralisation et d'autre part les variables qui gouvernent ces mécanismes. L'approche de l'analyse en composantes principales est exprimée par l'équation 74.

$$Z_{ij} = a_{i1} x_{1j} + a_{i2} x_{2j} + a_{i3} x_{3j} + \dots + a_{im} x_{im} \quad (74)$$

où  $i$  est le score de la composante ;  $a$  est le changement de composante ;  $x$  est la valeur mesurée de la variable ;  $i$  est le numéro de la composante ;  $j$  est le numéro de l'échantillon et  $m$  indique le nombre total de variables (Juahir et al., 2011).

Pour l'aide à l'interprétation, nous avons déterminé la contribution. Elle permet de déterminer les observations ou variables qui pèsent le plus dans la définition de chaque facteur (Equation 75). Un élément avec une forte coordonnée contribue le plus, elle s'exprime en pourcentage.

$$CTR_{ik} = \frac{F_{ik}^2}{n * \lambda_k} \quad (75)$$

avec  $\lambda_k$  les valeurs propres,  $n$  le nombre d'observations et  $F_{ik}^2$  les coordonnées factorielles.

## **Conclusion**

Les données hydro-climatiques, hydrogéologiques, géoélectriques, conventionnelles, physico-chimiques et les images satellitaires (Landsat 8 OLI et SRTM) ont permis de mener à bien cette étude. Cette base de données a été traitée avec les logiciels appropriés, à savoir ArcGIS 10.7, JOINTEM, ERDAS Imagine et Python 3.7 et a abouti à la préparation des couches thématiques. Les modèles statistiques, à savoir, le rapport de fréquence, l'entropie de Shannon, les poids de la preuve et le processus d'analyse hiérarchique ont été appliqués dans le cadre de cette étude pour la cartographie des potentialités en eaux souterraines dans la zone d'étude. L'analyse statistique multivariée servira à l'évaluation et à la compréhension de l'origine de la minéralisation des eaux souterraines dans le site. Les méthodes utilisées dans ce travail sont complémentaires et concourent à une meilleure connaissance des aquifères de la zone d'étude. Les résultats obtenus à la suite de ces traitements et analyses sont présentés au chapitre suivant.

---

## CHAPITRE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION

---

Ce chapitre est consacré, dans un premier temps, à l'interprétation des courbes de sondage électrique vertical et à l'identification des caractéristiques géologiques susceptibles de jouer un rôle dans l'écoulement des eaux souterraines et dans un second temps à la préparation des facteurs de conditionnement des eaux souterraines, la présentation des résultats des modèles statistiques utilisés pour la cartographie des potentialités en eau souterraine et la validation. La compréhension des processus liés à l'origine de la minéralisation des eaux souterraines dans la zone d'étude est présentée dans la dernière partie de ce chapitre.

### 3.1 INTERPRÉTATION DES COURBES DE SONDAGE ÉLECTRIQUE VERTICAL

Les données de SEV ont été recueillies sur 41 sites dans toute la région d'étude en utilisant la configuration d'électrodes Schlumberger avec un espacement maximal des électrodes à demi-courant ( $AB/2$ ) de 120 m. Le tableau 3 montre les résistivités vraies et les épaisseurs des couches du sous-sol obtenues à l'aide du logiciel d'inversion JOINTEM 1.4. L'interprétation des propriétés géoélectriques acquises permettent de mettre en évidence les contrastes physiques existant entre les différentes formations du sous-sol de la zone d'étude.

D'après les résultats, la valeur de résistivité de la première couche varie de 63 à 5150  $\Omega\text{m}$ , tandis que la résistivité de la deuxième couche varie de 117 à 4209  $\Omega\text{m}$ . Les épaisseurs des couches sous-jacentes des premières et deuxièmes couches varient de 0,15 à 3,58 m et de 1,24 à 20 m, respectivement. Les gammes de valeurs de résistivité respectives des troisièmes et quatrièmes couches sont 86 - 8317  $\Omega\text{m}$  et 217-33438  $\Omega\text{m}$ . Les épaisseurs de la subsurface des troisièmes varient de 13 à 42 m respectivement (Tableau 3).

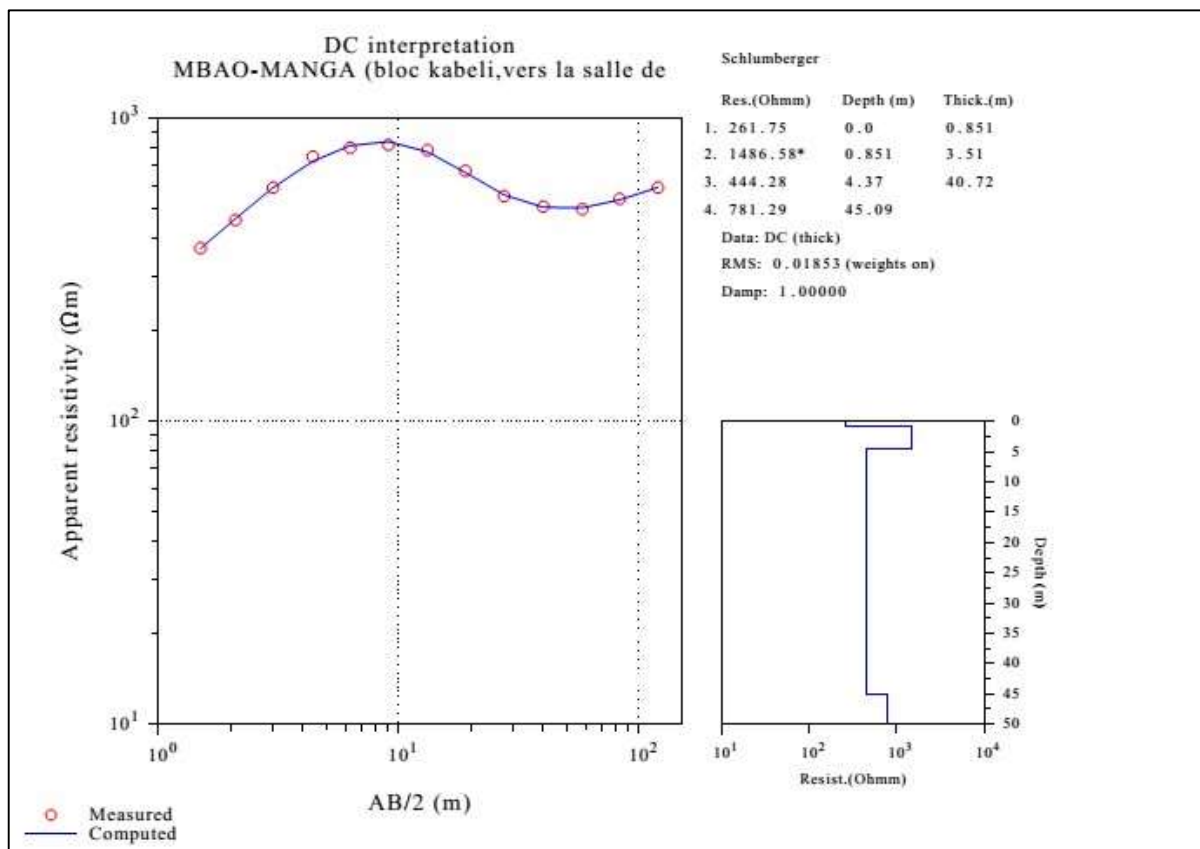
#### 3.1.1 Types de courbes de SEV

L'interprétation des courbes SEV a permis d'identifier 8 types de courbes (AA, AK, KH, KQ, QH, QQ, HA, HK) dans la zone d'étude. Les mélanges de types H et K sont les plus prédominants. La courbe du type H décrit un environnement de roche dure avec une couche intermédiaire de faible résistivité située en dessous et recouverte par des matériaux plus solides (Ndatuwong et Yadav, 2015). La couche intermédiaire de type H dans les environnements rocheux est généralement saturée en eau et présente une faible résistivité, un rendement spécifique, une perméabilité et une porosité élevée (Jones, 1985). Les courbes du type A indiquent un substratum rocheux complexe et un terrain inadapté au stockage des eaux souterraines (Vijayaprabhu et al., 2022). La courbe de type A est souvent associée à des couches non aquifères (Olorunfemi et Fasuyi, 1993; Omosuyi et al., 2021). La courbe de type K

caractérise un environnement de roche dure contenant une couche intermédiaire sous-jacente à haute résistivité recouverte de matériaux conducteurs. D’après les résultats trois (3) types de courbe SEV dominant dans la zone d’étude à savoir AK, KH et KQ, qui reflètent l’hétérogénéité et la nature anisotrope de la géologie du sous-sol (Omosuyi et al., 2021).

- **Courbes de type KH**

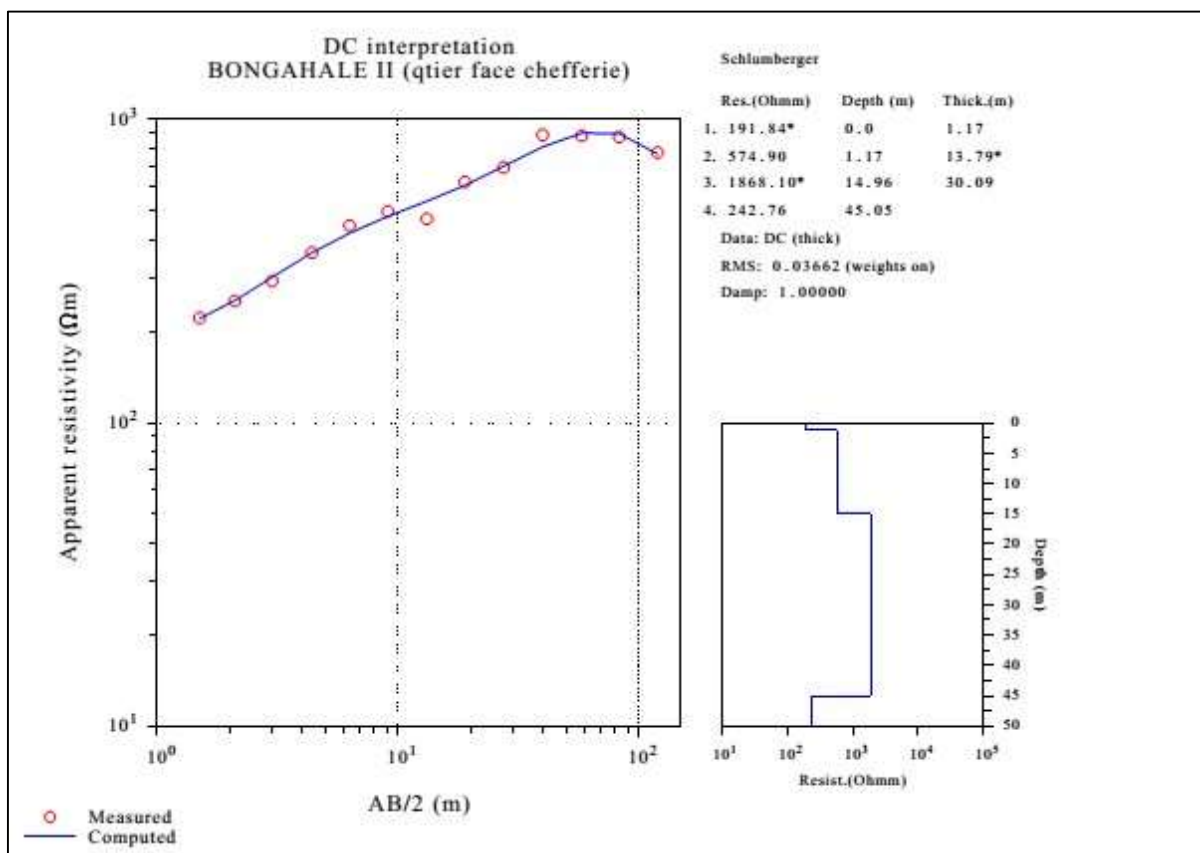
La séquence résistivité  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$  est utilisée pour décrire morphologiquement les courbes KH (Figure 18). Les profils SEV de ce type de courbe présentent généralement des valeurs de résistivités faibles fortement contrastées entre la deuxième et la quatrième couche, indique la probabilité d’une saturation en eau dans la troisième couche, ainsi qu’une couche supérieure du sol hautement conductrice (Gaikwad et al., 2022). Les résultats révèlent que 43,9 % des stations (SEV 1, 3, 4, 5, 6, 10, 12, 17, 22, 24, 25, 26, 28, 29, 31, 33, 34, 36) sont de type KH, indique un bon potentiel des eaux souterraines (Schwarz, 1988).



**Figure 18: Courbe de type KH.**

- **Courbes de type AK**

Les déductions hydrogéologiques qualitatives peuvent être faites à partir de l'analyse des courbes SEV (Aanuoluwa et Ayobami, 2012; Olorunfemi et Fasuyi, 1993). La courbe ci-dessous (Figure 19) montre une courbe de type AK. Les courbes de type A indiquent un substratum rocheux complexe et un terrain inadapté au stockage des eaux souterraines (Vijayaprabhu et al., 2022). Les courbes de type AK traduites par  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$  couvrent 14,6 % de la zone d'étude et sont observées dans les stations (SEV 8, 9, 20, 23, 39, 41). Par conséquent, la courbe de type K suggère un bon stockage et une bonne accumulation des eaux souterraines (Gaikwad et al., 2021).

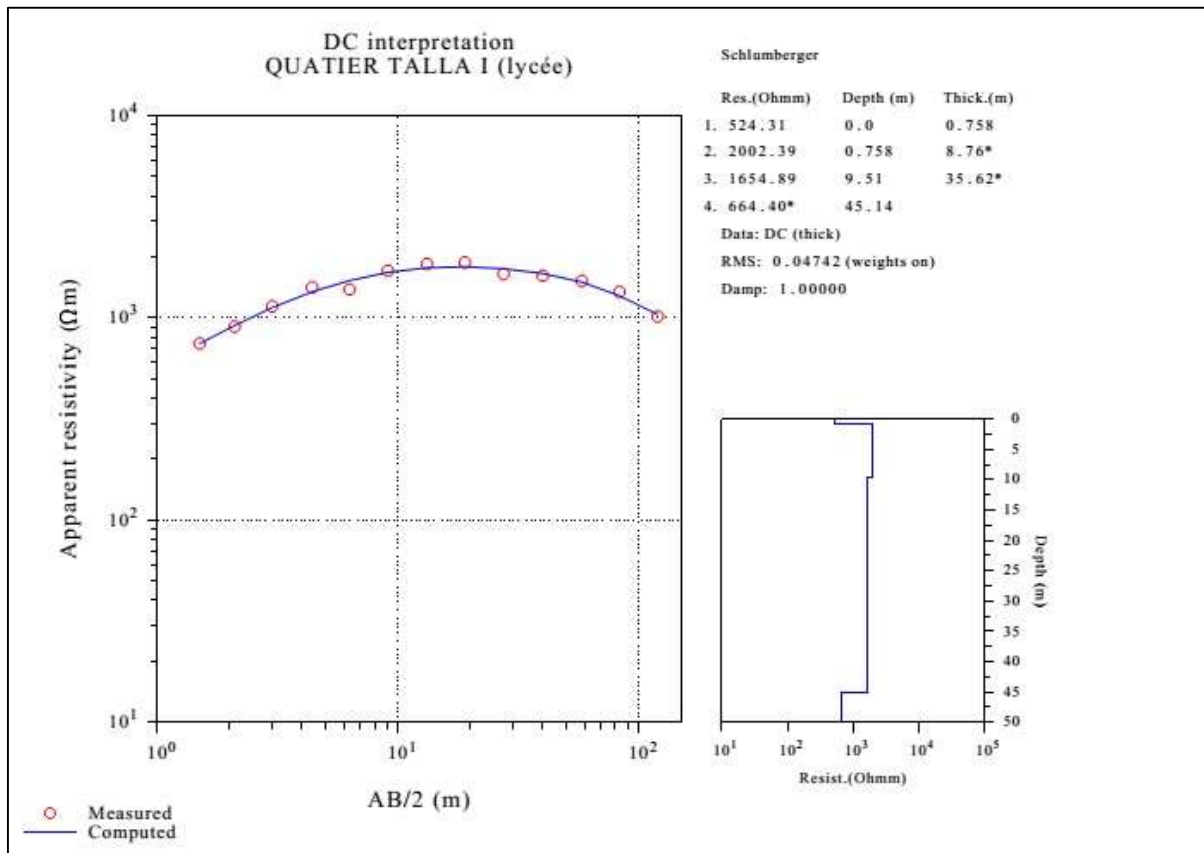


**Figure 19: Courbe de type AK.**

- **Courbes de type KQ**

La séquence de résistivité  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$  donne la forme d'une courbe de type KQ. Dans ce cas, la première couche commence avec des valeurs de résistivité relativement faibles, suivie d'une deuxième couche avec une résistivité plus élevée que les troisième et quatrième couches. La figure 20 est un exemple d'une courbe de type KQ. Dans la présente étude, les courbes de type KQ représentent 7,3 % et sont observées dans les stations (SEV 2,35, 38). La courbe de

type K traduit deux couches conductrices entre une couche résistance et le type Q traduit la résistivité qui diminue en fonction de l'épaisseur.



**Figure 20: Courbe de type KQ.**

**Tableau 3: Résultats des propriétés d'aquifères des points SEV.**

SEV	Résistivité ( $\rho_1/\rho_2 \dots/\rho_n$ )( $\Omega.m$ )	Epaisseur ( $h_1/h_2 \dots/h_n$ ) (m)	Résistivité des aquifères	Conductivité hydraulique (m/jour)	Transmissivité ( $m^2/jour$ )
1	897/3161/1557/6302	0,93/4/29	1557	1	37
2	356/1116/941/488	0,5/10/24	941	2	81
3	1203/3294/225/305	0,3/4/27	225	6	187
4	509/2827/86/217	0,2/7/24	86	7	223
5	68/1899/89/367	0,7/6/38	89	7	320
6	714/1584/733/1652	0,53/8/26	733	3	105
7	519/1195/2481/5045	0,73/11/24	2481	0,31	11
8	104/259/8317/758	0,4/9/13	259	3	67
9	187/552/1788/241	1,08/13/32	553	6	265

10	1433/3491/1271/6067	0,9/10/23	1272	2	52
11	4103/1050/753/949	1,3/7/36	753	3	133
12	886/4209/789/4255	0,3/1/30	789	3	89
13	6483/1253/1587/675	0,9/12/21	1587	1	34
14	3766/2043/717/2321	1,26/3/28	717	3	100
15	2040/814/405/33438	1,68/20/23	405	5	210
16	1997/611/473/235	2,51/7/35	473	4	195
17	3843/3774/1480/2381	0,15/5/27	1480	1	37
18	1541/208,92/689/1649	1,23/2/28	689	3	102
19	5149/2684/604/2128	0,7/3/19	605	4	83
20	819/2263/2340/2287	2/11/22	2340	0,4	14
21	407/757/4734/7585	0,6/7/26	757	3	101
22	111/131/113/6286	0,25/3/29	1133	2	57
23	575/74/126/1022	2/11/14	1022	2	56
24	678/1221/581/2440	1/6/27	581	4	128
25	967/1078/814/383	2/4/40	814	3	125
26	343/1289/597/6902	0,8/1/42	597	4	74
27	1480/1275/3009/1928	0,54/6/28	1246	0,68	23
28	664/1241/741/1075	0,61/8/25	741	3	104
29	262/1487/444/781	0,8/4/41	444	4	202
30	205/479/855/964	1/10/22	855	3	87
31	1066/2108/1884/2704	0,61/9/24	1884	0,69	24
32	553/117/801/548	4/7/35	801	4	178
33	445/800/487/9546	0,3/7/30	487	4	85
34	929/2681/1489/3058	1/10/23	1489	1	40
35	859/257/1811/1501	2/6/26	1812	0,75	26
36	521/1655/1174/4687	0,93/10/23	1174	2	59
37	60/129/142/796	1/6/26	142	7	221
38	524/2002/1655/664	0,7/9/36	1655	0,93	42
39	169/1280/1997/538	0,24/15/31	1997	0,59	27

40	816/1129/1363/2084	6/8/13	1363	1	36
41	547/1207/2748/23432	1/7/36	1207	2	25

---

Suite

Conductance longitudinale (mhos)	Résistance transversale (mhos-m <sup>2</sup> )	Anisotropie	Type de courbes
0,0212	60	1,032	KH
0,0356	34	1,010	KQ
0,1206	20	1,578	KH
0,2869	21	2,470	KH
0,442	15	1,825	KH
0,0408	31	1,052	KH
0,0196	71	1,077	AA
0,0401	110	2,968	AK
0,0462	64	1,197	AK
0,0215	66	1,110	KH
0,0546	40	1,051	QH
0,0381	29	1,066	KH
0,0224	53	1,039	HK
0,0406	30	1,100	QH
0,0812	29	1,098	QH
0,087	26	1,063	QQ
0,0193	58	1,059	KH
0,0496	22	1,053	HA
0,0322	24	1,220	QH
0,0163	76	1,030	AK
0,0164	128	1,362	AA
0,0291	35	1,033	KH
0,0292	27	1,041	AK
0,0531	24	1,038	KH
0,0540	38	1,003	KH
0,0729	27	2,202	KH
0,0142	92	1,056	HK
0,0418	29	1,024	KH
0,0970	24	1,059	KH
0,0519	24	1,064	AA
0,0177	66	0,999	KH
0,1077	31	1,268	HK
0,0711	20	1,903	KH
0,0204	63	1,042	KH
0,0194	66	1,029	KQ
0,0275	44	1,024	KH
0,2489	5	1,012	AA
0,0272	77	1,013	KQ
0,0281	80	1,043	AK



0,0231	31	1,018	AA
0,0209	107	3,160	AK

### 3.2 FACTEURS DE CONDITIONNEMENT DES EAUX SOUTERRAINES

La lithologie (LI), les densités de linéaments (DL), la densité de drainage (DD), le taux d'infiltration (TI), les pentes (PT), l'indice de rugosité topographique (IRT), l'indice d'humidité topographique (IHT), la conductance longitudinale (S), la résistance transversale (T), le coefficient d'anisotropie (AN), la conductivité hydraulique (K), la transmissivité (TR), l'épaisseur des sols (E), les précipitations (RF) et l'occupations de sols (OS) ont été considérés comme des facteurs pouvant influencer la recharge des eaux souterraines.

- **Lithologie**

L'infiltration et la circulation des eaux souterraines dépendent généralement de la porosité et de la perméabilité de certains types de roches (Al-Abadi, 2015). La géologie joue un rôle clé dans la caractérisation des eaux souterraines appropriées (Ifediegwu, 2021). La lithologie de la zone d'étude est caractérisée par plusieurs roches, à savoir, la couverture sédimentaire, les micaschistes, les gneiss et les gneiss amphibolites et la Tonalite-Trondjhemite-Granodiotite (TTG) et les charnockites, qui couvrent 61,2 km<sup>2</sup> (1,9 %), 188,6 km<sup>2</sup> (6,1 %), 1282,8 km<sup>2</sup> (41,5%), 337,8 km<sup>2</sup> (10,9 %) et 1221,2 km<sup>2</sup> (39,5 %) de la superficie de la région respectivement (Figure 21 a). La circulation et la recharge des eaux souterraines sont entravées par des roches dures et imperméables. En raison de leurs porosités élevées, les formations sédimentaires ont une plus grande influence sur la zone de potentiel des eaux souterraines.

- **Densité des linéaments**

Les fractures dans des roches augmentent la porosité et accélèrent ainsi la pénétration de l'eau pour recharger les aquifères. La combinaison d'une forte densité de linéaments avec des sols topographiquement bas peut constituer les meilleurs zones d'aquifères (Muralitharan et Palanivel, 2015). Les valeurs de densité de failles dans la zone d'étude vont de 0 à 7,3 km/km<sup>2</sup> et ont été divisées en quatre catégories dans la zone d'étude : 7,3-5,1 km/km<sup>2</sup> (élevé), 5,1- 3,3 km/km<sup>2</sup> (modéré), 3,3-0,18 km/km<sup>2</sup> (faible) et 0,67-0,18 km/km<sup>2</sup> (très faible) (Figure 21 b). Les zones à forte densité de failles ont les effets les plus importants sur le potentiel des eaux souterraines.

- **Densité de drainage**

La densité de drainage est un facteur clé dans la localisation des emplacements de stockage des eaux souterraines. Le ruissellement de surface, la porosité et la perméabilité du sol sont fortement liés à la densité de drainage (Kanagaraj et al., 2019). Dans la zone d'étude, la densité de drainage varie de 0 à 5,06 km/km<sup>2</sup> et a été reclassée en 5 zones distinctes : 0-0,63 km/km<sup>2</sup> (très faible), 0,63 - 1,31 km/km<sup>2</sup> (faible), 1,31 - 2,06 km/km<sup>2</sup> (modéré), 2,06 - 3,06 km/km<sup>2</sup> (élevé) et 3,06-5,06 km/km<sup>2</sup> (très élevé) (Figure 21 c). Les zones à forte densité de drainage ont un ruissellement élevé, ce qui entraîne une faible recharge des eaux souterraines (Murmu et al., 2019 ; Doke et al., 2021).

- **Taux d'infiltration**

Le processus d'infiltration régule le ruissellement, l'humidité du sol et la percolation (Ibrahim-Bathis et Ahmed, 2016). Le taux d'infiltration dépend à la fois de la texture et la porosité du sol, qui favorisent une meilleure circulation des eaux de surfaces. Le taux d'infiltration de la zone d'étude varie de 0 à 0,99 et a été divisé en cinq catégories : 0-0,07 (très faible), 0,07-0,15 (faible), 0,15-0,25 (modéré), 0,25-0,46 (élevé) et 0,46 -0,99 (très élevé), couvrant respectivement 999,2 km<sup>2</sup> (36,5%), 1165,3 km<sup>2</sup> (42,3 %), 440,2 km<sup>2</sup> (16,1 %), 120,1 km<sup>2</sup> (4,4 %) et 19,2 km<sup>2</sup> (0,7 %) de la zone d'étude (Figure 21 d). Un taux d'infiltration très élevé est important pour la recharge des eaux souterraines (Arefin, 2020).

- **Pentes**

La pente est un élément clé du sol qui indique un changement d'élévation (Githinji et al., 2022). Parce qu'elle affecte directement la pénétration des eaux de surface, la pente est un facteur essentiel de la recharge des eaux souterraines. La zone d'étude a été subdivisée en cinq zones selon leurs pentes : 0°- 4° (très faible), 4° - 10° (faible), 10°- 20° (modérée), 20° - 30° (élevée), > 30° (très élevée) (Figure 21 e). Les pentes très faibles couvrent la plus grande superficie (1716,4 km<sup>2</sup>), suivies des pentes faibles (685,5 km<sup>2</sup>), modérées (320,4 km<sup>2</sup>), fortes (231,9 km<sup>2</sup>) et très fortes (85,2 km<sup>2</sup>). La pente influence fortement l'infiltration des précipitations, et plus elle est élevée, plus le ruissellement est important et le potentiel des eaux souterraines devient très faible (Yeh et al., 2016).

- **Indice d'humidité topographique (IHT)**

L'IHT est fréquemment utilisé pour décrire comment la topographie affecte la quantité et l'emplacement des zones saturées qui génèrent du ruissellement. L'indice d'humidité topographique est un paramètre essentiel pour décrire l'influence de la topographie sur les processus hydrologiques. L'IHT est fréquemment utilisé pour décrire comment la topographie

affecte la quantité et l'emplacement des zones saturées qui génèrent le ruissellement (Saha, 2017). L'IHT est un paramètre essentiel pour décrire l'influence de la topographie sur les processus hydrologiques (Mallick et al., 2019). La carte IHT a été répartie en trois classes distinctes : 2,27 - 7,6 (faible), 7,6 - 12,3 (modérée) et 12,3 - 22,5 (élevée) (Figure 21 g). Les résultats montrent une superficie de 1703,9 km<sup>2</sup> (53,3%), 1021,3 km<sup>2</sup> (36,08%) et 319,5 km<sup>2</sup> (10,6%) respectivement pour ces classes. Des valeurs de IHT plus élevées suggèrent une pente plus faible et une probabilité très élevée de potentiel d'eau souterraine (Nampak et al., 2014).

- **Indice de rugosité topographique (IRT)**

L'IRT exprime le degré de différence d'altitude entre les cellules voisines (Riley et al., 1999). Les valeurs d'IRT pour la zone d'étude vont de 0,01 à 0,99 et ont été classées en trois catégories distinctes : 0,01 - 0,41 (faible), 0,41 - 0,55 (modérée) et 0,55-0,99 (élevée) (Figure 21 f). Une faible valeur de l'indice de rugosité implique un potentiel de stockage d'eau élevé en raison d'une faible pente. Les faibles valeurs d'IRT sont de bons indicateurs des zones de potentiel des eaux souterraines (Arulbalaji et al., 2019).

## **Conductance longitudinale**

Le tableau 3 présente les valeurs de conductance longitudinale dérivées du SEV de la région de Kribi-Campo, Sud Cameroun. Les valeurs de conductance longitudinale de la zone d'étude varient de 0,014 à 0,44 mhos. La carte de conductance longitudinale est classée en (0,014-0,052 mhos) faible, (0,052 - 0,136 mhos) modérée et (0,136 - 0,44 mhos) élevée (Figure 21 h). Les valeurs de conductivité faible et modérée occupent la majeure partie de la zone d'étude. Un indice de potentiel des eaux souterraines élevé peut être déterminé par une faible valeur de conductance longitudinale.

### **• Résistance transversale**

La résistance transversale est un facteur important dans la détermination des zones de potentialité en eaux souterraines. La résistance transversale de la zone d'étude a été calculée à partir de la résistivité vraie et de l'épaisseur de chaque couche et les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau 3. La résistance transversale varie de 4,5 à 128,3 mhos-m<sup>2</sup> et est classée en quatre catégories distinctes : très faible (< 40,000 mhos-m<sup>2</sup>), faible (40,000-50,000 mhos-m<sup>2</sup>), modérée (50,000-60,000 mhos-m<sup>2</sup>) et élevée (> 60,000 mhos-m<sup>2</sup>) (Figure 21 i). La zone modérée occupe la majeure partie de la zone d'étude, soit environ 1313,9 km<sup>2</sup> (42,8%) de la superficie totale. Les valeurs de résistance transversale élevées sont généralement liées à des zones à forte transmissivité, en fait d'excellents indicateurs du potentiel des eaux souterraines (Naidu et al., 2021; Ndatuwong et Yadav, 2015).

### **• Coefficient d'anisotropie**

La carte des coefficients d'anisotropies a été générée à l'aide de la méthode IDW. Le coefficient anisotrope, qui pourrait être lié aux densités de linéaments, est un indicateur indirect du degré de fracturation (Knochenmus et Robinson, 1996; Osinowo et Arowoogun, 2020). Le coefficient d'anisotropie varie de 0,9 à 3,16 dans la zone d'étude (Tableau 3) et est classé en quatre catégories : (0,9 - 1,15) très faible, (1,15 - 1,5) faible, (1,5 - 1,9) modérée et (1,9 - 3,2) élevée (Figure 21 j). Le coefficient d'anisotropie de la roche augmente avec son degré de fracture, pourrait indiquer une grande capacité de stockage des eaux souterraines.

### **• Conductivité hydraulique**

La conductivité hydraulique est un paramètre de l'aquifère lié à la perméabilité et facilite l'écoulement des eaux souterraines (Zhuang et al., 2022). Le tableau 3 montre les valeurs de conductivité hydraulique dans la région de Kribi-Campo. Les valeurs de conductivité

hydraulique varient entre 0,31 et 7,2 m/jour dans la zone d'étude. La carte de conductivité hydraulique est divisée en quatre classes : 0,3 - 1,4 m/jour (très faible), 1,4 - 2,5 m/jour (faible), 2,5 - 4,2 m/jour (modérée) et 4,2 - 7,2 m/jour (élevée) et couvrent 2355,3 km<sup>2</sup>, 483,2 km<sup>2</sup>, 170,9 km<sup>2</sup> et 59,2 km<sup>2</sup> de la superficie totale de la zone d'étude respectivement (Figure 21 k). En raison de la nature des roches, l'écoulement des eaux souterraines est difficile dans les endroits à faible conductivité hydraulique (Akintorinwa et al., 2020).

#### • **Transmissivité**

La transmissivité d'un aquifère est la capacité d'une couche de conductivité hydraulique à mobiliser l'eau sur toute son épaisseur (Ndatuwong et Yadav, 2015). Les valeurs de transmissivité dans la zone d'étude varient entre 10,7 et 320,4 m<sup>2</sup>/jour (Tableau 3). La carte de transmissivité a été reclassée en quatre catégories : < 58 m<sup>2</sup>/jour (très faible), 58–100 m<sup>2</sup>/jour (faible), 100 - 150 m<sup>2</sup>/jour (modérée) et > 150 m<sup>2</sup>/jour (élevée) (Figure 21 l). Des valeurs de transmissivité très faibles et modérées occupent la majeure partie de la zone d'étude, soit 2392,7 km<sup>2</sup> (77,9%) et 484,6 km<sup>2</sup> (15,8%), respectivement. Des valeurs de transmissivité élevées montrent la facilité avec laquelle les eaux souterraines peuvent traverser une couche épaisse (Heigold et al., 1979).

#### • **Épaisseur des sols**

La carte d'épaisseur du sol a été générée à partir des données de forage en utilisant la méthode IDW. La recharge des eaux souterraines est influencée par l'épaisseur du sol ; les sols épais ont un potentiel d'eau souterraine plus élevé (Meju et al., 1999). Les valeurs d'épaisseur du sol dans la zone d'étude varient entre 5 et 35 m. La carte d'épaisseur du sol a été reclassée en quatre catégories distinctes : < 10 m (très faible), 10 - 14 m (faible), 14 - 18 m (modérée) et > 18 m (élevée) (Figure 21 m). Les différentes catégories couvrent respectivement 864,7 km<sup>2</sup> (28,2%), 925,2 km<sup>2</sup> (30,2%), 1027,7 km<sup>2</sup> (33,5%) et 250,9 km<sup>2</sup> (8,2%).

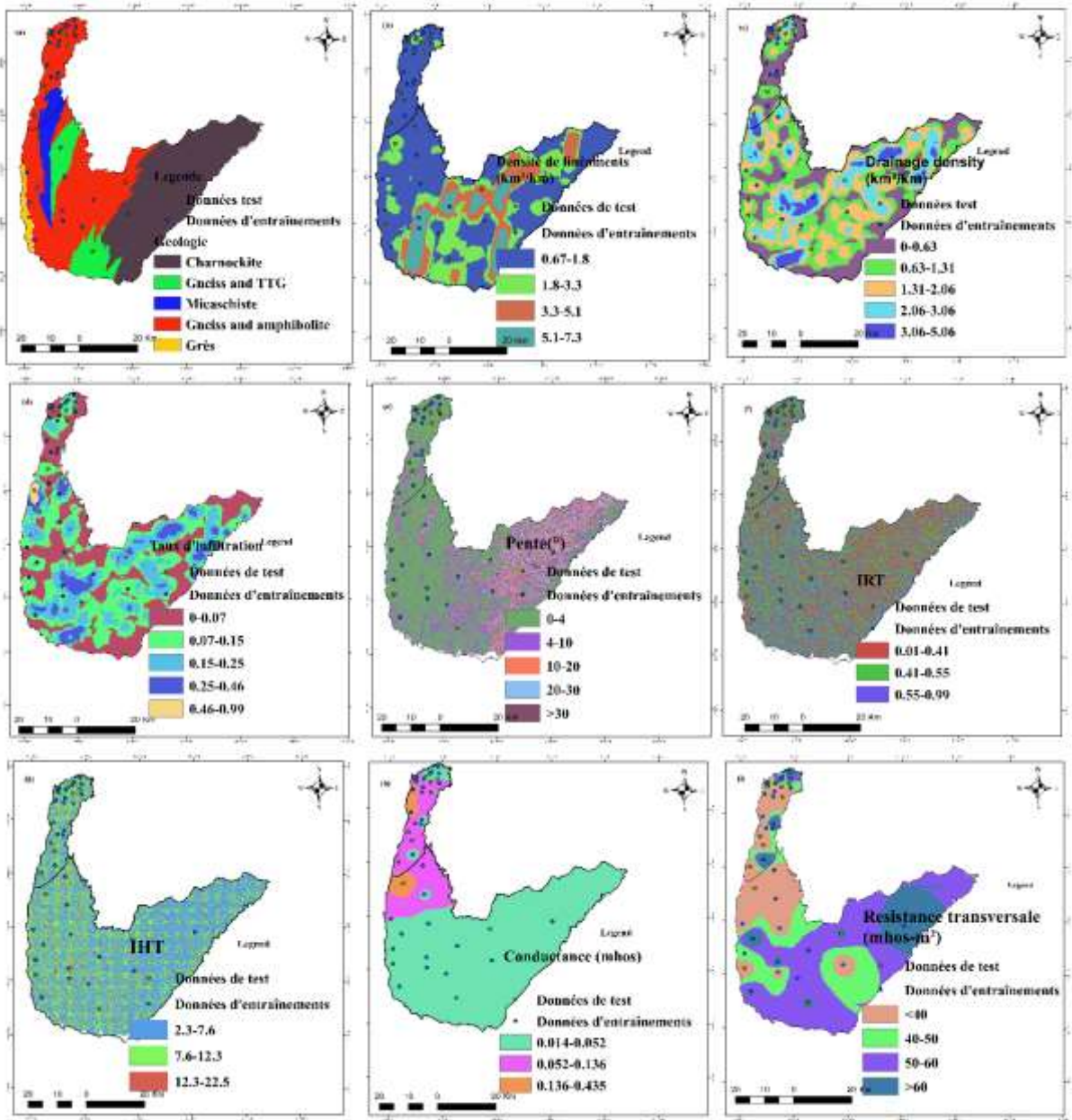
#### • **Précipitations**

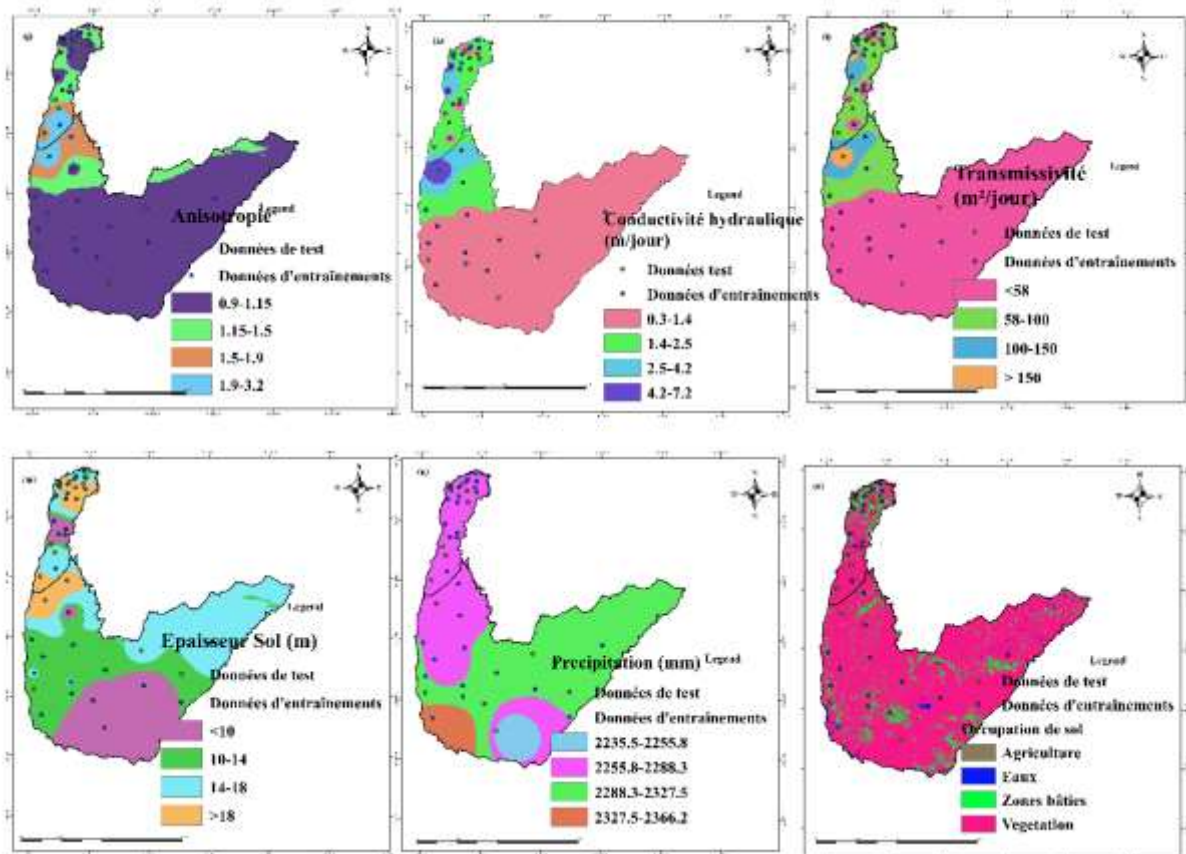
La distribution des précipitations a un impact direct sur les zones potentielles des eaux souterraines (Kumar et al. 2014). La source la plus importante d'approvisionnement en eau souterraine est la précipitation (Arefin, 2020). La distribution spatiale des précipitations dans la zone d'étude a été observée à l'aide des précipitations moyennes annuelles sur 10 ans (2011-2020). La carte des précipitations a été reclassée en cinq classes distinctes : 2235,5 - 2255,8 mm (très faible), 2255,8 - 2288,3 mm (faible), 2288,3 - 2327,5 mm (modérée) et 2327,5 - 2366,2

mm (élevée) (Figure 21 n). Les zones à précipitations modérées couvrent 91,3 km<sup>2</sup> (3,3%) de la superficie totale de la zone d'étude. De fortes précipitations indiquent des zones à fort potentiel d'eau souterraine.

- **Occupations de sols**

Le contrôle de l'infiltration et du ruissellement de surface nécessite de tenir compte de l'utilisation des terres et de la couverture terrestre (Abijith et al., 2020). L'infiltration et le ruissellement de surface sont influencés par le type d'utilisation des terres (Murmu et al., 2019). Dans la zone d'étude, quatre catégories d'occupation du sol ont été identifiées : la végétation, les plans d'eau, les terres cultivées et les zones bâties. La végétation représente 83,9 %, les plans d'eau 1,2 %, les terres cultivées 24,7 % et les zones bâties 1,7 % de la superficie totale de la zone d'étude (Figure 21 o).





**Figure 21: Les eaux souterraines sont influencées par des facteurs géologiques, géoélectriques, topographiques, hydrologiques, Lithologie (a), Densité de faille (b), Densité de drainage (c), Taux d'infiltration (d), Pente (e), Indice de rugosité topographique (f), Indice d'humidité topographique (g), Conductance longitudinale (h), Résistance transversale (i), Anisotropie (j), Conductivité hydraulique (k), Transmissivité (l), épaisseur du sol (m), Précipitations (n), Occupations de sols (o).**

### 3.3 CARTES DES ZONES DE POTENTIALITÉS EN EAUX SOUTERRAINES

#### 3.3.1 Application du modèle PAH

Pour établir la carte ZPES à partir du modèle PAH, des poids ont été attribués à chaque facteur de conditionnement dans une matrice de comparaison par paires en fonction de leur impact sur la recharge des eaux souterraines. Les poids attribués ont été normalisés pour avoir une échelle commune. Dans la zone d'étude, les facteurs prioritaires qui influencent la recharge des eaux souterraines sont la lithologie, la transmissivité, la conductance hydraulique et le coefficient d'anisotropie, avec des poids normalisés de 0,185, 0,140, 0,138 et 0,107, respectivement (Tableau 4). La valeur propre, l'indice de cohérence et le rapport de cohérence ont été calculés pour évaluer la cohérence de la solution obtenue. Les résultats montrent que,  $\lambda_{max} = 16,14$ ,  $IC = 0,08$  et  $RC = 0,05$ . La valeur du RC est considérée comme satisfaisante car, elle est inférieure à 0,1 (Saaty, 1990). Des poids normalisés ont également été attribués aux caractéristiques de



chaque facteur de conditionnement (Tableau 5). Les principales caractéristiques qui affectent la recharge des eaux souterraines sont constitués des zones qui occupent les formations sédimentaires, les densités de linéaments élevées, les densités de drainages très faibles, un taux d'infiltration élevé, les pentes faibles, un IRT faible, un IHT élevé, une conductance longitudinale faible, une résistance transversale élevée, un coefficient d'anisotropie élevé, une conductance hydraulique élevée, une transmissivité élevée, une épaisseur de sol élevée, des précipitations importantes et des plans d'eau. Ces caractéristiques ont des poids normalisés de 0,517, 0,489, 0,438, 0,436, 0,504, 0,637, 0,637 (Tableau 5), L'outil Raster Calculator du logiciel ArcGIS a ensuite été utilisé pour calculer l'indice de potentiel des eaux souterraines à l'aide de l'équation 20. La carte ZPES pour le modèle PHA est illustrée à la figure 22, avec les superficies de 444,05 km<sup>2</sup> (14,9 %) (élevées), 1143,8 km<sup>2</sup> (38,1 %) (modérées), 1157,06 km<sup>2</sup> (38,5 %) (faibles) et 249,7 km<sup>2</sup> (8,4 %) (très faibles). Les zones de potentialité modérées et élevées sont principalement situées dans les parties Ouest et centrales de la zone d'étude en raison de formations sédimentaires, des pentes très faibles, des densités de linéaments élevées, de conductance longitudinale faible et d'une résistance transversale élevée. Les causes des zones de potentialité en eaux souterraines très faible sont dues à une conductivité hydraulique faible, une transmissivité faible, une topographie extrêmement escarpée, une végétation dense et un substratum géologique complexe caractérisé par des formations cristallines dures et anciennes.

**Tableau 4: La matrice de comparaison par paires de chaque facteur de conditionnement.**

	LI	K	TR	AN	DL	S	T	TI	RF	E	IHT	IRT	DD	PT	O	Vn
LI	1	2	2	3	3	4	4	5	5	4	7	7	5	6	9	0,185
K	0,5	1	1	2	2	3	3	3	4	5	7	7	5	5	7	0,138
T	0,5	1	1	2	2	3	3	4	4	5	7	7	5	5	7	0,140
AN	0,3	0,5	0,5	1	1	3	3	4	4	5	6	6	3	5	7	0,107
DL	0,3	0,5	0,5	1	1	4	4	3	3	3	5	5	4	5	5	0,101
S	0,25	0,33	0,33	0,33	0,25	1	1	2	3	2	4	4	3	3	6	0,058
T	0,25	0,33	0,33	0,33	0,25	1	1	2	3	3	4	4	3	3	6	0,060
TI	0,2	0,25	0,25	0,25	0,33	0,33	0,33	1	2	2	3	3	3	3	5	0,042
RF	0,2	0,25	0,25	0,25	0,33	0,33	0,33	0,5	1	2	3	3	2	3	5	0,037
E	0,25	0,2	0,2	0,2	0,33	0,5	0,33	0,5	0,5	1	4	4	5	3	5	0,037
IHT	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	1	2	0,5	0,5	4	0,017
IRT	0,4	0,4	0,4	0,6		0,5	0,5	0,33	0,33	0,5						

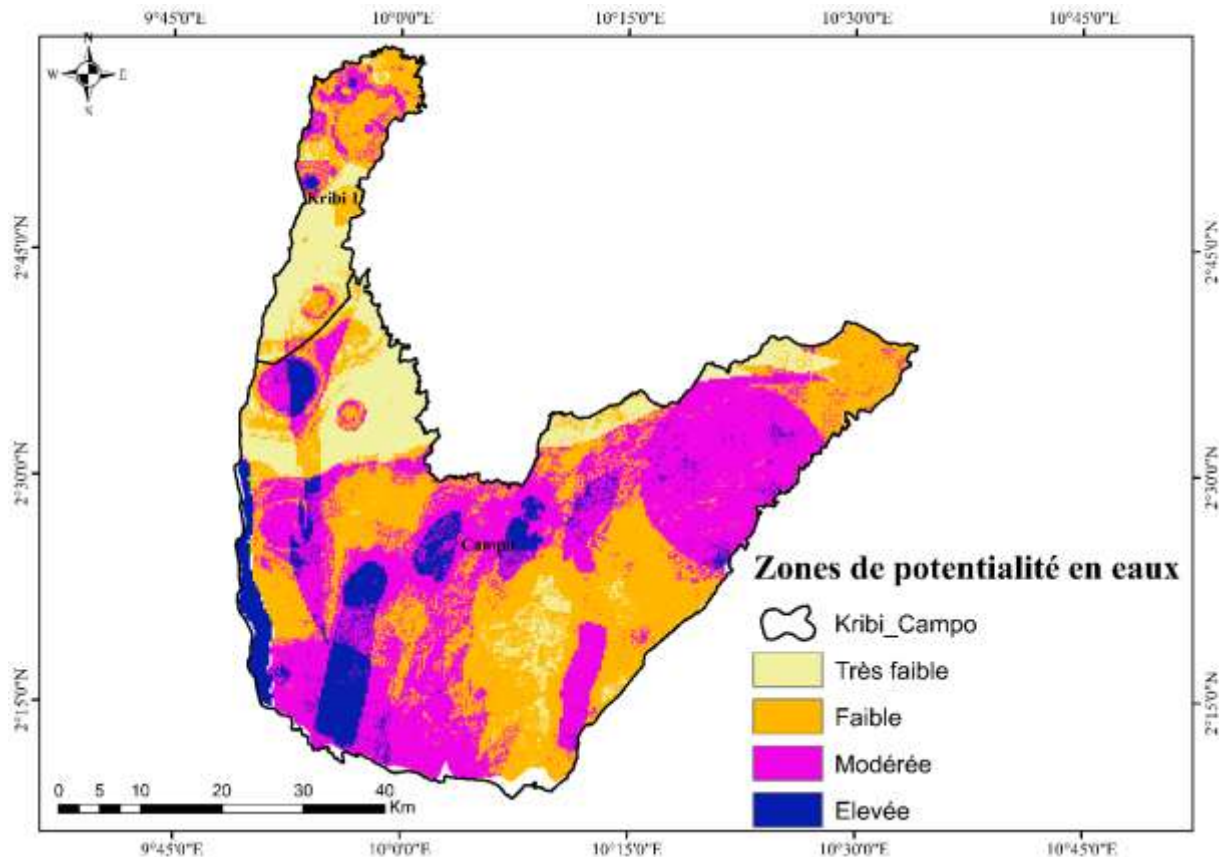
IR	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	1	0,3	0,5	4	0,0
T	4	4	4	6		5	5	5	33	33	5		33			14
D	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,5	0,2	2	3	1	2	3	0,0
D				33	5	33	33	33								25
PT	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	2	2	0,5	1	3	0,0
	6					33	33	33	33	33						21
O	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	1	0,0
S	11	4	4	4		6	6				5	5	33	33		1

LI : Lithologie ; K : Conductivité hydraulique ; TR : Transmissivité ; AN : Anisotropie ; DL : Densité des linéaments ; S : Conductance longitudinale ; T : Résistance transversale ; TI : Taux d'infiltration ; RF : Précipitations ; E : Épaisseur du sol ; IHT : Indice d'humidité topographique ; IRT : Indice de rugosité topographique ; DD : Densité de drainage, PT : Pente ; OS : Occupations de sol ; Vn = Poids normalisé.

**Tableau 5: La matrice de comparaison par paires et les poids normalisés (Rn) des caractéristiques avec les rapports de cohérences (Rc).**

Classe	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)	Rc	r <sub>i</sub>	Rn
<b>Lithologie (LI)</b>							0,035		
Grès	1							5	0,517
Micaschiste	1/3	1						4	0,247
Gneiss and amphibolite	1/5	1/2	1					3	0,131
Gneiss and TTG	1/7	1/5	1/2	1				2	0,070
Charnockite	1/9	1/7	1/5	1/3	1			1	0,033
<b>Conductance longitudinale (S) (mhos)</b>							0,07		
0,014 – 0,052	1							1	0,614
0,052 – 0,136	1/3	1						2	0,268
0,136 – 0,435	1/4	1/3	1					3	0,117
<b>Résistance transversale (T) (mhos-m<sup>2</sup>)</b>							0,034		
<40	1							1	0,052
40– 50	3	1						2	0,115
50 – 60	5	3	1					3	0,258
>60	8	5	3	1				5	0,573
<b>Coefficient d'anisotropie (AN)</b>									
0,9-1,15	1							1	0,05
1,15-1,5	2	1						2	0,011
1,5-1,9	3	2	1					3	0,252
1,9-3,2	4	3	2	1				5	0,572
<b>Conductivité Hydraulique (K) (m/jour)</b>							0,011		
0,3 – 1,4	1							1	0,064
1,4 – 2,5	2	1						2	0,097
2,5 – 4,2	3	2	1					3	0,159
4,2 – 7,2	4	3	2	1				4	0,262
<b>Précipitation (RF) (mm)</b>							0,03		
2235,5 – 2255,8	1							1	0,069
2255,8 – 2288,3	3	1						2	0,110
2288,3 – 2327,5	5	3	1					3	0,258
2327,5 – 2366,2	6	4	2	1				5	0,562
<b>Densités de linéaments (DL)(km/km<sup>2</sup>)</b>							0,009		
0,67-1,8	1							1	0,089
1,8 – 3,3	2	1						2	0,189
3,3 – 5,1	3	3	1					3	0,231

5,1 – 7,3	5	5	3	1		4	0,489
<b>Taux d'infiltration rate (TI)</b>						0,009	
0,0-0,07	1					1	0,054
0,07–0,15	2	1				2	0,089
0,15–0,25	3	2	1			3	0,154
0,25–0,46	5	3	2	1		4	0,265
0,46–0,99	6	5	3	2	1	5	0,436
<b>Transmissivité (TR) (m<sup>2</sup>/jour)</b>						0,011	
< 58	1					1	0,064
58 – 100	2	1				2	0,097
100– 150	3	2	1			3	0,159
> 150	4	3	2	1		4	0,262
<b>IHT</b>						0,036	
2,3-7,6	1					5	0,637
7,6– 12,3	1/3	1				3	0,258
12,3 – 22,5	1/5	1/3	1			1	0,104
<b>IRT</b>						0,036	
0,01-0,41	1					5	0,637
0,41-0,55	1/3	1				3	0,258
0,55-0,99	1/5	1/3	1			1	0,104
<b>Epaisseur du Sol (E) (m)</b>						0,04	
< 10	1					1	0,054
10 – 14	3	1				2	0,117
14 – 18	5	3	1			3	0,263
>18	7	5	3	1		5	0,564
<b>Densité de Drainage (DD) (km/km<sup>2</sup>)</b>						0,026	
0 – 0,63	1					5	0,438
0,63 – 1,31	1/2	1				4	0,264
1,31 – 2,06	1/3	1/2	1			3	0,184
2,06 – 3,06	1/6	1/4	1/4	1		2	0,066
3,06 – 5,06	1/7	1/5	1/5	1/2	1	1	0,044
<b>Pentes (PT)(°)</b>						0,018	
0 – 4	1					5	0,504
4-10	1/3	1				4	0,191
10-20	1/4	1,0	1			3	0,142
20-30	1/5	1/2	1,0	1		2	0,109
>30	1/7	1/5	1/3	1/2	1	1	0,052
<b>Occupations du sol (OS)</b>						0,027	
Eau	1					5	0,571
Agriculture	1/3	1				3	0,241
Végétation	1/5	1/2	1			2	0,132
Zones bâties	1/7	1/5	1/3	1		1	0,055



**Figure 22: Résultat de la cartographie du potentiel des eaux souterraines à l'aide du modèle PAH.**

### 3.3.2 Application du modèle RF

Le modèle RF a été établi à partir de la corrélation entre les paramètres de conditionnement des eaux souterraines et les forages existant dans la zone d'étude. Les résultats du modèle RF sont consignés dans le tableau 6. Une forte corrélation entre les facteurs de conditionnement et la présence de forages est indiquée par des valeurs RF supérieures à 1, tandis qu'une faible corrélation est révélée par des valeurs RF inférieures à 1 (Arabameri et al., 2021; Fatemeh Falah et Hossein Zeinivand, 2019). L'analyse du lien entre la carte lithologique et la présence de forage révèle que le gneiss est la caractéristique avec la valeur la plus élevée de RF (2,04), reflétant une forte corrélation avec la présence de forages. Le gneiss et le TTG ont une valeur de RF (0,78) modérément corrélée et proche de 1. En raison du petit nombre de forages présents dans leurs classes respectives, la couverture sédimentaire et le micaschiste présentent de faibles corrélations, avec des valeurs de 0,16 et 0,34, respectivement. La charnockite a la valeur RF (0,0) la plus faible, en raison du manque de forages dans cette classe. La classe 0,0-0,07 a la plus grande valeur du RF pour le facteur taux d'infiltration (1,31), suivie de la classe 0,07 - 0,15 (0,9), des classes 0,15 - 0,25 et 0,25 - 0,46 avec des valeurs RF de 0,8 et 0,6, et de la classe 0,46 -0,99 avec une valeurs RF de (0) (Tableau 6). Dans le reste de notre analyse, la carte des pentes

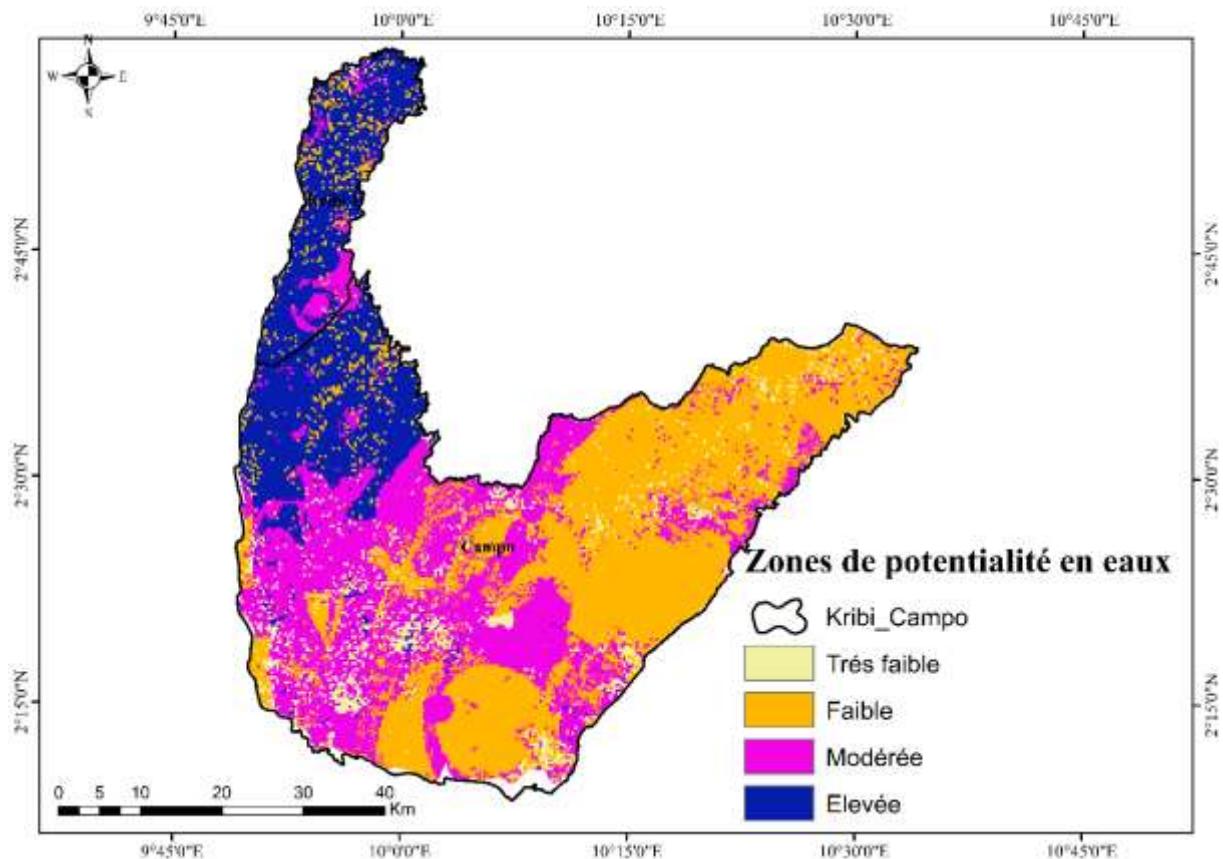
a montré que la classe de pente 0 - 4° a la valeur RF la plus élevée (1,42) suivie des classes 4 - 10°, 10 - 20° et 20 - 30° avec des valeurs RF de 0,68, 0,15 et 0,25, respectivement. La classe de pente supérieure à 30° a obtenu la valeur la plus basse de RF (0,0), indiquant qu'aucun forage n'a été effectué dans cette classe. Les classes d'épaisseur de sol > 18 m et < 10 m ont montré les corrélations les plus fortes, indiquant un potentiel en eau souterraine élevé avec des valeurs RF de 2,89 et 1,20, respectivement. Selon les résultats du coefficient d'anisotropie, les classes 1,5 - 1,9 et 1,2 - 1,5 ont des valeurs RF de 1,19 et 1,26 respectivement, tandis que la classe 1,9 - 3,2 a la valeur RF la plus élevée (1,64). Les valeurs élevées de RF (2,71 et 1,88), pour la résistance transverse, sont observées dans les classes < 40 ohm-m<sup>2</sup> et > 60 ohm-m<sup>2</sup>, du fait de la forte présence de forages repérés dans ces classes. La présence de forages est beaucoup observée dans les classes 0,05 - 0,13 ohm-m et 0,13 - 0,43 ohm-m de la conductance longitudinale avec des valeurs élevées de 1,51 et 2,11 respectivement. La classe 4,2 - 7,2 m/jour a la valeur la plus élevée de RF (3,58) pour la conductivité hydraulique, reflétant le fait que les forages d'eau souterraine sont les plus répandus dans cette classe. Dans le cas de la transmissivité, le RF (1,78, 1,11 et 4,6) pour les classes 58 - 100 m<sup>2</sup>/jour, 100 - 150 m<sup>2</sup>/jour et > 150 m<sup>2</sup>/jour était supérieur à 1, suggérant une forte probabilité de potentiel d'eaux souterraines, tandis que le RF pour la classe < 58 m<sup>2</sup>/jour était inférieur à 1, indiquant une faible capacité de recharge des eaux souterraines. Les plus grandes valeurs de RF (respectivement 1,51 et 1,22) sont trouvées dans les classes 0,67 - 1,8 et 5,1 - 7,3 km/km<sup>2</sup> des densités de failles, indiquant un lien considérable entre ce facteur de conditionnement et les forages existants de la classe. L'absence de forages dans la classe 3,3 - 5,1 km/km<sup>2</sup> de la densité de failles, avec une valeur de RF (0,00), refléterait un faible potentiel d'eau souterraine. Les corrélations entre la densité de drainage et la présence de forage montrent que la classe 0 - 0,63 km/km<sup>2</sup> a la valeur RF la plus élevée (1,52), suivie des classes 2,06 - 3,06, 0,63 - 1,31 et 1,31-2,06 km/km<sup>2</sup>, avec des valeurs RF de 0,95, 0,75 et 0,63, respectivement. Les densités de drainage faibles sont des indications efficaces pour décrire les eaux souterraines. Les classes 0,55 - 0,99 et 12,2 - 22,2 ont les plus grandes valeurs de RF pour les facteurs IRT et IHT, avec des valeurs de 1,1 et 1,2, respectivement. Dans le cas de l'occupation de sols, les valeurs RF les plus élevées ont été attribuées aux zones bâties, suivies de la végétation et des terres cultivées, avec des valeurs de 13,9, 11,25 et 1,45 respectivement. Le tableau 4 montre que l'occupation de sol, la lithologie, la transmissivité, la conductivité hydraulique et la résistance transversale ont les taux de prédiction les plus élevés, illustrant leur effet sur la recharge des eaux souterraines. La carte ZPES produite par le modèle RF a été divisée en quatre classes distinctes : très faible, faible, modérée et élevée (Figure 23). On peut observer que les ZPES élevés sont situés dans la partie

Nord, tandis que les ZPES faibles sont situés dans la partie est de la zone d'étude. Les ZPES modéré et faible couvrent respectivement 6,2% et 19,3% de la zone d'étude (Tableau 7).

**Tableau 6 : Corrélation entre chaque facteur de conditionnement et l'occurrence des forages à l'aide des modèles RF, ES et PP.**

Paramètres	Classes	% pixels	% des classes	RF	PR	P <sub>ij</sub>	I <sub>j</sub>	W <sub>j</sub>	W <sup>+</sup>	C	T
Lithologie	Grès	39,5	6,6	0,16	7,6	0,050	0,63	0,121	-1,745	-2,17	-2,970
	Micaschiste	10,92	3,8	0,34		0,104			-1,153	-1,23	-1,212
	Gneiss et amphibolite	6,08	4,7	0,78		0,234			0,125	0,134	0,183
	Gneiss et TTG	41,5	84,7	2,04		0,610			0,690	1,911	3,888
	Charnockite	1,9	0	0		0			0	-0,019	-0,107
Conductivité Hydraulique	0,3 – 1,4	76,7	59,1	0,77	10,5	0,104	0,88	0,037	-1,156	-2,339	-5,39
	1,4 – 2,5	15,7	26,5	1,68		0,229			0,0906	0,1084	0,220
	2,5 – 4,2	5,5	7,2	1,30		0,177			1,9182	2,337	6,108
	4,2 – 7,2	1,9	6,9	3,58		0,487			2,3735	2,585	5,640
Transmissivité	< 58	77,97	59,6	0,76	14,2	0,092	0,82	0,057	-0,815	-1,906	-4,878
	58 – 100	15,79	28,2	1,78		0,216			0,269	0,329	0,719
	100– 150	4,704	5,3	1,11		0,135			1,481	1,66	3,63
	> 150	1,525	6,9	4,6		0,555			2,761	3,022	6,96
Anisotropie	0,9-1,15	79,4	72,7	0,91	2,7	0,182	0,98	0,005	-0,091	-0,381	-0,917
	1,15-1,5	10,7	13,6	1,26		0,251			0,247	0,2822	0,524
	1,5-1,9	5,8	6,98	1,19		0,237			0,166	0,1777	0,242
	1,9-3,2	4,04	6,67	1,64		0,328			0,533	0,5637	0,7693
Densité des linéaments	0,67-1,8	54,2	81,9	1,51	5,6	0,494	0,68	0,106	0,463	1,664	3,090
	1,8 – 3,3	24,02	7,6	0,31		0,103			-1,941	-2,18	-2,143
	3,3 – 5,1	13,2	0	0		0			0	-0,142	-0,764
	5,1 – 7,3	8,5	10,5	1,22		0,401			0,192	0,212	0,349
Conductance	0,01 – 0,05	80,7	68,8	0,85	4,7	0,190	0,94	0,019	-0,158	-0,636	-1,586
	0,05 – 0,13	15,9	24,1	1,51		0,338			0,4164	0,519	1,196
	0,13 – 0,43	3,3	6,9	2,11		0,471			0,7341	0,771	1,053
Resistance transversale	<40	21,3	57,7	2,7	9,4	0,538	0,70	0,10	1,013	1,656	4,3945
	40– 50	21,1	4,2	0,19		0,039			-1,812	-2,014	-1,979
	50 – 60	42,8	10,2	0,23		0,047			-1,420	-1,870	-3,067
	>60	14,7	27,9	1,88		0,374			0,623	0,7857	1,8911
Taux d'infiltration	0,0-0,07	34,68	45,78	1,31	4,9	0,362	0,83	0,054	0,3305	0,5638	1,51732
	0,07–0,15	35,61	32,35	0,90		0,249			-0,137	-0,206	-0,513
	0,15–0,25	21,57	17,37	0,80		0,221			-0,224	-0,277	-0,565
	0,25–0,46	7,44	4,48	0,60		0,165			-0,769	-0,812	-0,797
	0,46–0,99	0,68	0	0		0			0	-0,006	-0,037
Précipitation	2235,5–2255,8	5,35	0	0	7,5	0	0,40	0,199	0	-0,055	-0,296
	2255,8–2288,3	36,01	72,07	2,00		0,650			0,698	1,539	3,706
	2288,3–2327,5	52,47	24,12	0,45		0,149			-0,77	-1,244	-2,86

	2327,5– 2366,2	6,15	3,79	0,61		0,200			-0,57	-0,608	-0,59
Epaisseur du Sol	< 10	28,17	33,96	1,20	8,4	0,221	0,85	0,05	0,20187	0,2937	0,75183
	10 – 14	30,15	20,93	0,69		0,127			-0,376	-0,503	-1,098
	14 – 18	33,49	21,38	0,63		0,117			-0,481	-0,657	-1,434
	>18	8,17	23,70	2,89		0,533			1,0823	1,27324	2,9340
IHT	2,3-7,6	53,29	43,19	0,81	1,5	0,250	0,98	0,005	-0,029	-0,062	-0,16
	7,6– 12,3	36,08	44,06	1,22		0,377			0,136	0,223	0,59
	12,3 – 22,5	10,61	12,73	1,19		0,371			-0,43	-0,472	-0,64
IRT	0,01-0,41	27,31	22,81	0,83	1,0	0,280	0,99	0,002	-0,123	-0,166	-0,383
	0,41-0,55	43,58	45,09	1,03		0,348			0,102	0,189	0,509
	0,55-0,99	29,10	32,09	1,10		0,370			-0,05	-0,074	-0,180
Densité de drainage	0 – 0,63	24,98	38,02	1,52	3,2	0,320	0,97	0,01	0,504	0,750	1,99
	0,63 – 1,31	29,52	25,89	0,87		0,184			-0,201	-0,275	-0,63
	1,31 – 2,06	24,97	18,01	0,72		0,152			-0,370	-0,468	-0,95
	2,06 – 3,06	15,33	14,58	0,95		0,200			-0,105	-0,123	-0,229
	3,06 –5,06	5,17	3,48	0,67		0,141			-0,406	-0,424	-0,417
Pente	0 – 4	56,80	80,8	1,42	5,3	0,563	0,67	0,10	0,333	1,069	2,333
	4-10	22,68	15,63	0,68		0,272			-0,49	-0,60	-1,12
	10-20	10,60	1,66	0,15		0,062			-1,12	-1,20	-1,17
	20-30	7,07	1,81	0,25		0,101			-0,71	-0,75	-0,74
	>30	2,81	0	0		0			0	-0,03	-0,15
Occupation du sol	Eau	1,00	0	0	52,2	0	0,62	0,127	0	-1,83	-9,88
	Agriculture	8,4	12,2	1,45		0,05			2,61	2,75	5,11
	Végétation	84,04	14,02	13,94		0,52			2,44	3,80	8,76
	Zone bâties	6,55	73,76	11,25		0,42			0,208	0,22	0,37



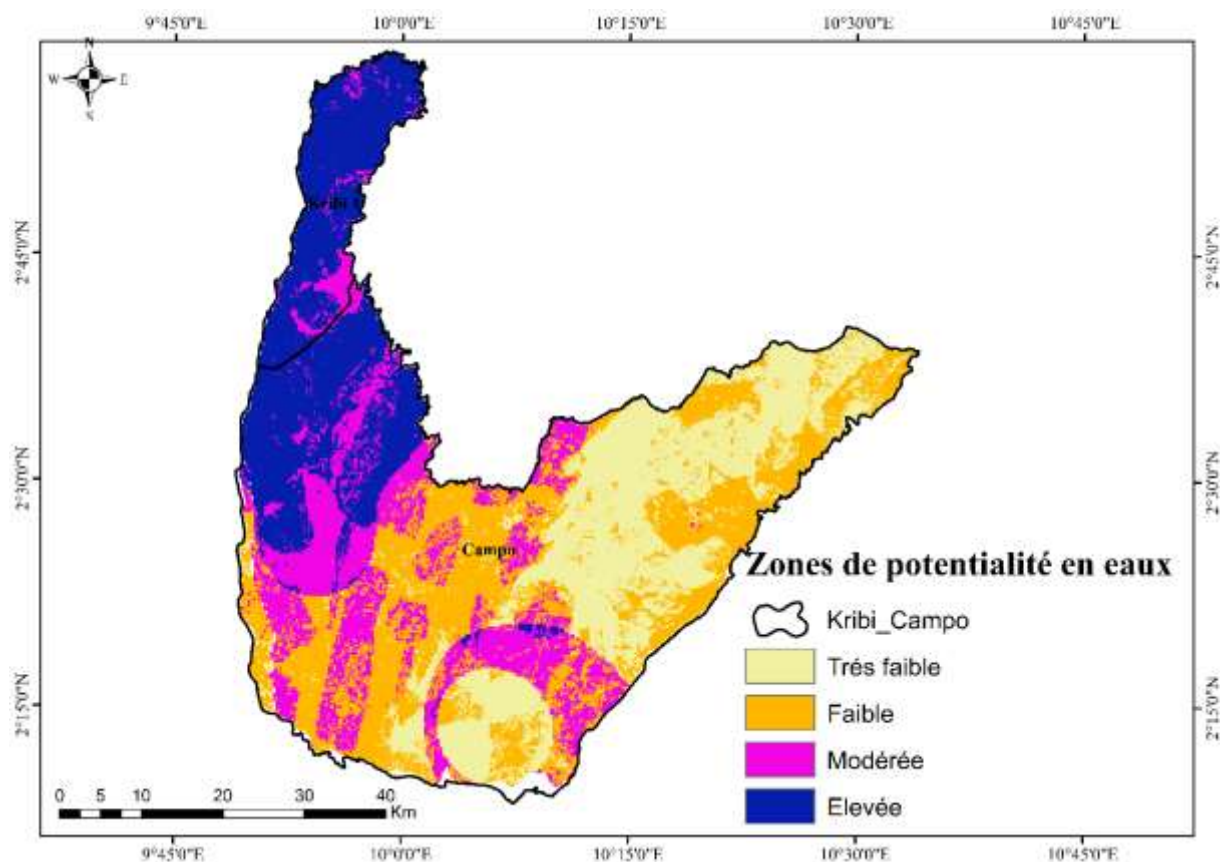
**Figure 23: Résultat de la cartographie du potentiel des eaux souterraines à l'aide du modèle FR.**

### 3.3.3 Application du modèle d'entropie de Shannon

Les relations entre la présence de forage et les facteurs de conditionnement des eaux souterraines sont calculés à l'aide du modèle ES et sont présentées dans le tableau 6. Les résultats montrent que la lithologie est le facteur le plus important pour la recharge des eaux souterraines, avec un poids de 0,121 suivie de la densité de faille (0,106). Les paramètres géoélectriques, tels que la conductance longitudinale, la résistance transversale, le coefficient d'anisotropie, la conductivité hydraulique et la transmissivité, ont révélé des poids de 0,019, 0,10, 0,005, 0,037 et 0,057, respectivement. Ceci montre que la résistance transversale est un paramètre important pour la détermination des eaux souterraines. La pluviométrie est un facteur efficace pour la recharge des eaux souterraines, basée sur la relation entre les facteurs hydrologiques tels que la densité de drainage, l'IRT, l'IHT, les précipitations et le taux d'infiltration avec l'occurrence des forages. Ces facteurs ont des poids respectifs de 0,01, 0,002, 0,005, 0,199 et 0,054. L'épaisseur du sol, la pente et l'occupation de sols ont montré des poids de 0,05, 0,1 et 0,127, respectivement. D'après les résultats, on peut observer que l'occupation des sols, la lithologie, la pluviométrie, la résistance transversale et la densité des failles sont les facteurs les plus significatifs pour délimiter les zones susceptibles de stocker les eaux



souterraines dans la zone d'étude, L'IHT, l'IRT et le coefficient d'anisotropie sont des paramètres moins importants pour décrire les eaux souterraines. La carte ZPES finale obtenue par le modèle ES a été subdivisée en quatre classes (Figure 24). Les ZPES élevées sont situées principalement dans la partie Nord de la zone d'étude à proximité des zones côtières en raison des pentes très faibles, des densités de drainage faibles, de la végétation, de la couverture sédimentaire, du gneiss et de l'amphibolite. La zone de potentialité en eau souterraine élevée couvre 21,8 % de la superficie totale de la région, tandis que les zones très faibles, faibles et modérées constituent 26,6 %, 31,2 % et 20,4 % de la superficie totale (Tableau 7).

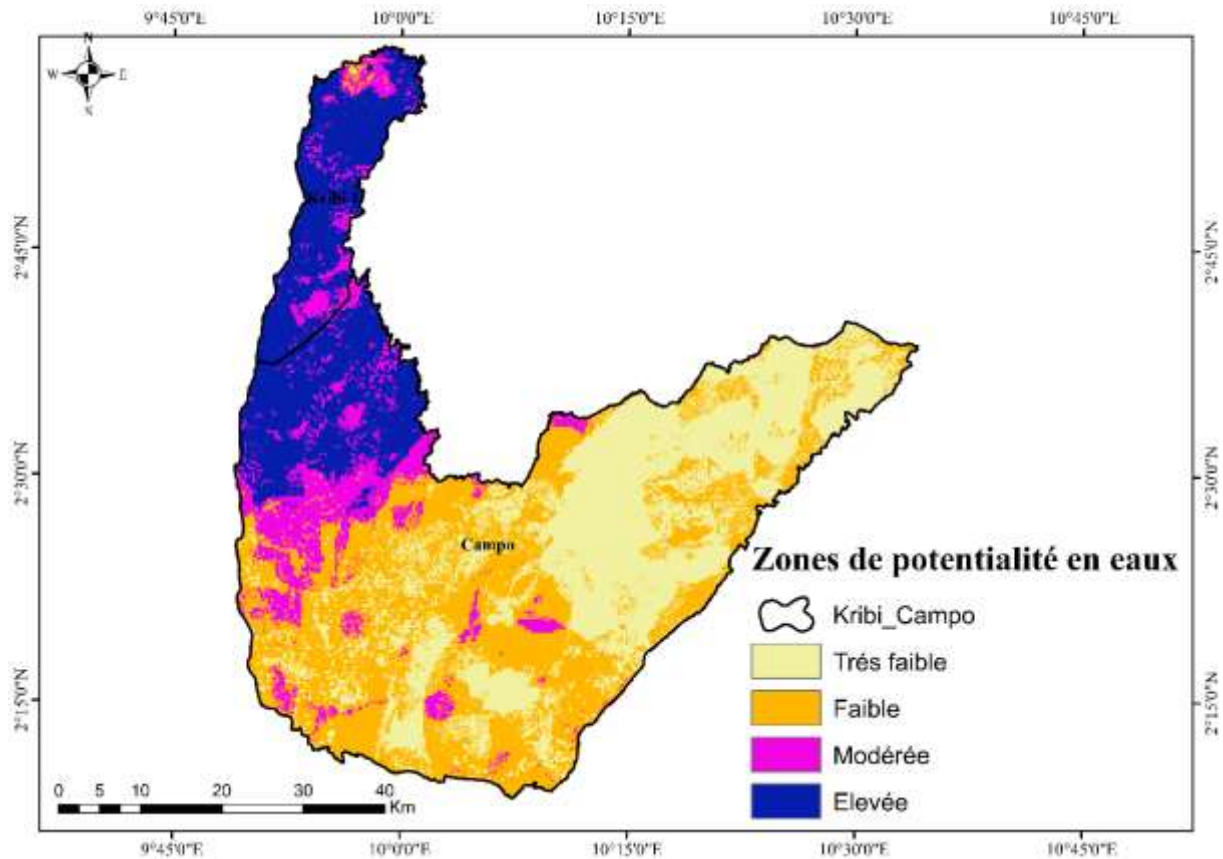


**Figure 24: Résultat de la cartographie du potentiel des eaux souterraines à l'aide du modèle ES.**

### 3.3.4 Application du modèle PP

Les poids normalisés de tous les facteurs d'influence ont été calculés pour produire la carte ZPES à partir du modèle PP. Le tableau 6 montre les poids normalisés ( $\tau$ ) dérivés des relations entre les caractéristiques de chaque facteur de conditionnement et la présence de forages. Des valeurs de contraste positives et élevées reflètent un potentiel en eau souterrain élevé (Al-Abadi, 2015 ; Maity et al., 2022). Les corrélations entre la présence de forages et les caractéristiques lithologiques, indiquent que la classe du gneiss et TTG a la valeur  $\tau$  la plus élevée (3,88), suivie

du gneiss et l'amphibolite avec une valeur de 0,183. Les unités lithologiques, à savoir la charnockite, les micaschistes et la couverture sédimentaire, sont moins significatives avec des valeurs  $\tau$  de - 0,107, - 1,21 et - 2,97, respectivement. La charnockite est une roche très dure qui date du Précambrien et qui présente un potentiel en eau souterraine faible en raison de sa très faible perméabilité. La densité de linéaments de la classe 0,67- 0,18 km/km<sup>2</sup> est la plus significative sur les eaux souterraines avec une valeur  $\tau$  de 3,09, tandis que les classes 1,8 - 3,3 et 3,3 - 5,1 km/km<sup>2</sup> représentent des influences négatives sur les eaux souterraines avec des valeurs  $\tau$  de - 2,14, - 3,14 et - 4,1. La classe de taux d'infiltration 0,0 - 0,07, la classe de pente 0 - 4°, la classe >18 m d'épaisseur du sol, la classe 1,9 - 3,2 du coefficient d'anisotropie, les classes < 40 ohms-m<sup>2</sup> et > 60 ohms-m<sup>2</sup> de la résistance transversale, la classe de conductance longitudinale 0,05 - 0,13 ohms, les classes de conductivité hydraulique 2,5 - 4,2 m/jour et 4,2 - 7,2 m/jour, les classes de transmissivité 100 - 150 m<sup>2</sup>/jour et > 150 m<sup>2</sup>/jour, la classe de densité de drainage 0 - 0,063 km/km<sup>2</sup>, la classe 0,41 - 0,55 d'IRT, la classe 7,6 - 12,3 d'IHT, la classe de précipitations 2255,8 - 2288,3 mm et la classe de la végétation et de zones bâties ont également montré une influence significative sur la recharge des eaux souterraines avec des valeurs de  $\tau$  de 1,51, 2,33, 2,93, 0,76, 4,39, 1,89, 1,19, 6,1, 5,64, 3,63, 6,96, 1,99, 0,5, 0,59, 3,7, 8,76 et 5,11, respectivement. D'autre part, la classe de conductivité hydraulique 0,3 - 1,4 m/jour, la classe de transmissivité > 58 m<sup>2</sup>/jour, la classe de résistance transversale 40 - 60 ohms-m<sup>2</sup>, la classe de précipitations 2288,3 - 2327,5 mm et les plans d'eau ont montré des valeurs  $\tau$  faibles de - 5,39, - 4,78, -3,06, - 2,86 et - 9,88, respectivement, indiquant une très faible probabilité d'occurrence d'eau souterraine. Pour produire la carte ZPES finale du modèle PP, les indices de potentialité en eaux souterraines (IPES) ont été calculés à l'aide de l'équation 36 dans ArcGIS. La carte a également été divisée en quatre classes distinctes selon IPES, comme le montre la figure 25. La majeure partie de la zone d'étude est occupée par les ZPES très faibles et faibles, qui couvrent environ 70,2 % de la superficie totale. Les ZPES élevées couvrent 563,9 km<sup>2</sup> (18,3 %) et sont localisées dans la partie nord de la zone d'étude, du fait de la forte présence de forages à ces endroits. Les ZPES modérées occupent environ 353,3 km<sup>2</sup> (11,4 %) du site (Tableau 7).



**Figure 25 : Résultat de la cartographie du potentiel des eaux souterraines à l'aide du modèle PP.**

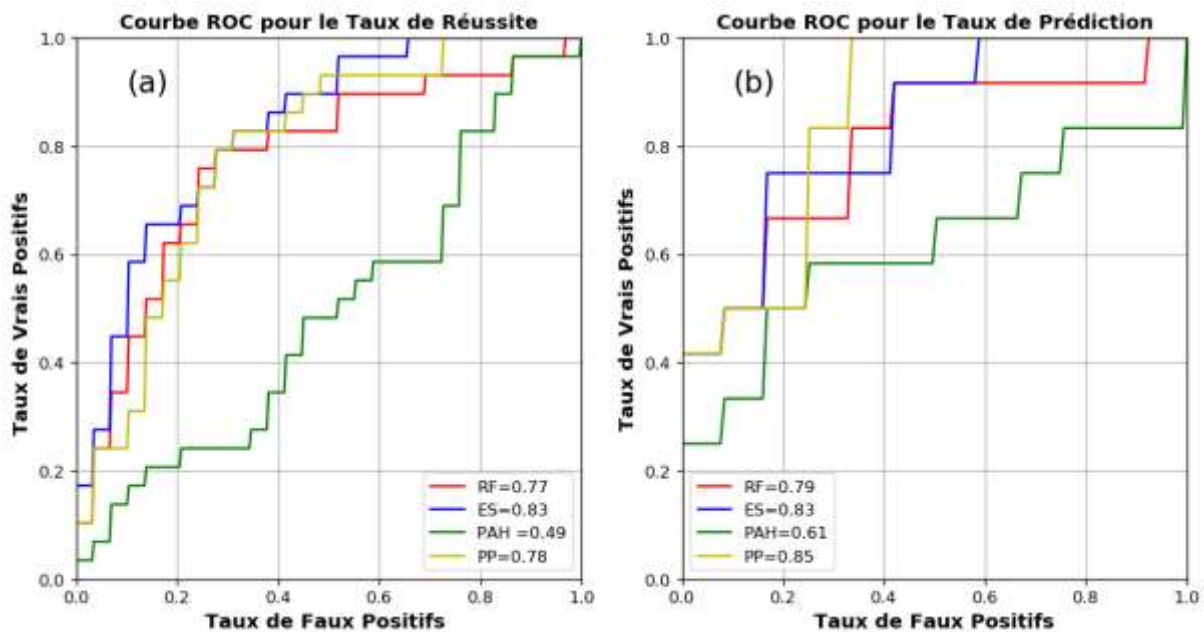
**Tableau 7: Répartition spatiale des différentes zones de potentiel en eaux souterraines.**

Modèles	PAH		RF		ES		PP	
Zones de potentialité s en eaux	superfici e (%)	superfici e (km <sup>2</sup> )	superfici e (%)	superfici e (km <sup>2</sup> )	superfici e (%)	superfici e (km <sup>2</sup> )	superfici e (%)	superfici e (km <sup>2</sup> )
Très faible	14,9	444,05	6,2	185	26,6	798,3	37,3	1153,2
Faible	38,1	1143,8	41,9	1258,8	31,2	933,9	32,9	1017,2
Moderée	38,5	1157,06	32,6	976,7	20,4	610,8	11,4	353,3
Elevée	8,4	249,7	19,3	557,07	21,8	654,6	18,3	563,9

### 3.4 ÉVALUATION DES PERFORMANCES DES MODÈLES

L'efficacité des modèles PAH, RF, ES et PP a été évaluée à l'aide de l'aire sous la courbe ROC. La courbe de taux de réussite, qui montre comment le modèle a classé les forages déjà existants, a été obtenue à partir des données d'entraînement ; les données de tests ont également été utilisées pour tracer les courbes de taux de prédiction des modèles, qui peuvent être utilisées pour prédire l'existence de forages d'eau souterraine (Chen et al., 2018). Les valeurs de VP, FP et AUC sont obtenues à l'aide du logiciel ArcGIS, puis ces valeurs ont été utilisées dans le logiciel Python pour générer les courbes. L'AUC a été obtenue à la fois pour le taux de réussite et de prédiction (Figure 26 a-b). Selon les résultats du taux de réussite, le modèle ES (AUC =

0,83) est plus performant que le modèle PP (AUC = 0,78), suivie du modèle RF (AUC = 0,73) et le modèle PAH (AUC = 0,49), ceci illustre que le modèle ES classe mieux les forages existants que les autres modèles (Figure 23 a). Les valeurs AUC sont respectivement de 0,61, 0,79, 0,83 et 0,85 pour les modèles PAH, RF, ES et PP selon les résultats des courbes de taux de prédiction (Figure 23 b). Les valeurs AUC des quatre modèles pour le taux de prédiction vont de 0,6 - 0,7 (moyen) à 0,7 - 0,8 (excellent) (Yesilnacar et Topal 2005). Par conséquent, la modélisation des zones potentielles en eaux souterraines à l'aide des modèles PAH, RF, ES et PP dans ce travail montre une précision de prédiction relativement bonne. Selon les études récentes sur la caractérisation des ZPES, les modèles PAH RF, ES et PP de ce travail ont montré des performances relativement similaires (Razandi et al., 2015 ; Tahmassebi-poor et al., 2015 ; Fatemeh Falah et Hossein Zeinivand, 2019 ; Ahmed et al., 2021 ; Boughariou et al., 2021 ; Githinji et al., 2022 ; Maity et al., 2022). Dans la zone d'étude, le modèle PP est le plus fiable pour déterminer le potentiel des eaux souterraines.



**Figure 26: Aire sous les courbes du taux de réussite (a) et du taux de prédiction (b).**

### 3.5 CARACTÉRISATIONS DES PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX SOUTERRAINES

Les résultats de l'analyse de l'eau ont été utilisés comme un outil pour identifier les processus et les mécanismes affectant la chimie des eaux souterraines de la région de Campo. Les contacts entre les eaux souterraines et les minéraux des roches influencent la chimie de l'eau et sont utiles pour comprendre l'origine de la minéralisation des eaux souterraines. L'interprétation des paramètres physico-chimiques a été basée sur les normes de l'Organisation Mondiale de la

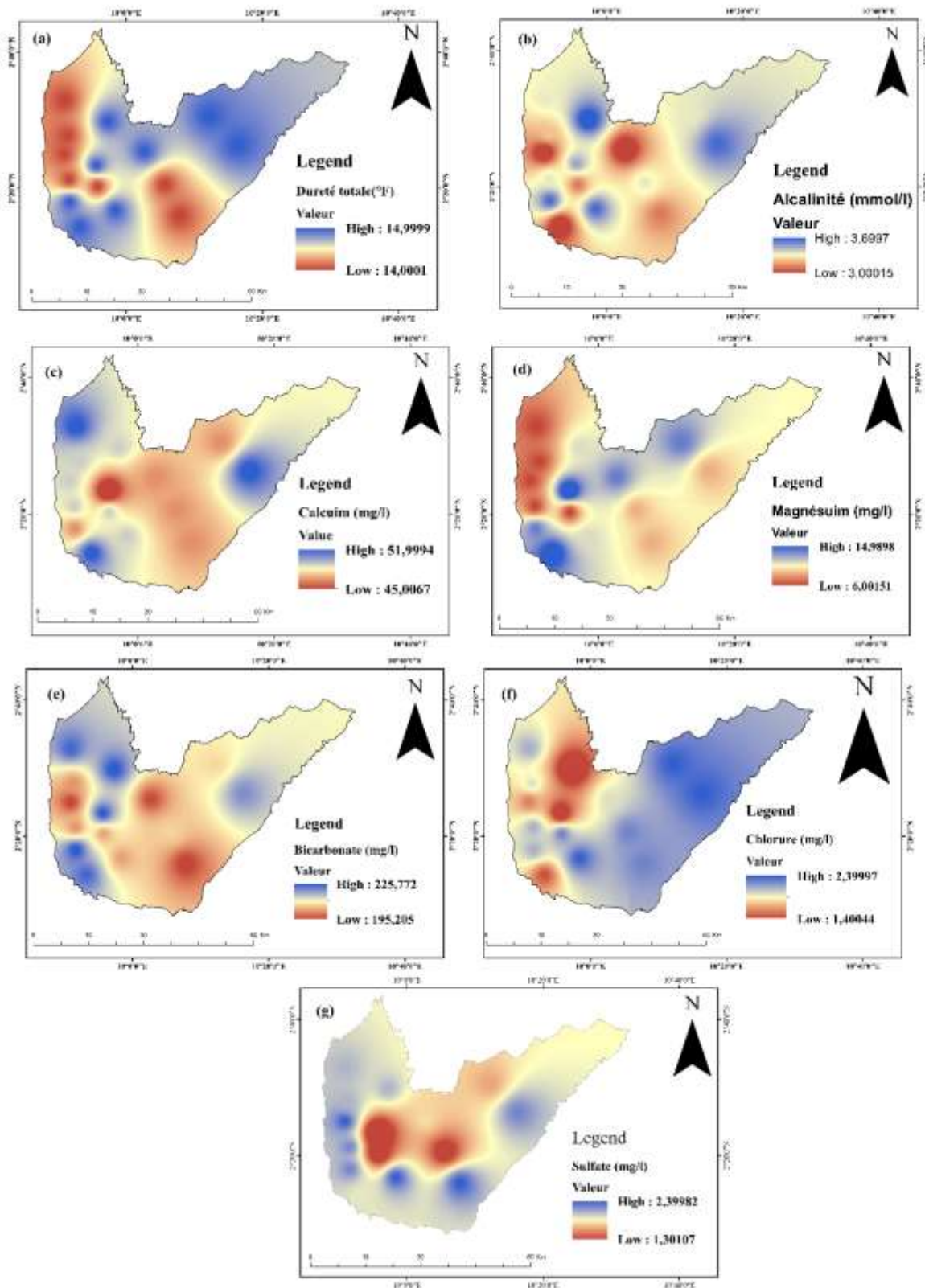
Santé (OMS, 2011) pour l'eau potable. Les résultats des paramètres physico-chimiques sont consignés dans le tableau 8. Les distributions spatiales des paramètres physico-chimiques sont présentées dans les figures 27 a-d. La cartographie de ces paramètres physico-chimiques est un outil très précieux dans la vision de l'évolution spatiale de tout constituant chimique.

La dureté totale de l'eau résulte des composés de calcium et de magnésium, et du contact des eaux souterraines avec des structures rocheuses traversés (Adimalla et Taloor, 2020; Enyegue A Nyam et al., 2020). La dureté varie entre 14 et 15 °F, avec une moyenne de 14,5 °F et un écart-type 0,5 °F. Les faibles variations de la dureté total dans la région de Campo sont observées dans la partie Ouest près de la mer, et peuvent provenir des formations sédimentaires observées près des côtes. L'alcalinité totale des eaux souterraines peut résulter de la décomposition des minéraux carbonés (Khawla et Mohamed, 2020). Elle varie entre 3 et 3,7 mmol/l dans la zone d'étude, avec une moyenne de 3,4 mmol/l et écart-type de 0,2 mmol/l. Les faibles variations sont observées dans la partie Ouest près de la mer dans les échantillons (W10, W14, et W13). Les minéraux silicatés, carbonés et sulfatés pourraient être à l'origine du calcium dans les eaux souterraines (Osiakwan et al., 2021). Le calcium a des concentrations qui oscillent entre 45 et 52 mg/l avec une moyenne de 49,4 mg/l et un écart-type de 1,8 mg/l. Ces valeurs élevées de concentrations de  $\text{Ca}^{2+}$  à l'est (W3) et au nord (W11 et W12) de la zone d'étude, peuvent provenir des activités agricoles et la lithologie de la zone d'étude. Le magnésium a des concentrations qui varient entre 6 et 18 mg/l avec une moyenne de 9,3 mg/l et un écart-type de 3,1 mg/l. Les valeurs élevées sont observées dans la partie nord (W4 et W14), centre (W7) et au sud-ouest (W9 et W13) de la zone d'étude. Le magnésium dans les eaux souterraines pourrait résulter d'un processus de dissolution de la dolomite ou d'un phénomène de substitution entre le magnésium libéré par l'alcalinité totale (Enyegue A Nyam et al., 2020). Le bicarbonate contribue de façon très importante à l'alcalinité de l'eau, Le bicarbonate a des teneurs qui oscillent entre 195,2 et 225,8 mg/l, avec une moyenne de 210,5 mg/l et un écart-type de 11,5 mg/l. On observe les grandes valeurs du bicarbonate dans les échantillons de forages (W3, W4, W14 et W8), qui pourraient résulter de la dissolution de la calcite dans les formations sédimentaires (Snousy et al., 2021). Le chlorure a des concentrations qui varient entre 1,4 et 2,4 mg/l, avec une moyenne de 2,08 mg/l et un écart type de 0,31 mg/l. Les valeurs faibles du  $\text{Cl}^-$  sont observées dans les parties nord-est et sud de la zone d'étude. Les concentrations élevées du chlorure sont observées dans la partie nord-ouest de la zone d'étude. Les concentrations de  $\text{Cl}^-$  élevées pourraient provenir de l'intrusion d'eau de mer ou des activités anthropiques (Osiakwan et al., 2021). Le sulfate peut provenir de plusieurs origines anthropiques dans les

eaux souterraines (Ismail et al., 2020). La concentration du sulfate dans la zone d'étude varie de 1,3 à 2,4 mg/l, avec une moyenne de 2,07 mg/l et un écart type de 0,33 mg/l. L'analyse spatiale des ions  $\text{SO}_4^{2-}$  montre des concentrations très élevées dans la partie nord-ouest et les concentrations très faibles dans les parties nord-est et au centre de la zone d'étude.

**Tableau 8: Paramètres physico-chimiques des échantillons.**

Echantillons	Alcalinité totale (mmol/l)	Bicarbonate (mg/l)	Calcium (mg/l)	Dureté totale (°F)	Magnésium (mg/l)	Chlorure (mg/l)	Sulfate (mg/l)
W1	3,2	195,2	48,0	14,0	8,0	2,4	2,3
W2	3,7	225,7	50,0	15,0	10,0	2,4	1,9
W3	3,6	219,6	52,0	15,0	8,0	2,3	2,4
W4	3,4	207,4	48,0	15,0	12,0	1,4	2,2
W5	3,4	207,4	48,0	14,0	8,0	2,3	1,6
W6	3,6	203,6	50,0	15,0	10,0	2,4	2,4
W7	3,5	225,3	45,0	15,0	15,0	1,5	1,3
W8	3,2	203,8	50,0	14,0	6,0	2,3	1,5
W9	3,6	225,8	48,0	15,0	12,0	2,2	2,3
W10	3,0	195,6	50,0	14,0	6,0	1,8	2,4
W11	3,3	202,6	50,0	14,0	6,0	2,1	2,2
W12	3,4	223,5	52,0	14,0	6,0	2,2	2,2
W13	3,0	223,6	52,0	15,0	14,0	1,7	2,1
W14	3,0	196,6	48,0	15,0	12,0	2,1	2
W15	3,4	202,6	50,0	14,0	6,0	2,2	2,3
Minimum	3	195,2	45	14	6,0	1,4	1,3
Maximum	3,7	225,8	52	15	15	2,4	2,4
Moyenne	3,4	210,5	49,4	14,5	9,3	2,08	2,07
Ecart type	0,2	11,5	1,8	0,5	3,1	0,31	0,33
Norme OMS	-----	-----	-----	< 30	< 50	< 250	< 250



**Figure 27: Distribution spatiale des paramètres physico-chimiques de la zone de recherche, (a) Dureté totale, (b) Alcalinité totale, (c) Calcium, (d) Magnésium, (e) Bicarbonate, (f) Chlorure, (g) Sulfate.**

### 3.6 ANALYSES STATISTIQUES MULTIVARIÉES

#### 3.6.1 Corrélation entre les paramètres physico-chimiques des eaux souterraines

L'analyse de corrélation entre les paramètres physico-chimiques est établie en utilisant le coefficient (r) de Pearson sur sept paramètres physico-chimiques. Les corrélations entre les variables physico-chimiques des eaux souterraines sont présentées dans la figure 28. Dans cette étude, un coefficient de corrélation supérieur ou égal à 0,5 signifie une bonne relation entre deux variables. Des corrélations positives élevées de 0,83 et 0,5 ont été obtenues par la dureté totale avec le magnésium et le bicarbonate, suggère que le magnésium influence fortement la dureté totale. La corrélation négative entre le  $Mg^{2+}$  et le  $Cl^{-}$  (- 0,54) peut provenir des eaux usées issues des usages domestiques dans les eaux souterraines de la zone d'étude (Rezaei et al., 2020). La corrélation positive entre  $Cl^{-}$  et  $SO_4^{2-}$  (0,51) pourrait provenir des engrais issus du sulfate de calcium (Snousy et al., 2021). La faible corrélation entre le  $Ca^{2+}$  et la dureté totale (- 0,16) montre que le calcium contribue très faiblement à la dureté de l'eau. Les corrélations modérés et faibles entre le  $HCO_3^{-}$  avec le  $Ca^{2+}$  (0,46) et le  $Mg^{2+}$  (0,11) confirment la salinité dans les aquifères ; ceci a été montré par (Qin et al., 2013) dans le cadre de leur étude sur l'évaluation de la qualité des eaux dans les aquifères côtiers.

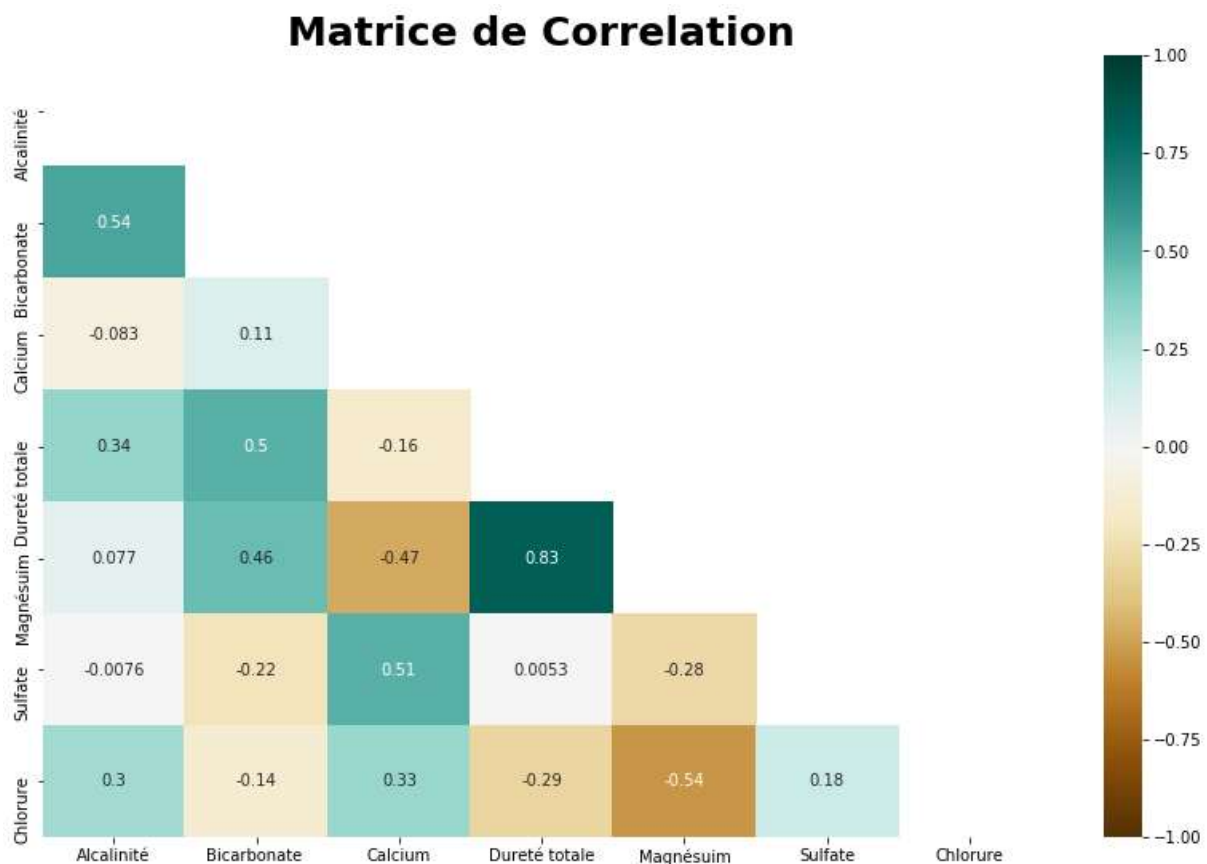


Figure 28: Matrice de corrélation.



### 3.6.2 Analyse en composante principale (ACP)

Deux axes factoriels traduisant l'essentiel des informations recherchées et permettant de représenter de manière significative le nuage de points, ont été obtenus à partir de l'ACP. Les deux premiers axes factoriels représentent 63,8 % de l'inertie totale de l'ensemble des variables. Dans le tableau 9 sont consignées les valeurs propres, les variances exprimées pour chaque axe factoriel et cumuls. Les corrélations entre les variables et les deux premiers axes factoriels sont présentées dans le tableau 10. Le facteur F1, avec une variance exprimée de 39,7 % de l'inertie totale, est l'axe factoriel le plus important (Figure 29). Il est essentiellement défini dans sa partie positive par la dureté totale, les ions  $Mg^{2+}$ ,  $HCO_3^-$  et l'alcalinité totale, et dans sa partie négative par le  $Ca^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$  et  $Cl^-$ . Les ions ( $Mg^{2+}$ ) sont généralement issus de l'altération des roches et de la dissolution de la dolomite ( $CaMg(CO_3)_2$ ) (Enyegue A Nyam et al., 2020). Les ions ( $Mg^{2+}$ ) sont généralement issus de l'altération des roches et l'hydrolyse acide des minéraux silicatés. En effet, les forages échantillonnés sont réalisés dans les aquifères de fissures ou fracturés, où les circulations des eaux peuvent être faibles. Dans ce cas, l'eau peut rester plus longtemps dans la roche et peut donc atteindre un degré d'équilibre chimique. L'axe factoriel F1 montre que le processus d'interaction entre l'eau et la roche est le principal facteur qui contrôle la variabilité de l'origine de la minéralisation des eaux souterraines. Il exprime donc le temps de séjour des eaux dans l'aquifère et le mécanisme d'acquisition de la minéralisation des eaux. Le facteur F2, avec une variance de 24,2 %, est défini en majorité dans sa partie positive par l'alcalinité totale,  $HCO_3^-$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$  et la dureté totale, et sa partie négative est définie par le  $Mg^{2+}$ . Le regroupement positif des variables sur ce plan factoriel montre que le processus de salinisation est le principal facteur qui contrôle la variabilité de la qualité des eaux souterraines. La salinité dans l'aquifère peut provenir des processus naturels ou anthropiques tels que l'intrusion d'eau de mer, la dissolution de la calcite, la dolomite, les rejets d'eaux usées et les engrais agricoles (Marín Celestino et al., 2019). La contribution des différents individus statistiques dans la définition des principaux facteurs a permis de déterminer les individus qui pèsent le plus dans la définition de chaque facteur (Tableau 11). L'analyse de la figure 30 montre que les échantillons (W1, W4, W7, W8, W11, W13 et W15) sont soumis au mécanisme d'interaction entre l'eau et la roche. Les échantillons de (W2, W3, W5, W6, W9, W10, W12 et W14) sont influencés par le processus de salinisation. L'évaluation de la qualité des eaux souterraines est primordiale pour préserver la santé des populations d'une région. La compréhension de l'origine de la minéralisation des eaux souterraines peut être très utile pour la planification de la ressource en eau.

**Tableau 9: Variabilité des facteurs.**

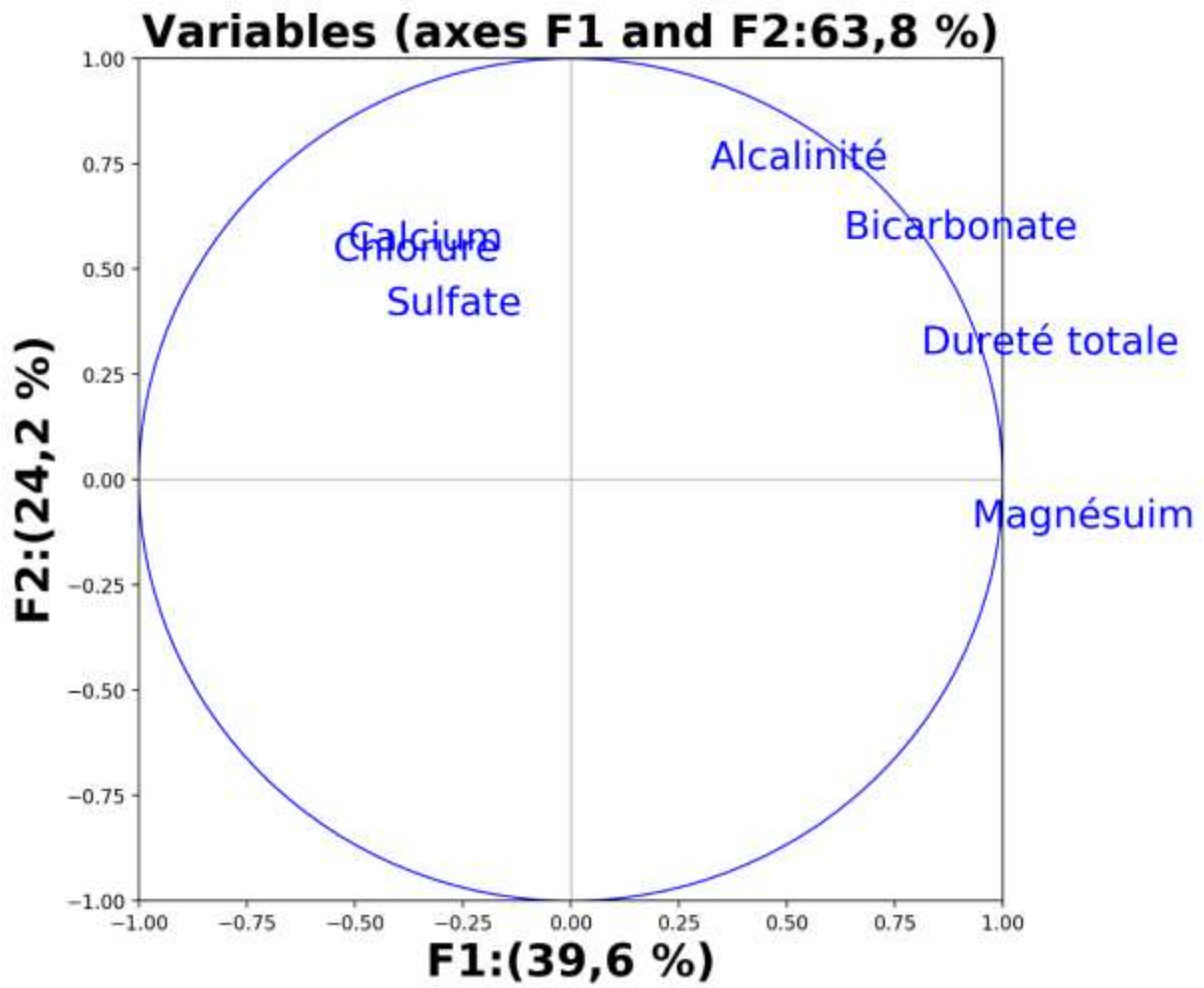
	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
Valeur propre	2,77	1,69	1,12	0,73	0,43	0,15	0,03
Variabilité (%)	39,7	24,2	16,6	10,5	6,3	2,4	0,4
% Cumulé	39,6	63,8	80,4	90,9	97,2	99,6	100

**Tableau 10: Matrice de corrélation variable/facteur.**

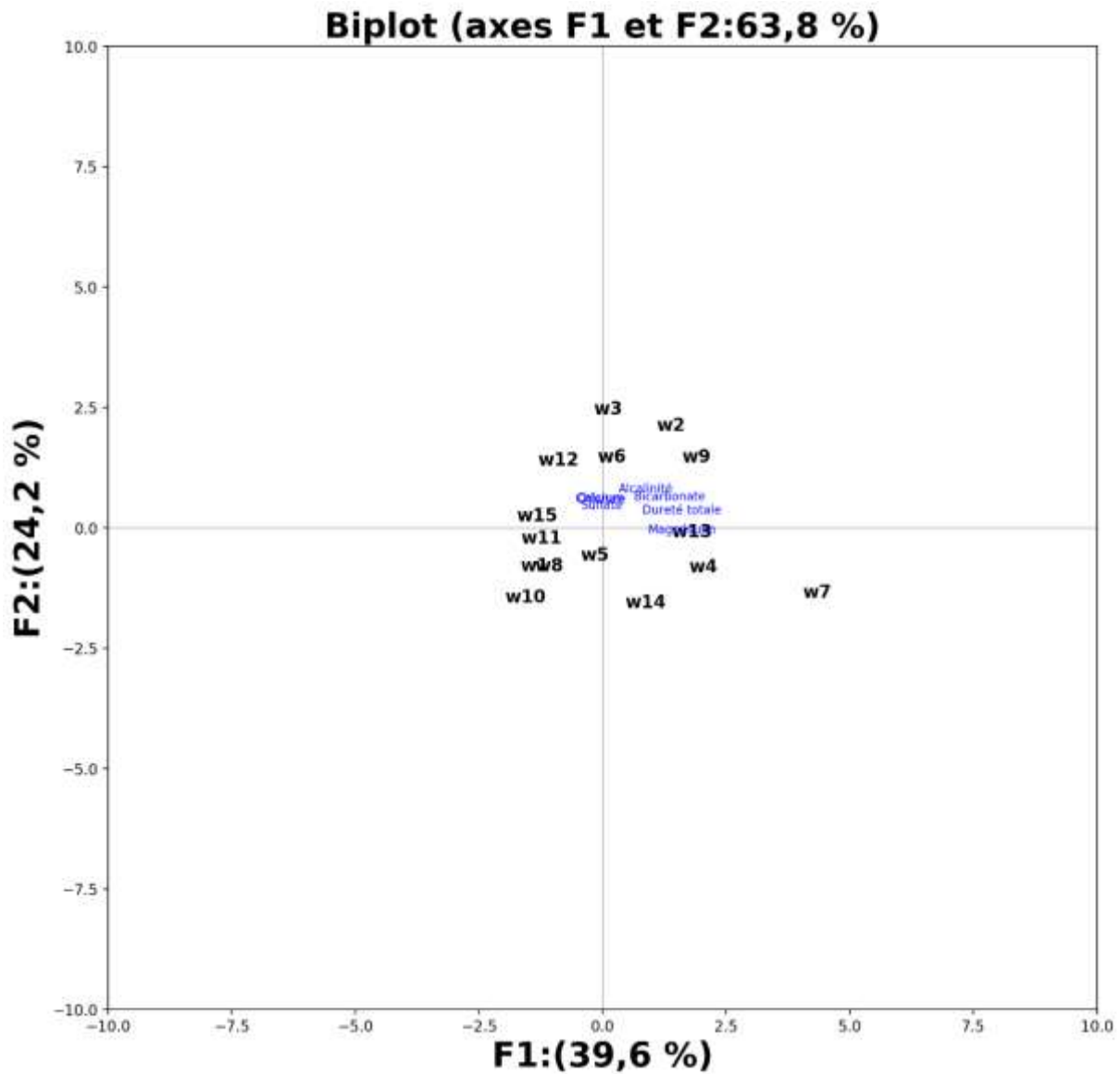
Variables	F1	F2
Alcalinité	0,32	0,73
Bicarbonate	0,63	0,57
Calcium	-0,51	0,54
Dureté total	0,81	0,29
Magnésium	0,92	-0,11
Sulfate	-0,42	0,39
Chlorure	-0,54	0,52

**Tableau 11: Contributions des individus statistiques.**

ID	ctr_1	ctr_2	ctr_3
w1	0.065834	0.031849	0.006381
w2	0.028793	0.160232	0.049805
w3	0.00071	0.219879	0.022184
w4	0.073848	0.033662	0.075008
w5	0.004751	0.018284	0.208651
w6	0.000239	0.073837	0.004172
w7	0.394913	0.082085	0.104758
w8	0.044549	0.031973	0.111483
w9	0.06279	0.07332	0.000545
w10	0.093409	0.093816	0.089189
w11	0.064713	0.004102	0.000193
w12	0.040871	0.066886	2.22E-05
w13	0.04703	0.00142	0.296271
w14	0.005249	0.10784	0.029506
w15	0.072302	0.000815	0.001832



**Figure 29: Les relations entre les paramètres physico-chimiques sont représentées par des cercles de corrélation.**



**Figure 30:Représentation graphique des paramètres physico-chimiques et les échantillons des eaux souterraines de la zone d'étude.**

### Conclusion

En somme, dans ce chapitre nous avons à partir des sondages électriques ressorti les modèles de terrain des différentes stations via le processus d'inversion et par la suite fait une interprétation afin d'établir le type de courbe de sondage électrique. Les facteurs de conditionnement des eaux souterraines ont été sélectionnés sur la base des données de SEV, conventionnelles et de télédétection. Les pondérations ont été assignées aux différentes couches thématiques et à leurs caractéristiques à partir des modèles statistiques (PAH, ES, RF et PP) pour la cartographie des zones de potentialité en eaux souterraines. Les aires des courbes ROC (AUC) ont été calculées pour évaluer les performances des différents modèles statistiques.

D'après les résultats, le modèle PP est le plus fiable pour délimiter les zones de potentialités en eaux souterraines dans la zone d'étude. L'analyse statistique multivariée a permis de comprendre les phénomènes liés à l'origine de la minéralisation des eaux souterraines dans la zone d'étude. Nos résultats montrent que le processus d'interaction entre eau et roche et processus de salinisation sont les principaux facteurs responsables de la minéralisation des eaux souterraines dans la zone d'étude.

---

## CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

---

La disponibilité de l'eau potable est cruciale pour l'amélioration des conditions de vie des populations vivant dans la région de Kribi-Campo. La région de Kribi-Campo, au sud du Cameroun, est une zone côtière dotée d'une importante économie industrielle et agricole.

Cette étude développe une méthode d'évaluation de potentialité en eau souterraine dans la région de Kribi-Campo où l'eau souterraine est influencée par plusieurs facteurs géoenvironnementaux. Elle combine plusieurs méthodes telles que, le processus d'analyse hiérarchique (PAH), l'entropie de Shannon (ES), le rapport de fréquence (RF), le poids de la preuve (PP), l'analyse statistique multivariée, la géoélectricité et les systèmes d'informations géographiques aux techniques de pré-traitements (géoréférences, composition colorée, classification supervisée et la numérisation) pour la cartographie et l'évaluation des cartes de fortes potentialités en eaux souterraines. De plus les données satellitaires mises à la disposition du public comme SRTM ont permis de faire une étude assez détaillée de plusieurs paramètres morphométriques de terrain tels que la pente, le réseau de drainage, l'indice de rugosité topographique, l'indice d'humidité topographique et les images Landsat 8 OLI pour la cartographie de l'occupation des sols.

Dans le but de caractériser les aquifères dans le site, la méthode électrique est utilisée afin de déterminer la distribution des résistivités électriques du sous-sol à partir des données mesurées sur le terrain (sondage électrique vertical) et de ressortir les modèles de terrain (résistivités vraies, épaisseurs, profondeurs) des différentes couches via la méthode d'inversion. Cette étude permet de connaître la qualité physico-chimique des aquifères, afin de comprendre les conditions de dynamique et de circulation de l'eau, les processus liés à l'origine de la minéralisation et de la salinité dans les eaux souterraines.

Des données de télédétection, conventionnelle et de sondage électrique vertical ont été utilisées pour préparer les cartes des facteurs de conditionnement. Pour établir les ZPES, 15 facteurs géoenvironnementaux à savoir, la lithologie, la conductance longitudinale, la résistance transversale, le coefficient d'anisotropie, la conductivité hydraulique, la transmissivité, les précipitations, le taux d'infiltration, la densité de linéaments, l'indice d'humidité topographique, l'indice de rugosité topographique, l'épaisseur des sols, la densité de drainage, la pente et l'occupation des sols ont été choisis. Un total de 41 forages a été réparti, dont 29 (70 %) ont été utilisés comme données d'entraînement et les 12 restants (30 %) pour évaluer l'efficacité des modèles. Les poids attribués à tous les facteurs de conditionnement et à leurs caractéristiques

ont été utilisés pour générer l'indice de potentiel des eaux souterraines (IPES) pour les quatre modèles. Les IPES des quatre modèles ont été classés en quatre zones distinctes : très faible, faible, modérée et élevée. Les résultats montrent que les ZPES élevées pour les modèles PAH, RF, ES et PP occupent 8,4 %, 19,3 %, 21,8 % et 18,3 % de la zone d'étude. Pour évaluer la performance des différents modèles, les aires sous la courbe (Area Under the Curves-AUC) ont été calculées. Les courbes AUC des quatre modèles ont été estimées à l'aide des données d'entraînement et de test. Les résultats des courbes AUC ont montré que le modèle PP (taux de réussite, 78,8 % ; taux de prédiction, 85,5 %), était le plus performant, suivi du modèle ES (taux de réussite, 83,1 % ; taux de prédiction, 83,4 %), modèle RF (taux de réussite, 77,4 % ; taux de prédiction, 74,9 %) et le modèle PAH (taux de réussite, 49,3 % ; taux de prédiction, 61,9 %).

Comprendre la minéralisation des eaux souterraines est nécessaire pour conserver et gérer cette ressource afin qu'elle puisse répondre aux besoins en eau actuels et futurs des utilisateurs. La lithologie et le climat sont les principaux facteurs contribuant à une augmentation de la minéralisation des eaux souterraines, accompagnée de pollutions liées aux activités anthropiques. Cette étude permet également d'analyser la distribution spatiale des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines par les systèmes d'informations géographiques (SIG) et d'explorer les principales sources liées à l'origine de la minéralisation des eaux souterraines. Les paramètres physico-chimiques sont traités à l'aide de la méthode d'analyse statistique multivariée (corrélation de Pearson et l'analyse en composante principale) à partir du logiciel libre Python. L'analyse en composante principale a permis de mettre en exergue deux facteurs traduisant l'essentiel des informations recherchées et permettant de représenter de manière significative le nuage de points. La projection des différents paramètres dans le plan factoriel F1-F2, montre que le facteur F1, avec une variance exprimée de 39,6 % de l'inertie totale, met en évidence le processus d'interaction entre l'eau et la roche qui exprime le mécanisme d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines. Le facteur F2 met en évidence le processus de salinisation, qui peut provenir des phénomènes naturels ou anthropiques. Cette approche a permis d'analyser les principales sources liées à l'origine de la minéralisation des eaux souterraines et de montrer la distribution spatiale de la structure hydrogéochimique des aquifères.

Les cartes de potentialité établies dans le cadre de cette thèse sont des cartes de synthèses d'une grande importance et pourraient être utilisées pour guider les futures investigations hydrogéologiques et les campagnes d'implémentation des forages productifs en vue d'approvisionnement des populations. Les cartes des ZPES obtenues sont aussi importantes

pour les décideurs des secteurs agricoles et pour la prolifération dans activités agricoles dans cette région. Les résultats obtenus peuvent être utilisés par les autorités administratives de la région du Sud Cameroun pour la gestion, la planification et le développement durable en eau potable dans la région. En effet, ces études ont montré que la région de Kribi-Campo possède un fort potentiel en eau souterraine. L'exploitation des résultats physico-chimiques des eaux souterraines de la région peuvent aider à comprendre l'origine de la minéralisation et les mécanismes de production d'ions dans les aquifères de la zone d'étude, Cette étude s'ouvre ainsi sur plusieurs perspectives de recherche :

- Cartographier la vulnérabilité des ressources en eaux souterraines de la région à la pollution,
- Utilisation des algorithmes d'apprentissages automatiques (Naives Bayes Tree, K- Nereast Neighbor, Random Forest, Support Vector Machine, Logistic Model Tree, etc.,) pour la modélisation des zones potentielles en eaux souterraines,
- Etudier l'impact du climat et des activités anthropiques sur la qualité des eaux souterraines à des fins domestiques et d'irrigation dans la région.

-



---

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIES

---

- Aanuoluwa, A. T., and Ayobami, S. L. (2012). Geoelectric assessment of groundwater prospect and vulnerability of overburden aquifers at Adumasun Area, Oniye, Southwestern Nigeria. *Archives of Applied Science Research*, 4(5), 2077-2093.
- Abbasnia, A., Yousefi, N., Mahvi, A. H., Nabizadeh, R., Radfard, M., Yousefi, M., and Alimohammadi, M. (2019). Evaluation of groundwater quality using water quality index and its suitability for assessing water for drinking and irrigation purposes: Case study of Sistan and Baluchistan province (Iran). *Human and Ecological Risk Assessment: An International Journal*, 25(4), 988-1005. <https://doi.org/10.1080/10807039.2018.1458596>.
- Abijith, D., Saravanan, S., Singh, L., Jennifer, J. J., Saranya, T., and Parthasarathy, K. S. S. (2020). GIS-based multi-criteria analysis for identification of potential groundwater recharge zones—A case study from Ponnaniyar watershed, Tamil Nadu, India. *HydroResearch*, 3, 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.hydres.2020.02.002>.
- Abrams, W., Ghoneim, E., Shew, R., LaMaskin, T., Al-Bloushi, K., Hussein, S., AbuBakr, M., Al-Mulla, E., Al-Awar, M., and El-Baz, F. (2018). Delineation of groundwater potential (GWP) in the northern United Arab Emirates and Oman using geospatial technologies in conjunction with Simple Additive Weight (SAW), Analytical Hierarchy Process (AHP), and Probabilistic Frequency Ratio (PFR) techniques. *Journal of Arid Environments*, 157, 77-96. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2018.05.005>.
- Adimalla, N., and Taloor, A. K. (2020). Hydrogeochemical investigation of groundwater quality in the hard rock terrain of South India using Geographic Information System (GIS) and groundwater quality index (GWQI) techniques. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100288. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100288>.
- Ahmed, N., Hoque, M. A.-A., Pradhan, B., and Arabameri, A. (2021). Spatio-Temporal Assessment of Groundwater Potential Zone in the Drought-Prone Area of Bangladesh Using GIS-Based Bivariate Models. *Natural Resources Research*, 30(5), 3315-3337. <https://doi.org/10.1007/s11053-021-09870-0>.
- Akinlalu, A. A., Adegbuyiro, A., Adiat, K. A. N., Akeredolu, B. E., and Lateef, W. Y. (2017). Application of multi-criteria decision analysis in prediction of groundwater resources potential : A case of Oke-Ana, Ilesa Area Southwestern, Nigeria. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 6(1), 184-200.

- Akintorinwa, O. J., Atitebi, M. O., and Akinlalu, A. A. (2020). Hydrogeophysical and aquifer vulnerability zonation of a typical basement complex terrain : A case study of Odode Idanre southwestern Nigeria. *Heliyon*, 6(8), e04549. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2020.e04549>.
- Akono, D. F., Ekoko, E. B., Belinga Belinga, C., Ekomane, E., and Ndjigui, P. D., (2022). Sedimentological and geochemical signatures of the Ebolowa Municipal Lake sediments (South-Cameroon): implication for provenance, weathering, and depositional environment condition. *Arabian Journal of Geosciences* (2022) 15:1127 <https://doi.org/10.1007/s12517-022-10338-5>.
- Al-Abadi, A. M. (2015). Groundwater potential mapping at northeastern Wasit and Missan governorates, Iraq using a data-driven weights of evidence technique in framework of GIS. *Environmental Earth Sciences*, 74(2), 1109-1124. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4097-0>.
- Al-Abadi, A. M. (2017). Modeling of groundwater productivity in northeastern Wasit Governorate, Iraq using frequency ratio and Shannon's entropy models. *Applied Water Science*, 7(2), 699-716. <https://doi.org/10.1007/s13201-015-0283-1>.
- Althuwaynee, O. F., Pradhan, B., Park, H.-J., and Lee, J. H. (2014). A novel ensemble bivariate statistical evidential belief function with knowledge-based analytical hierarchy process and multivariate statistical logistic regression for landslide susceptibility mapping. *CATENA*, 114, 21-36. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.10.011>.
- Angue, M. O., Nguiya, S., Nouayou, R., Kamga, A. T., and Manguelle-Dicoum, E. (2011). Geophysical investigation of the transition zone between the Congo Craton and the Kribi-Campo sedimentary basin (Southwestern Cameroon). *South African Journal of Geology*, 114(2), 145-158.
- Arabameri, A., Pal, S. C., Rezaie, F., Nalivan, O. A., Chowdhuri, I., Saha, A., Lee, S., and Moayedi, H. (2021). Modeling groundwater potential using novel GIS-based machine-learning ensemble techniques. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 36, 100848. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100848>.
- Arefin, R. (2020). Groundwater potential zone identification at Plio-Pleistocene elevated tract, Bangladesh : AHP-GIS and remote sensing approach. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100340. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100340>.
- Aretouyap, Z., Billa, L., Jones, M., and Richter, G. (2020). Geospatial and statistical interpretation of lineaments: Salinity intrusion in the Kribi-Campo coastland of

- Cameroon. *Advances in Space Research*, 66(4), 844-853. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.05.002>.
- Arulbalaji, P., Padmalal, D., and Sreelash, K. (2019). GIS and AHP Techniques Based Delineation of Groundwater Potential Zones: A case study from Southern Western Ghats, India. *Scientific Reports*, 9(1), Art. 1. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-38567-x>.
- Arunbose, S., Srinivas, Y., and Rajkumar, S. (2021). Efficacy of hydrological investigation in Karumeniyar river basin, Southern Tamil Nadu, India using vertical electrical sounding technique: A case study. *MethodsX*, 8, 101215. <https://doi.org/10.1016/j.mex.2021.101215>.
- Asgher, M. S., Kumar, N., Kumari, M., Ahmad, M., Sharma, L., and Naikoo, M. W. (2022). Groundwater potential mapping of Tawi River basin of Jammu District, India, using geospatial techniques. *Environmental Monitoring and Assessment*, 194(3), 240. <https://doi.org/10.1007/s10661-022-09841-9>.
- Aykut, T. (2021). Determination of groundwater potential zones using Geographical Information Systems (GIS) and Analytic Hierarchy Process (AHP) between Edirne-Kalkansogut (northwestern Turkey). *Groundwater for Sustainable Development*, 12, 100545. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2021.100545>.
- Bersi, M., and Saibi, H. (2020). Groundwater potential zones identification using geoelectrical sounding and remote sensing in Wadi Touil plain, Northwestern Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 172, 104014. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.104014>.
- Beyene, G., Abera, D., and Fufa, F. (2019). Evaluation of the suitability of groundwater for drinking and irrigation purposes in Jimma Zone of Oromia, Ethiopia. *Groundwater for Sustainable Development*, 9, 100216. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100216>.
- Bhuiyan, C., Singh, R. P., and Flügel, W. A. (2009). Modelling of ground water recharge-potential in the hard-rock Aravalli terrain, India : A GIS approach. *Environmental Earth Sciences*, 59(4), 929. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0087-4>.
- Bonham-Carter, (1994). Geographic information systems for geoscientists-Modeling with GIS-. *Computer methods in the geoscientists*, 13, 398.
- Bonn, F., & Rochon, G. (1992). Précis de télédétection, volume 1 : Principes et méthodes. *PUQ/AUPELF, Sainte-Foy*.
- Boughariou, E., Allouche, N., Ben Brahim, F., Nasri, G., and Bouri, S. (2021). Delineation of groundwater potentials of Sfax region, Tunisia, using fuzzy analytical hierarchy process,

- frequency ratio, and weights of evidence models. *Environment, Development and Sustainability*, 23(10), 14749-14774. <https://doi.org/10.1007/s10668-021-01270-x>.
- Boukari, M., Akiti, T. T., and Assoma, D. (1984). L'hydrogéologie de l'Afrique de l'Ouest. *Synthèse des connaissances Socle cristallin et cristallophylien et sédimentaire ancien, 2e édition, 147pp.*
- Castany, G. (1982). *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*. Bordas.
- Chapellier, D. (2000). Prospection électrique de surface. *cours oneline de géophysique de l'Université de Lausanne, Suisse.*
- Charon, J. E. (1974). Hydrogeological applications of ERTS satellite imagery. *Proc UN/FAO regional seminar on remote sensing of earth resources and environment. Commonwealth Science Council, Cairo, 439-456.*
- Chebeu, C., Diorlette Ngo Nlend, C., Paul Nzenti, J., and Ganno, S. (2011). Neoproterozoic high-K calc-alkaline granitoids from Bapa-Batié, North Equatorial Fold Belt, Central Cameroon : Petrogenesis and geodynamic significance. *The Open Geology Journal*, 5(1).
- Chen, W., Li, H., Hou, E., Wang, S., Wang, G., Panahi, M., Li, T., Peng, T., Guo, C., and Niu, C. (2018). GIS-based groundwater potential analysis using novel ensemble weights-of-evidence with logistic regression and functional tree models. *Science of the Total Environment*, 634, 853-867.
- Chouteau, M., et Giroux, B. (2006). Géophysique appliquée II-GLQ 3202-méthodes électriques, notes de cours. *École polytechnique montréal*, 14(15), 149.
- Angue, M. L., Tabod, T. C., Séverin, N., Victor, K. J., and Pierre, T. K. A. (2013). Delineation of Lineaments in South Cameroon (Central Africa) Using Gravity Data. *Open Journal of Geology*, 2013. <https://doi.org/10.4236/ojg.2013.35038>.
- Cloutier, V., Lefebvre, R., Therrien, R., and Savard, M. M. (2008). Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology*, 353(3-4), 294-313.
- Corsini, A., Cervi, F., and Ronchetti, F. (2009). Weight of evidence and artificial neural networks for potential groundwater spring mapping : An application to the Mt. Modino area (Northern Apennines, Italy). *Geomorphology*, 111(1), 79-87. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.03.015>.
- Darcy, H. (1856). Les fontaines publiques de la ville de Dijon : Exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau ...

- un appendice relatif aux fournitures d'eau de plusieurs villes au filtrage des eaux. Victor Dalmont, éditeur.
- Das, S. (2017). Delineation of groundwater potential zone in hard rock terrain in Gangajalghati block, Bankura district, India using remote sensing and GIS techniques. *Modeling Earth Systems and Environment*, 3(4), 1589-1599. <https://doi.org/10.1007/s40808-017-0396-7>.
- De Vries, J. J., and Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: An overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10, 5-17.
- Dhakate, R., Sankaran, S., Kumar, V. S., Amarender, B., Harikumar, P., and Subramanian, S. K. (2016). Demarcating saline water intrusion pathways using remote sensing, GIS and geophysical techniques in structurally controlled coastal aquifers in Southern India. *Environmental Earth Sciences*, 75(5), 363. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4940-3>.
- Diament, M., Dubois, J., et Cogne, J. P. (2011). *Géophysique Cours et Exercice Corrigés*. DUNOD: Malakoff, France.
- Dinesh, A. C., Markose, V. J., and Jayappa, K. S. (2014). Linfo – a visual basic program for lineament density, frequency and intersection density analysis. *Earth Science Informatics*, 7(3), 197-203. <https://doi.org/10.1007/s12145-013-0134-2>.
- Doke, A. B., Zolekar, R. B., Patel, H., and Das, S. (2021). Geospatial mapping of groundwater potential zones using multi-criteria decision-making AHP approach in a hardrock basaltic terrain in India. *Ecological Indicators*, 127, 107685. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107685>.
- Edet, A. E., Okereke, C. S., Teme, S. C., and Esu, E. O. (1998). Application of remote-sensing data to groundwater exploration: A case study of the Cross River State, southeastern Nigeria. *Hydrogeology journal*, 6(3), 394-404.
- Elvis, B. W. W., Arsène, M., Théophile, N. M., Bruno, K. M. E., and Olivier, O. A. (2022). Integration of shannon entropy (SE), frequency ratio (FR) and analytical hierarchy process (AHP) in GIS for suitable groundwater potential zones targeting in the Yoyo river basin, Méiganga area, Adamawa Cameroon. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 39, 100997. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.100997>.
- Enyegue A Nyam, F. M., Yomba, A. E., Tchikangoua, A. N., Bounoung, C. P., and Nouayou, R. (2020). Assessment and characterization of groundwater quality under domestic distribution using hydrochemical and multivariate statistical methods in Bafia, Cameroon. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100347. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100347>.

- Etikala, B., Golla, V., Li, P., and Renati, S. (2019). Deciphering groundwater potential zones using MIF technique and GIS: A study from Tirupati area, Chittoor District, Andhra Pradesh, India. *HydroResearch*, 1, 1-7. <https://doi.org/10.1016/j.hydres.2019.04.001>
- Faniran, A. (1969). The index of drainage intensity: a provisional new drainage factor.
- Fatemeh Falah and Hossein Zeinivand. (2019). GIS-Based Groundwater Potential Mapping in Khorramabad in Lorestan, Iran, using Frequency Ratio (FR) and Weights of Evidence (WoE) Models. *Water Resources*, 46(5), 679-692. <https://doi.org/10.1134/S0097807819050051>.
- Fauchard, C., et Mériaux, P. (2004). Méthodes géophysiques et géotechniques pour le diagnostic des digues de protection contre les crues : Guide pour la mise en oeuvre et l'interprétation. Editions Quae.
- Fawcett, T. (2006). An introduction to ROC analysis. *Pattern Recognition Letters*, 27(8), 861-874. <https://doi.org/10.1016/j.patrec.2005.10.010>.
- Flotté, N., and Feybesse, J. L. (2008). Structural geology of the Sue B deposit. *AREVA internal report BUM/DGS RT 08/09*, 23.
- Gaikwad, S., Pawar, N. J., Bedse, P., Wagh, V., and Kadam, A. (2021). Delineation of groundwater potential zones using vertical electrical sounding (VES) in a complex bedrock geological setting of the West Coast of India. *Modeling Earth Systems and Environment*, 1-15.
- Gaikwad, S., Pawar, N. J., Bedse, P., Wagh, V., and Kadam, A. (2022). Delineation of groundwater potential zones using vertical electrical sounding (VES) in a complex bedrock geological setting of the West Coast of India. *Modeling Earth Systems and Environment*, 8(2), 2233-2247. <https://doi.org/10.1007/s40808-021-01223-3>.
- Ghorbani Nejad, S., Falah, F., Daneshfar, M., Haghizadeh, A., and Rahmati, O. (2017). Delineation of groundwater potential zones using remote sensing and GIS-based data-driven models. *Geocarto International*, 32(2), 167-187. <https://doi.org/10.1080/10106049.2015.1132481>.
- Gilli, É., Mangan, C., et Mudry, J. (s. d.). *Cours et exercices corrigés*.
- Githinji, T. W., Dindi, E. W., Kuria, Z. N., and Olago, D. O. (2022). Application of analytical hierarchy process and integrated fuzzy-analytical hierarchy process for mapping potential groundwater recharge zone using GIS in the arid areas of Ewaso Ng'iro – Lagh Dera Basin, Kenya. *HydroResearch*, 5, 22-34. <https://doi.org/10.1016/j.hydres.2021.11.001>.
- Goodwin, A. M. (1996). *Principles of Precambrian Geology*. Elsevier.

- Gouet, D. H., Kana, J. D., Oya, V., and Ewembe, F. Y. (2022). Characterization of groundwater in the hydrogeological network of Lom River basin in eastern Cameroon using a DC electrical method. *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-022-02486-5>.
- Greenbaum, D. (1985). *Review of remote sensing applications to groundwater exploration in basement and regolith*.
- Güler, C., Thyne, G. D., McCray, J. E., and Turner, K. A. (2002). Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology journal*, 10, 455-474.
- Günther, T. (2004). Inversion methods and resolution analysis for the 2D/3D reconstruction of resistivity structures from DC measurements.
- Guru, B., Seshan, K., and Bera, S. (2017). Frequency ratio model for groundwater potential mapping and its sustainable management in cold desert, India. *Journal of King Saud University - Science*, 29(3), 333-347. <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2016.08.003>.
- Halder, B., and Bandyopadhyay, J. (2022). Potential sites' selection of groundwater zones using AHP and GIS-based multi-criteria approach of Kolkata Municipal Corporation. *International Journal of Energy and Water Resources*. <https://doi.org/10.1007/s42108-022-00179-z>.
- Hand, D. J., and Till, R. J. (2001). A Simple Generalisation of the Area Under the ROC Curve for Multiple Class Classification Problems. *Machine Learning*, 45(2), 171-186. <https://doi.org/10.1023/A:1010920819831>.
- Heigold, P. C., Gilkeson, R. H., Cartwright, K., and Reed, P. C. (1979). Aquifer Transmissivity from Surficial Electrical Methods. *Groundwater*, 17(4), 338-345. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1979.tb03326.x>.
- Hoffmann, R., and Dietrich, P. (2004). An approach to determine equivalent solutions to the geoelectrical 2D inversion problem. *Journal of Applied Geophysics*, 56(2), 79-91.
- Hou, E., Wang, J., and Chen, W. (2018). A comparative study on groundwater spring potential analysis based on statistical index, index of entropy and certainty factors models. *Geocarto International*, 33(7), 754-769. <https://doi.org/10.1080/10106049.2017.1299801>.
- Hounsinou, S. P. (2020). Assessment of potential seawater intrusion in a coastal aquifer system at Abomey—Calavi, Benin. *Heliyon*, 6(2), e03173. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2020.e03173>.

- Ifediegwu, S. I. (2021). Assessment of groundwater potential zones using GIS and AHP techniques : A case study of the Lafia district, Nasarawa State, Nigeria. *Applied Water Science*, 12(1), 10. <https://doi.org/10.1007/s13201-021-01556-5>.
- Ismail, A. H., Hassan, G., and Sarhan, A.-H. (2020). Hydrochemistry of shallow groundwater and its assessment for drinking and irrigation purposes in Tarmiah district, Baghdad governorate, Iraq. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100300. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100300>.
- Jaafari, A., Najafi, A., Pourghasemi, H. R., Rezaeian, J., and Sattarian, A. (2014). GIS-based frequency ratio and index of entropy models for landslide susceptibility assessment in the Caspian forest, northern Iran. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 11(4), 909-926.
- Jasrotia, A. S., Kumar, A., and Singh, R. (2016). Integrated remote sensing and GIS approach for delineation of groundwater potential zones using aquifer parameters in Devak and Rui watershed of Jammu and Kashmir, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(4), 1-15.
- Jones, M. J. (1985). The weathered zone aquifers of the basement complex areas of Africa. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 18(1), 35-46.
- José, N. G., Loudi, Y., Quentin, Y. A. J., Yem, M., and Gabriel, N. C. (2021). Characterization of the basement aquifers over Edéa-Kribi corridor using remote sensing and electrical resistivity method—A case study from Central Africa. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(6), 498. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-06792-2>.
- Juahir, H., Zain, S. M., Yusoff, M. K., Hanidza, T. T., Armi, A. M., Toriman, M. E., & Mokhtar, M. (2011). Spatial water quality assessment of Langat River Basin (Malaysia) using environmetric techniques. *Environmental monitoring and assessment*, 173, 625-641.
- Kalaivanan, K., Gurugnanam, B., Suresh, M., Karung Phaisonreng Kom, and Kumaravel, S. (2019). Geoelectrical resistivity investigation for hydrogeology conditions and groundwater potential zone mapping of Kodavanan sub-basin, southern India. *Sustainable Water Resources Management*, 5(3), 1281-1301. <https://doi.org/10.1007/s40899-019-00305-6>.
- Kanagaraj, G., Suganthi, S., Elango, L., and Magesh, N. S. (2019). Assessment of groundwater potential zones in Vellore district, Tamil Nadu, India using geospatial techniques. *Earth Science Informatics*, 12(2), 211-223. <https://doi.org/10.1007/s12145-018-0363-5>.



- Ketema, A., Lemecha, G., Schucknecht, A., and Kayitakire, F. (2016). *Hydrogeological study in drought affected areas of Afar, Somali, Oromia and SNNP regions in Ethiopia*. Scientific and Technical Research Reports Series. Publications Office of the ....
- Khawla, K., and Mohamed, H. (2020). Hydrogeochemical assessment of groundwater quality in greenhouse intensive agricultural areas in coastal zone of Tunisia : Case of Teboulba region. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100335. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100335>.
- Knochenmus, L. A., and Robinson, J. L. (1996). Descriptions of Anisotropy and Heterogeneity and Their Effect on Ground-water Flow and Areas of Contribution to Public Supply Wells in a Karst Carbonate Aquifer System. U.S. Government Printing Office.
- Kom, K. P., Gurugnanam, B., and Sunitha, V. (2022). Delineation of groundwater potential zones using GIS and AHP techniques in Coimbatore district, South India. *International Journal of Energy and Water Resources*. <https://doi.org/10.1007/s42108-022-00188-y>.
- Kouamou Njifen, S. R., Enyegue A Nyam, F. M., Bikoro, M. B.-A., Ngouokouo, A. T., and Tabod, C. T. (2022). Modeling groundwater potential zones in the Kribi-Campo region, South Cameroon using geospatial techniques and statistical models. *Modeling Earth Systems and Environment*. <https://doi.org/10.1007/s40808-022-01544-x>.
- Koumetio, F. (2004). *Contribution géophysique par méthode gravimétrique à l'étude des structures profondes de la marge occidentale du craton du Congo dans la région de Kribi (Cameroun)* [PhD Thesis].
- Krishnamurthy, j., Venkatesa Kumar, n., Jayaraman, v., and Manivel, m. (1996). An approach to demarcate ground water potential zones through remote sensing and a geographical information system. *International Journal of Remote Sensing*, 17(10), 1867-1884. <https://doi.org/10.1080/01431169608948744>.
- Kumar, R., Dwivedi, S. B., and Gaur, S. (2021). A comparative study of machine learning and Fuzzy-AHP technique to groundwater potential mapping in the data-scarce region. *Computers and Geosciences*, 155, 104855. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2021.104855>.
- Kumar, S., and Sangeetha, B. (2020). Assessment of ground water quality in Madurai city by using geospatial techniques. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100297. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100297>.
- Lachassagne, P., Maréchal, J.-C., Bienfait, P., Lacquement, F., and Lamotte, C. (2015). Computing the water inflows discharge and assessing the impacts of tunnels drilled in hard rocks: The A89 (France) motorway case study. *Engineering Geology for Society*

- and Territory-Volume 3: River Basins, Reservoir Sedimentation and Water Resources*, 595-599.
- LACHASSAGNE, P., and WYNS, R. (2005). Aquifères de socle : Nouveaux concepts. Application à la prospection et la gestion de la ressource en eau. *Aquifères de socle : nouveaux concepts. Application à la prospection et la gestion de la ressource en eau*, 2, 32-37.
- Lentswe, G. B., and Molwalefhe, L. (2020). Delineation of potential groundwater recharge zones using analytic hierarchy process-guided GIS in the semi-arid Motloutse watershed, eastern Botswana. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 28, 100674. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100674>.
- Mageshkumar, P., Subbaiyan, A., Lakshmanan, E., and Thirumoorthy, P. (2019). Application of geospatial techniques in delineating groundwater potential zones : A case study from South India. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(5), 1-15.
- Maity, B., Mallick, S. K., Das, P., and Rudra, S. (2022). Comparative analysis of groundwater potentiality zone using fuzzy AHP, frequency ratio and Bayesian weights of evidence methods. *Applied Water Science*, 12(4), 63. <https://doi.org/10.1007/s13201-022-01591-w>.
- Mallick, J., Khan, R. A., Ahmed, M., Alqadhi, S. D., Alsubih, M., Falqi, I., and Hasan, M. A. (2019). Modeling Groundwater Potential Zone in a Semi-Arid Region of Aseer Using Fuzzy-AHP and Geoinformation Techniques. *Water*, 11(12), Art. 12. <https://doi.org/10.3390/w11122656>.
- Mangoua, M. J., Yao, A. B., Douagui, G. A., Kouassi, K. A., Goula, B. T. A., and Biemi, J. (2019). Assessment of the groundwater potentialities of cracked aquifers in the Bandama watershed (CÔTE D'IVOIRE). *LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680 / E-ISSN 2521-9782*, 37, Art. 37.
- Marescot, L. (2006). Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. *Bulletins des séances de la Société vaudoise des sciences naturelles*, 90(1), 23-40.
- Marín Celestino, A. E., Martínez Cruz, D. A., Otazo Sánchez, E. M., Gavi Reyes, F., and Vásquez Soto, D. (2018). Groundwater Quality Assessment: An Improved Approach to K-Means Clustering, Principal Component Analysis and Spatial Analysis: A Case Study. *Water*, 10(4), Art. 4. <https://doi.org/10.3390/w10040437>.
- Marín Celestino, A. E., Ramos Leal, J. A., Martínez Cruz, D. A., Tuxpan Vargas, J., De Lara Bashulto, J., and Morán Ramírez, J. (2019). Identification of the Hydrogeochemical Processes and Assessment of Groundwater Quality, Using Multivariate Statistical

- Approaches and Water Quality Index in a Wastewater Irrigated Region. *Water*, 11(8), Art. 8. <https://doi.org/10.3390/w11081702>.
- Marsily, G. de. (1981). Hydrogéologie quantitative. *Collection Sciences de la terre*.
- Masoud, A. A., El-Horiny, M. M., Atwia, M. G., Gemail, K. S., and Koike, K. (2018). Assessment of groundwater and soil quality degradation using multivariate and geostatistical analyses, Dakhla Oasis, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 142, 64-81. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.03.009>.
- Maurizot, P., Gasc, P., Humbert, M., and Paris, J.-P. (1986). *Carte géologique et d'aptitude à l'aménagement de la zone urbaine de Nouméa à l'échelle du 1/25000*. Bureau rech. géol. minières.
- Meju, M. A., Fontes, S. L., Oliveira, M. F. B., Lima, J. P. R., Ulugergerli, E. U., and Carrasquilla, A. A. (1999). Regional aquifer mapping using combined VES-TEM-AMT/EMAP methods in the semiarid eastern margin of Parnaíba Basin, Brazil. *Geophysics*, 64(2), 337-356.
- Miraki, S., Zanganeh, S. H., Chapi, K., Singh, V. P., Shirzadi, A., Shahabi, H., and Pham, B. T. (2019). Mapping Groundwater Potential Using a Novel Hybrid Intelligence Approach. *Water Resources Management*, 33(1), 281-302. <https://doi.org/10.1007/s11269-018-2102-6>.
- Mogaji, K. A., Omosuyi, G. O., Adelusi, A. O., and Lim, H. S. (2016). Application of GIS-Based Evidential Belief Function Model to Regional Groundwater Recharge Potential Zones Mapping in Hardrock Geologic Terrain. *Environmental Processes*, 3(1), 93-123. <https://doi.org/10.1007/s40710-016-0126-6>.
- Moghaddam, D. D., Rahmati, O., Panahi, M., Tiefenbacher, J., Darabi, H., Haghizadeh, A., Haghghi, A. T., Nalivan, O. A., and Bui, D. T. (2020). The effect of sample size on different machine learning models for groundwater potential mapping in mountain bedrock aquifers. *Catena*, 187, 104421.
- Muangthong, S., and Shrestha, S. (2015). Assessment of surface water quality using multivariate statistical techniques: Case study of the Nampong River and Songkhram River, Thailand. *Environmental Monitoring and Assessment*, 187(9), 548. <https://doi.org/10.1007/s10661-015-4774-1>.
- Muralitharan, J., and Palanivel, K. (2015). Groundwater targeting using remote sensing, geographical information system and analytical hierarchy process method in hard rock aquifer system, Karur district, Tamil Nadu, India. *Earth Science Informatics*, 8(4), 827-842.

- Murmu, P., Kumar, M., Lal, D., Sonker, I., and Singh, S. K. (2019). Delineation of groundwater potential zones using geospatial techniques and analytical hierarchy process in Dumka district, Jharkhand, India. *Groundwater for Sustainable Development*, 9, 100239. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100239>.
- Mustapha, H. (2005). *Simulation numérique de l'écoulement dans des milieux fracturés tridimensionnels* [These de doctorat, Rennes 1]. <https://www.theses.fr/2005REN1S166>
- Mvondo, H., Owona, S., Ondo, J. M., and Essono, J. (2007). Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in southern Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(4), 433-444.
- Naidu, S., Gupta, G., Shailaja, G., and Tahama, K. (2021). Spatial behavior of the Dar-Zarrouk parameters for exploration and differentiation of water bodies aquifers in parts of Konkan coast of Maharashtra, India. *Journal of Coastal Conservation*, 25(1), 11. <https://doi.org/10.1007/s11852-021-00807-6>.
- Nampak, H., Pradhan, B., and Manap, M. A. (2014). Application of GIS based data driven evidential belief function model to predict groundwater potential zonation. *Journal of Hydrology*, 513, 283-300. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.053>.
- Ndatuwong, L. G., and Yadav, G. S. (2015). Application of geo-electrical data to evaluate groundwater potential zone and assessment of overburden protective capacity in part of Sonebhadra district, Uttar Pradesh. *Environmental Earth Sciences*, 73(7), 3655-3664. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3649-z>.
- Nedelec, a., Macaudiere, j., Nzenti, j.-p., and BarbeY, P. (1986). Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile pan-africaine d'Afrique centrale, au contact du craton du Congo. *Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile pan-africaine d'Afrique centrale, au contact du craton du Congo*, 303(1), 75-80.
- Nfomou, N., Tongwa, A. F., Ubangoh, U. R., Bekoa, A., Metuk, N. J., and Victor, H. J. (2004). The July 2002 earthquake in the Kribi region: Geological context and a preliminary evaluation of seismic risk in southwestern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 40(3), 163-172. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.09.002>.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J. M., and Njanko, T. (2003). Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: Transpression and transtension during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences*, 36(3), 207-214.

- Ngnotué, T., Nzenti, J. P., Barbey, P., and Tchoua, F. M. (2000). The Ntui-Betamba high-grade gneisses : A northward extension of the Pan-African Yaoundé gneisses in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 31(2), 369-381.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Bertrand, J. M., and Macaudière, J. (1994). La chaîne panafricaine au Cameroun : Cherchons suture et modèle. *Abstracts 15eme RST, Nancy, Société Géologique France, édition Paris, 99*.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Macaudière, J., and Soba, D. (1988). Origin and evolution of the late precambrian high-grade Yaounde Gneisses (Cameroon). *Precambrian Research*, 38(2), 91-109. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90086-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90086-1).
- Obiora, D. N., Ajala, A. E., and Ibuot, J. C. (2015). Evaluation of aquifer protective capacity of overburden unit and soil corrosivity in Makurdi, Benue state, Nigeria, using electrical resistivity method. *Journal of Earth System Science*, 124(1), 125-135.
- Obiora, D. N., Ibuot, J. C., and George, N. J. (2016). Evaluation of aquifer potential, geoelectric and hydraulic parameters in Ezza North, southeastern Nigeria, using geoelectric sounding. *International journal of environmental science and technology*, 13(2), 435-444.
- Oh, H.-J., Lee, S., & Soedradjat, G. M. (2010). Quantitative landslide susceptibility mapping at Pemalang area, Indonesia. *Environmental Earth Sciences*, 60(6), 1317-1328. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0272-5>
- Olivry, J.-C. (1986). *Fleuves et rivières du Cameroun*.
- Olorunfemi, M. O., and Fasuyi, S. A. (1993). Aquifer types and the geoelectric/hydrogeologic characteristics of part of the central basement terrain of Nigeria (Niger State). *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 16(3), 309-317. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(93\)90051-Q](https://doi.org/10.1016/0899-5362(93)90051-Q).
- Omosuyi, G. O., Oshodi, D. R., Sanusi, S. O., and Adeyemo, I. A. (2021). Groundwater potential evaluation using geoelectrical and analytical hierarchy process modeling techniques in Akure-Owode, southwestern Nigeria. *Modeling Earth Systems and Environment*, 7(1), 145-158. <https://doi.org/10.1007/s40808-020-00915-6>.
- Osiakwan, G. M., Appiah-Adjei, E. K., Kabo-Bah, A. T., Gibrilla, A., and Anornu, G. (2021). Assessment of groundwater quality and the controlling factors in coastal aquifers of Ghana: An integrated statistical, geostatistical and hydrogeochemical approach. *Journal of African Earth Sciences*, 184, 104371. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104371>.

- Osinowo, O. O., and Arowoogun, K. I. (2020). A multi-criteria decision analysis for groundwater potential evaluation in parts of Ibadan, southwestern Nigeria. *Applied Water Science*, 10(11), 228. <https://doi.org/10.1007/s13201-020-01311-2>.
- Ozdemir, A. (2011). GIS-based groundwater spring potential mapping in the Sultan Mountains (Konya, Turkey) using frequency ratio, weights of evidence and logistic regression methods and their comparison. *Journal of Hydrology*, 411(3), 290-308. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.10.010>.
- Papatheodorou, G., Demopoulou, G., and Lambrakis, N. (2006). A long-term study of temporal hydrochemical data in a shallow lake using multivariate statistical techniques. *Ecological Modelling*, 193(3), 759-776. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2005.09.004>.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Tchameni, R., Van Schmus, W. R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D., and Nsifa, E. N. (2004). The 2.1Ga West Central African Belt in Cameroon: Extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 39(3), 159-164. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.053>.
- Penz, S. (2012). *Modélisation et inversion de données électriques en courant continu : Vers une prise en compte efficace de la topographie* [PhD Thesis]. Paris, ENMP.
- Pourghasemi, H. R., Sadhasivam, N., Yousefi, S., Tavangar, S., Ghaffari Nazarlou, H., and Santosh, M. (2020). Using machine learning algorithms to map the groundwater recharge potential zones. *Journal of Environmental Management*, 265, 110525. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.110525>.
- Pradhan, A. M. S., Kim, Y.-T., Shrestha, S., Huynh, T.-C., and Nguyen, B.-P. (2021). Application of deep neural network to capture groundwater potential zone in mountainous terrain, Nepal Himalaya. *Environmental Science and Pollution Research*, 28(15), 18501-18517. <https://doi.org/10.1007/s11356-020-10646-x>.
- Prasad, P., Loveson, V. J., Kotha, M., and Yadav, R. (2020). Application of machine learning techniques in groundwater potential mapping along the west coast of India. *GIScience and Remote Sensing*, 57(6), 735-752.
- Puttiwongrak, A., Men, R., Vann, S., Hashimoto, K., and Suteerasak, T. (2022). Application of Geoelectrical Survey and Time-Lapse Resistivity with Groundwater Data in Delineating a Groundwater Potential Map: A Case Study from Phuket Island, Thailand. *Sustainability*, 14(1), Art. 1. <https://doi.org/10.3390/su14010397>.
- Qin, R., Wu, Y., Xu, Z., Xie, D., and Zhang, C. (2013). Assessing the impact of natural and anthropogenic activities on groundwater quality in coastal alluvial aquifers of the lower

- Liaohe River Plain, NE China. *Applied Geochemistry*, 31, 142-158. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.01.001>.
- Ramos, A., Cunha, L., and Cunha, P. P. (2014). Application de la Méthode de l'Analyse Multicritère Hiérarchique à l'étude des glissements de terrain dans la région littorale du centre du Portugal : Figueira da Foz–Nazaré. *Geo-Eco-Trop*, 38(1), 33-44.
- Rane, N. L., and Jayaraj, G. K. (2022). Comparison of multi-influence factor, weight of evidence and frequency ratio techniques to evaluate groundwater potential zones of basaltic aquifer systems. *Environment, Development and Sustainability*, 24(2), 2315-2344.
- Rasool, U., Yin, X., Xu, Z., Rasool, M. A., Senapathi, V., Hussain, M., Siddique, J., and Trabucco, J. C. (2022). Mapping of groundwater productivity potential with machine learning algorithms: A case study in the provincial capital of Baluchistan, Pakistan. *Chemosphere*, 303, 135265. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2022.135265>.
- Razandi, Y., Pourghasemi, H. R., Neisani, N. S., and Rahmati, O. (2015). Application of analytical hierarchy process, frequency ratio, and certainty factor models for groundwater potential mapping using GIS. *Earth Science Informatics*, 8(4), 867-883.
- Rezaei, A., Hassani, H., Tziritis, E., Fard Mousavi, S. B., and Jabbari, N. (2020). Hydrochemical characterization and evaluation of groundwater quality in Dalgan basin, SE Iran. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100353. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100353>.
- Riley, S. J., DeGloria, S. D., and Elliot, R. (1999). Index that quantifies topographic heterogeneity. *intermountain Journal of sciences*, 5(1-4), 23-27.
- Saaty, T.L., 1980. The Analytic Hierarchy Process: Planning, Priority Setting, Resource Allocation.
- Saaty, T. L. (1990). How to make a decision: The analytic hierarchy process. *European Journal of Operational Research*, 48(1), 9-26. [https://doi.org/10.1016/0377-2217\(90\)90057-I](https://doi.org/10.1016/0377-2217(90)90057-I).
- Sachdeva, S., and Kumar, B. (2021). Comparison of gradient boosted decision trees and random forest for groundwater potential mapping in Dholpur (Rajasthan), India. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 35(2), 287-306. <https://doi.org/10.1007/s00477-020-01891-0>.
- Saha, S. (2017). Groundwater potential mapping using analytical hierarchical process: A study on Md. Bazar Block of Birbhum District, West Bengal. *Spatial Information Research*, 25(4), 615-626. <https://doi.org/10.1007/s41324-017-0127-1>.

- Sander, P. (2007). Lineaments in groundwater exploration: A review of applications and limitations. *Hydrogeology Journal*, 15(1), 71-74. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0138-9>.
- Saranya, T., and Saravanan, S. (2020). Groundwater potential zone mapping using analytical hierarchy process (AHP) and GIS for Kancheepuram District, Tamilnadu, India. *Modeling Earth Systems and Environment*, 1-18.
- Schwarz, S. D. (1988). *Application Of Geophysical Methods To Groundwater Exploration In The Rolt River Basin, Washington State*. cp. [https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.214.1988\\_015](https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.214.1988_015).
- Senapati, U., and Das, T. K. (2022). GIS-based comparative assessment of groundwater potential zone using MIF and AHP techniques in Cooch Behar district, West Bengal. *Applied Water Science*, 12(3), 43. <https://doi.org/10.1007/s13201-021-01509-y>.
- Sener, E., Davraz, A., and Ozcelik, M. (2005). An integration of GIS and remote sensing in groundwater investigations: A case study in Burdur, Turkey. *Hydrogeology Journal*, 13(5), 826-834.
- Serele, C., Pérez-Hoyos, A., and Kayitakire, F. (2020). Mapping of groundwater potential zones in the drought-prone areas of south Madagascar using geospatial techniques. *Geoscience Frontiers*, 11(4), 1403-1413. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.11.012>.
- Shaban, A., Khawlie, M., and Abdallah, C. (2006). Use of remote sensing and GIS to determine recharge potential zones: The case of Occidental Lebanon. *Hydrogeology Journal*, 14(4), 433-443.
- Shang, C. K., Satir, M., Nsifa, E. N., Liégeois, J.-P., Siebel, W., and Taubald, H. (2007). Archaean high-K granitoids produced by remelting of earlier Tonalite–Trondhjemite–Granodiorite (TTG) in the Sangmelima region of the Ntem complex of the Congo craton, southern Cameroon. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 817-841.
- Shang, C.K., Liégeois, J.P., Satir, M., Frisch, W. and Nsifa, E.N., (2010) Late Archaean high-K granite geochronology of the northern metacratonic margin of the Archaean Congo craton, Southern Cameroon: Evidence for Pb-loss due to non-metamorphic causes. *Gondwana Research* 18, 2-3, pp. 337-355.
- Shanmugasundharam, A., Kalpana, G., Mahapatra, S. R., Sudharson, E. R., and Jayaprakash, M. (2017). Assessment of Groundwater quality in Krishnagiri and Vellore Districts in Tamil Nadu, India. *Applied Water Science*, 7(4), 1869-1879. <https://doi.org/10.1007/s13201-015-0361-4>.



- Singh, K. P. (2005). Nonlinear estimation of aquifer parameters from surficial resistivity measurements. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2(3), 917-938.
- Singh, L. K., Jha, M. K., and Chowdary, V. M. (2017). Multi-criteria analysis and GIS modeling for identifying prospective water harvesting and artificial recharge sites for sustainable water supply. *Journal of cleaner production*, 142, 1436-1456.
- Singhal, B. B. S. (2008). Nature of hard rock aquifers: Hydrogeological uncertainties and ambiguities. *Groundwater dynamics in hard rock aquifers: sustainable management and optimal monitoring network design*, 20-39.
- Snousy, M. G., Wu, J., Su, F., Abdelhalim, A., and Ismail, E. (2021). Groundwater Quality and Its Regulating Geochemical Processes in Assiut Province, Egypt. *Exposure and Health*, 1-19.
- Tahmassebpour, N., Rahmati, O., Noormohamadi, F., and Lee, S. (2015). Spatial analysis of groundwater potential using weights-of-evidence and evidential belief function models and remote sensing. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(1), 79. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2166-z>.
- Tam, V. T., De Smedt, F., Batelaan, O., and Dassargues, A. (2004). Study on the relationship between lineaments and borehole specific capacity in a fractured and karstified limestone area in Vietnam. *Hydrogeology Journal*, 12(6), 662-673.
- Tchameni, R. (1997). *Geochimie et geochronologie des formations de l'archéen et du paleoproterozoïque du sud-cameroun (groupe du ntem, craton du congo)* [These de doctorat, Orléans]. <https://www.theses.fr/1997ORLE2063>.
- Tchameni, R., Lerouge, C., Penaye, J., Cocherie, A., Milesi, J.-P., Toteu, S. F., and Nsifa, N. E. (2010). Mineralogical constraint for metamorphic conditions in a shear zone affecting the Archean Ngoulemakong tonalite, Congo craton (Southern Cameroon) and retentivity of U–Pb SHRIMP zircon dates. *Journal of African Earth Sciences*, 58(1), 67-80.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N. E., and Pouclet, A. (2000). Neoproterozoic crustal evolution in the Congo Craton: Evidence from K rich granitoids of the Ntem Complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 30(1), 133-147. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(00\)00012-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)00012-9).
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N. E., and Pouclet, A. (2001). Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo craton (Ntem complex), South Cameroon. *Lithos*, 57(1), 23-42.

- Teikeu Assatse, W., Njandjock Nouck, P., Tabod, C. T., Akame, J. M., and Nshagali Biringanine, G. (2016). Hydrogeological activity of lineaments in Yaoundé Cameroon region using remote sensing and GIS techniques. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 19(1), 49-60. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2015.12.006>
- Tepoule, N., Kenfack, J. V., Ndikum Ndoh, E., Koumetio, F., and Tabod Tabod, C. (2021). Delineation of groundwater potential zones in Logbadjeck, Cameroun: An integrated geophysical and geospatial study approach. *International Journal of Environmental Science and Technology*. <https://doi.org/10.1007/s13762-021-03259-5>.
- Toteu, S. F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W. R., and Tchameni, R. (2006). Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo Craton : Insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 44(4), 428-442. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.011>.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., and Michard, A. (2001). New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108(1), 45-73. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00149-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00149-2).
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., and Nyobe, J. B. (1994). U–Pb and Sm–Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian research*, 67(3-4), 321-347.
- Tsang, Y. W., and Tsang, C. F. (1987). Channel model of flow through fractured media. *Water Resources Research*, 23(3), 467-479.
- Vanhatalo, E., and Kulahci, M. (2016). Impact of autocorrelation on principal components and their use in statistical process control. *Quality and Reliability Engineering International*, 32(4), 1483-1500.
- Varade, A. M., Yenkie, R. O., Shende, R. R., Golekar, R. B., Wagh, V. M., and Khandare, H. W. (2018). Assessment of water quality for the groundwater resources of urbanized part of the Nagpur District, Maharashtra (India). *American Journal of Water Resources*, 6(3), 89-111.
- Verma, N., and Patel, R. K. (2021). Delineation of groundwater potential zones in lower Rihand River Basin, India using geospatial techniques and AHP. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 24(3, Part 2), 559-570. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2021.03.005>.

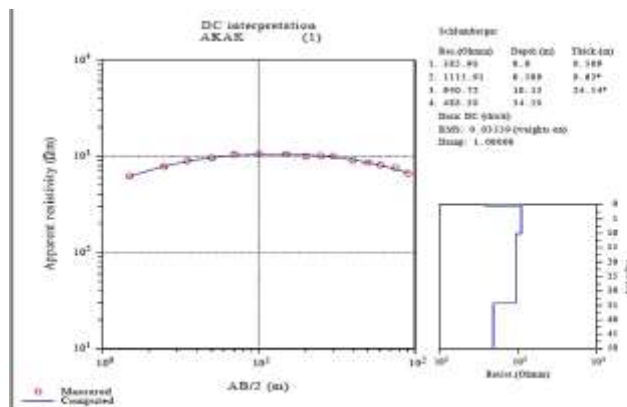
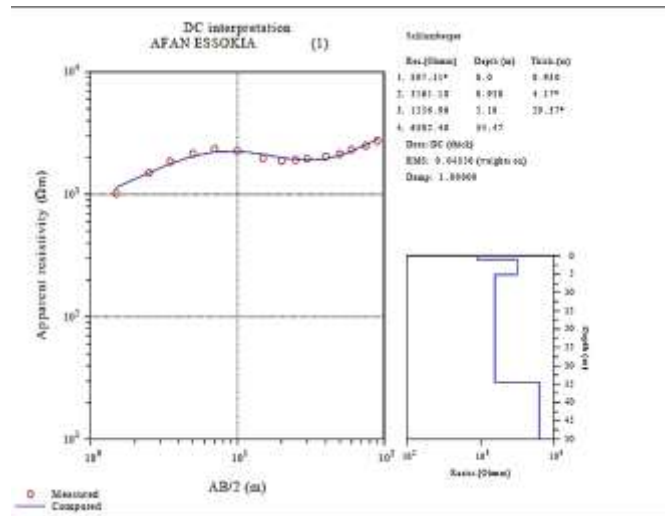
- Vijayaprabhu, S., Aravindan, S., Kalaivanan, K., Venkatesan, S., and Ravi, R. (2022). Groundwater investigation through vertical electrical sounding: A case study from southwest Neyveli Basin, Tamil Nadu. *International Journal of Energy and Water Resources*, 1-18.
- Vouillamoz JM. 2003. La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive : les sondages par résonance magnétique protonique. Thèse de doctorat, Université Paris Sud - Paris XI, France.
- Wagh, V. M., Panaskar, D. B., Muley, A. A., and Mukate, S. V. (2017). Groundwater suitability evaluation by CCME WQI model for Kadava River Basin, Nashik, Maharashtra, India. *Modeling Earth Systems and Environment*, 3(2), 557-565. <https://doi.org/10.1007/s40808-017-0316-x>.
- Yeh, H.-F., Cheng, Y.-S., Lin, H.-I., and Lee, C.-H. (2016). Mapping groundwater recharge potential zone using a GIS approach in Hualian River, Taiwan. *Sustainable Environment Research*, 26(1), 33-43. <https://doi.org/10.1016/j.serj.2015.09.005>.
- Yeh, H.-F., Lee, C.-H., Hsu, K.-C., and Chang, P.-H. (2009). GIS for the assessment of the groundwater recharge potential zone. *Environmental geology*, 58(1), 185-195.
- Yesilnacar, E., and Topal, T. (2005). Landslide susceptibility mapping: A comparison of logistic regression and neural networks methods in a medium scale study, Hendek region (Turkey). *Engineering Geology*, 79(3), 251-266. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.02.002>.
- Youssef, M. A. S. (2020). Geoelectrical analysis for evaluating the aquifer hydraulic characteristics in Ain El-Soukhna area, West Gulf of Suez, Egypt. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 9(1), 85-98. <https://doi.org/10.1080/20909977.2020.1713583>.
- Yufeng, S., and Fengxiang, J. (2009). Landslide Stability Analysis Based on Generalized Information Entropy. *2009 International Conference on Environmental Science and Information Application Technology*, 2, 83-85. <https://doi.org/10.1109/ESIAT.2009.258>.
- Zhuang, C., Li, Y., Zhou, Z., Illman, W. A., Dou, Z., Yang, Y., and Wang, J. (2022). Effects of exponentially decaying aquitard hydraulic conductivity on well hydraulics and fractions of groundwater withdrawal in a leaky aquifer system. *Journal of Hydrology*, 127439.

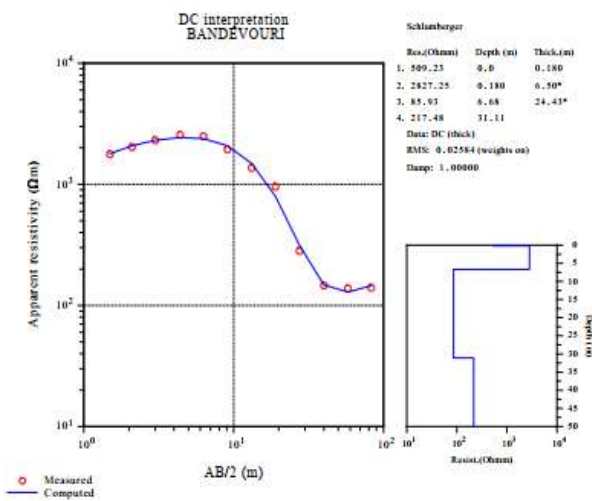
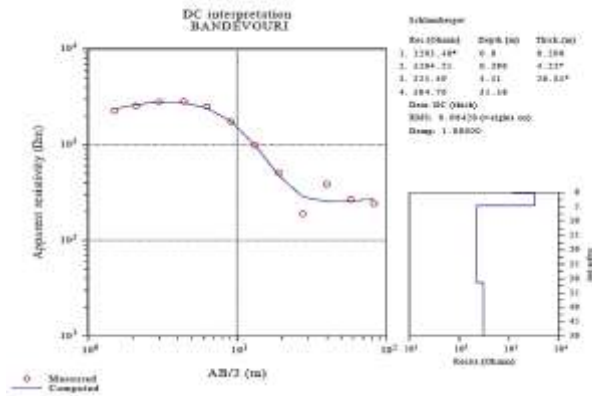
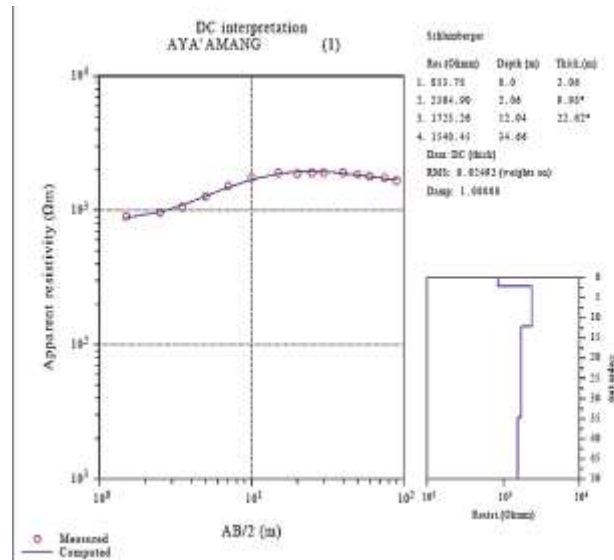
# ANNEXE

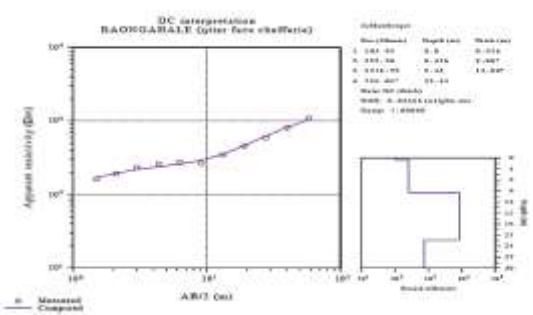
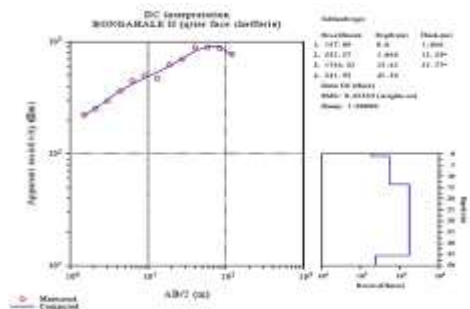
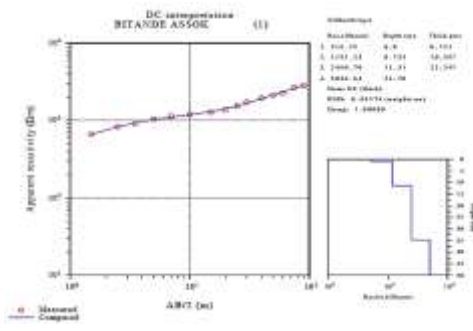
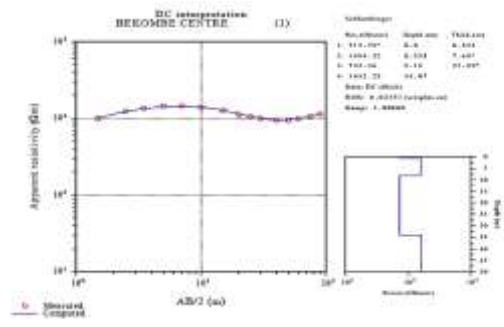
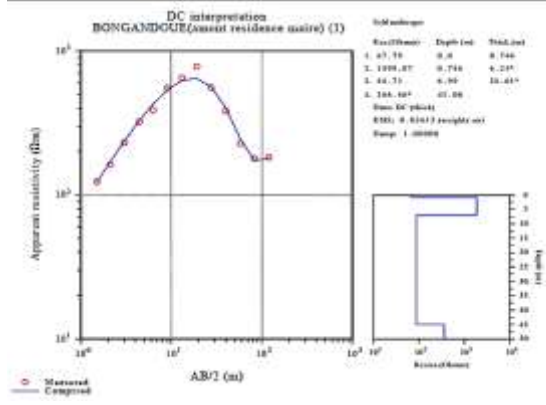
## Annexe 1 : Donnée ombrothermique de la zone d'étude en 2020,

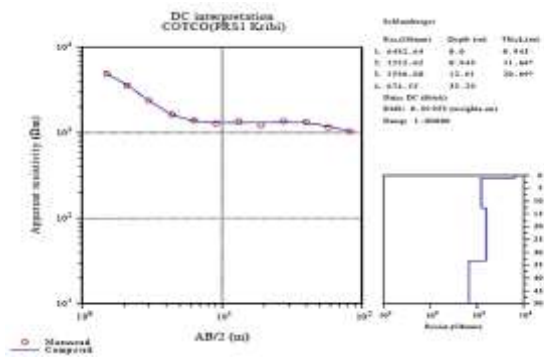
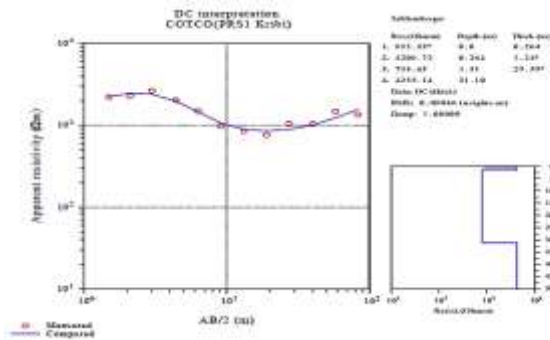
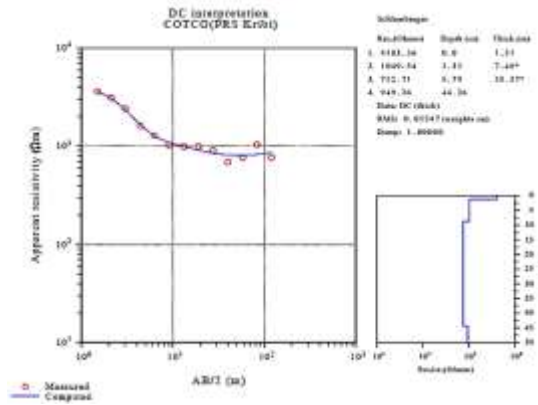
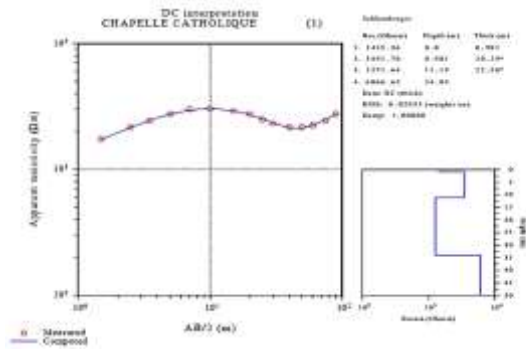
Mois	JAN	FEB	MAR	AVR	MAI	JUIN	JLL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC
P(mm)	50,2	83,4	186,5	207	227,7	143,8	45,9	65,3	240,4	339,8	195,5	61,5
2T (°C)	51,4	52,8	52	52,2	51,6	50	48,2	48,4	49,6	49,8	50,6	50,8

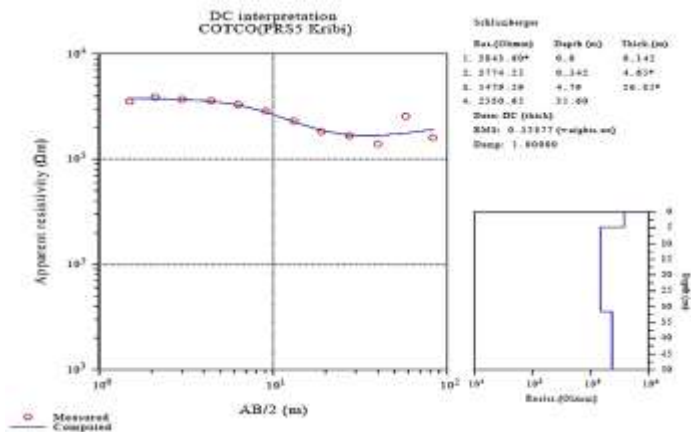
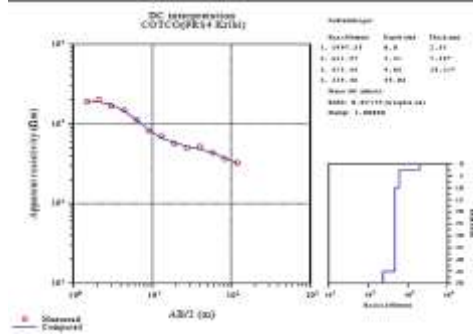
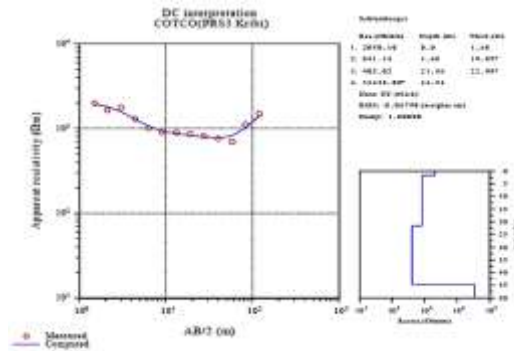
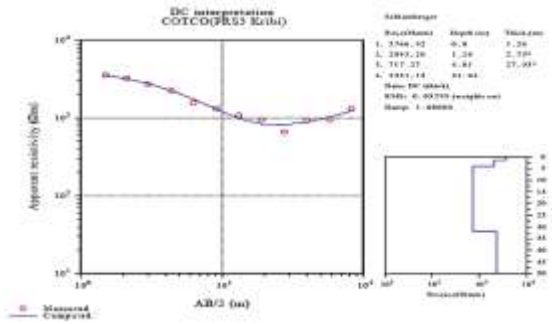
## Annexe 2 : Courbes de sondage électrique vertical



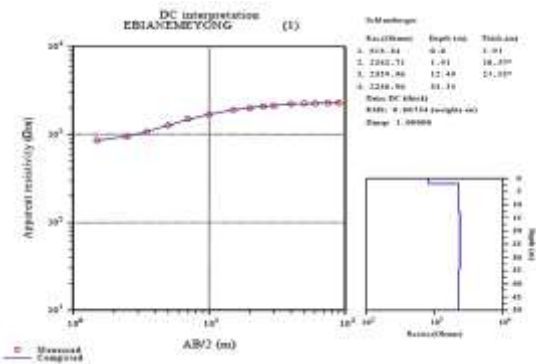
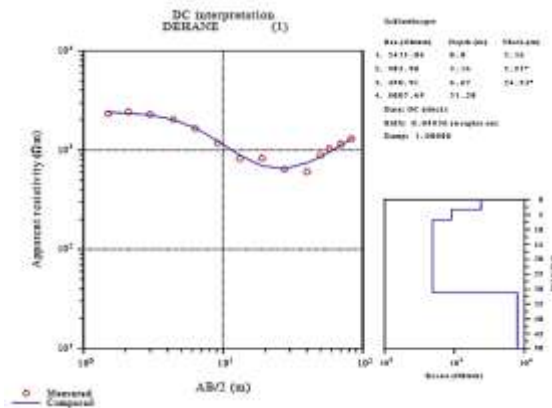
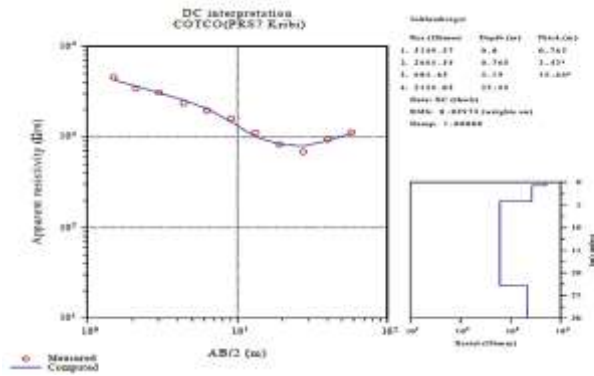
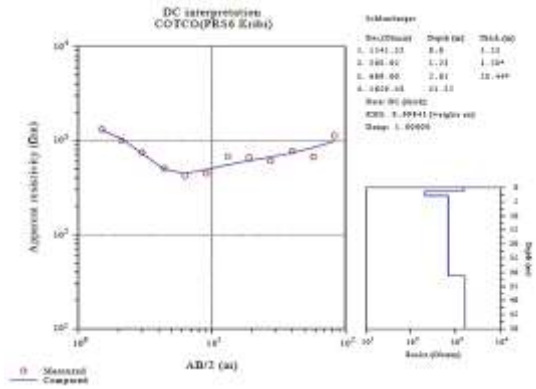


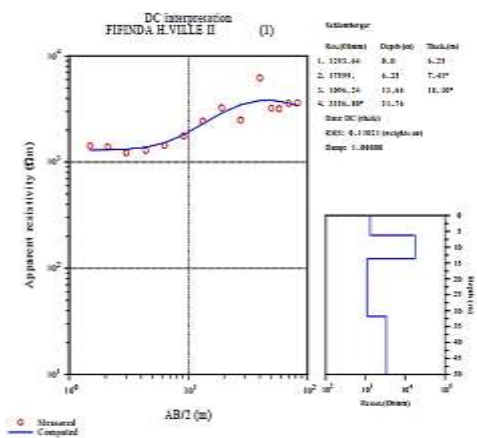
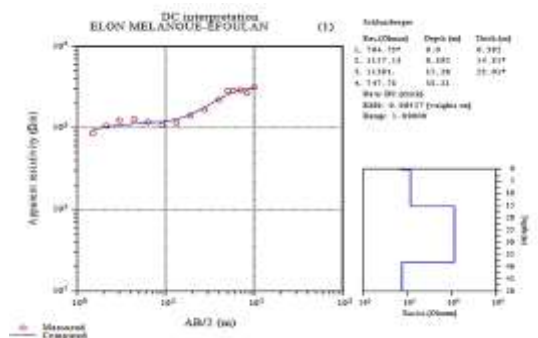
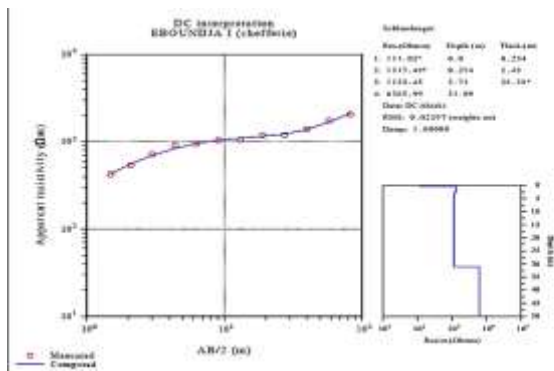
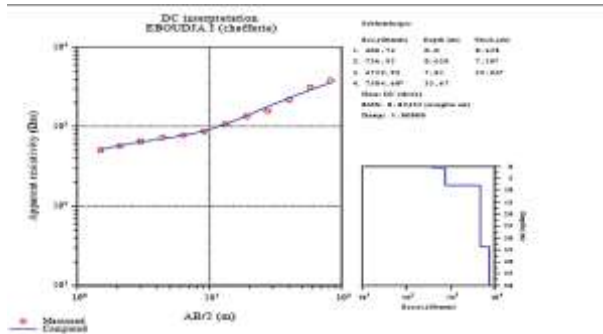


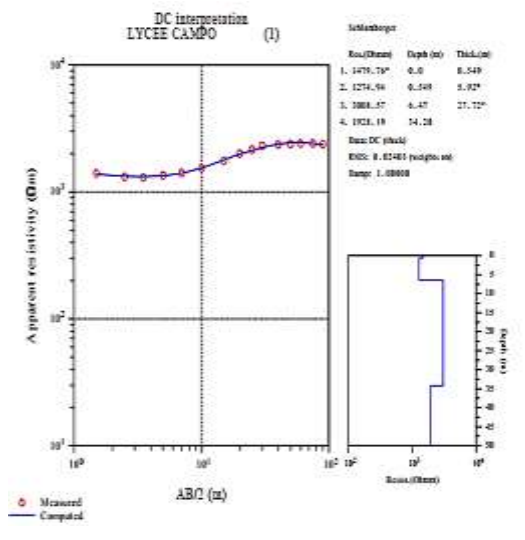
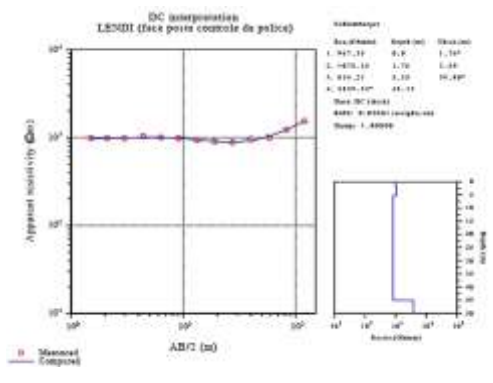
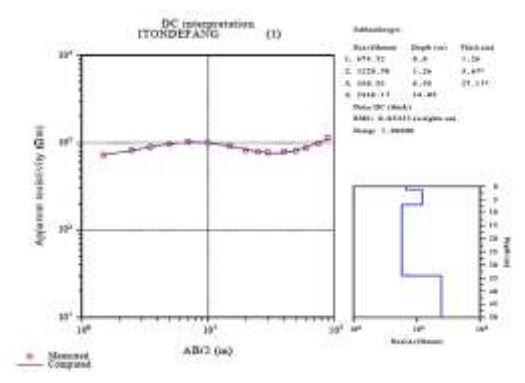
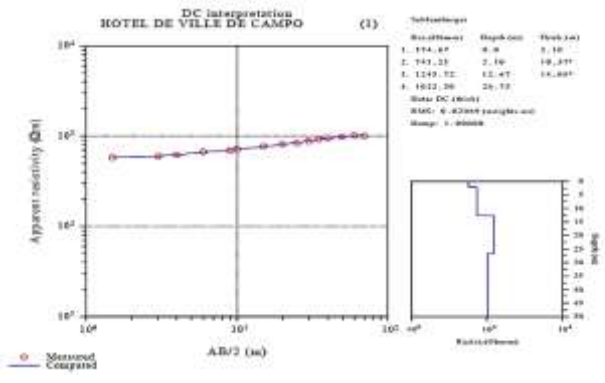


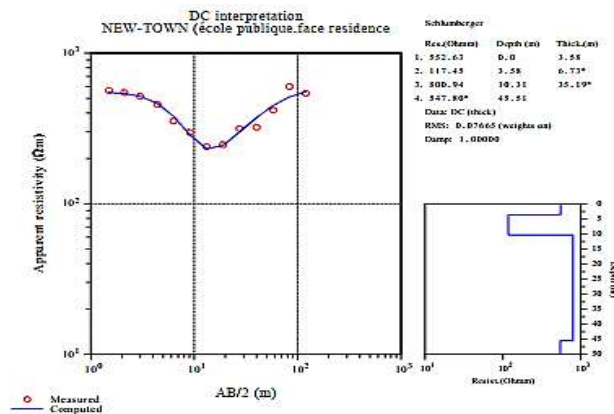
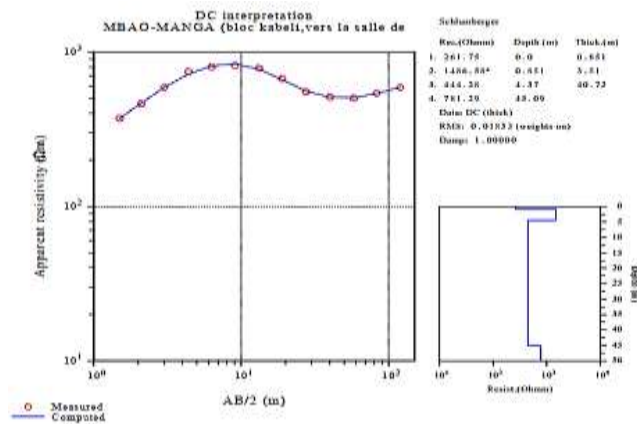
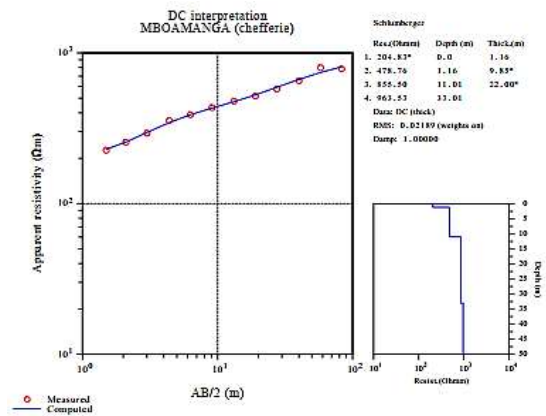
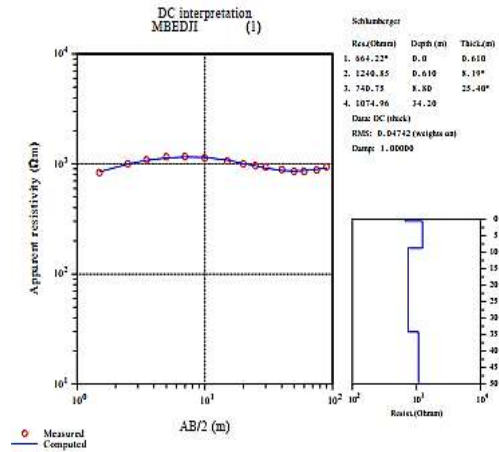


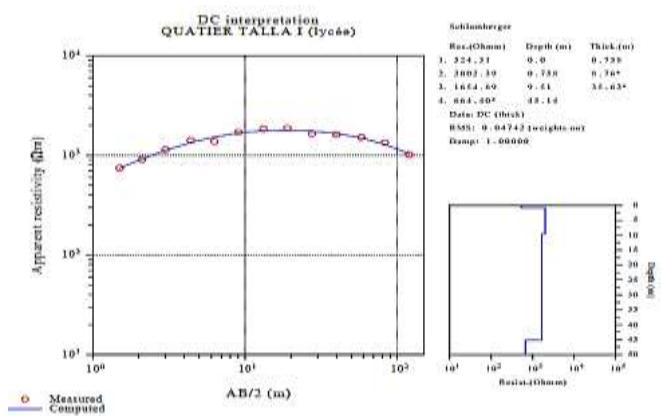
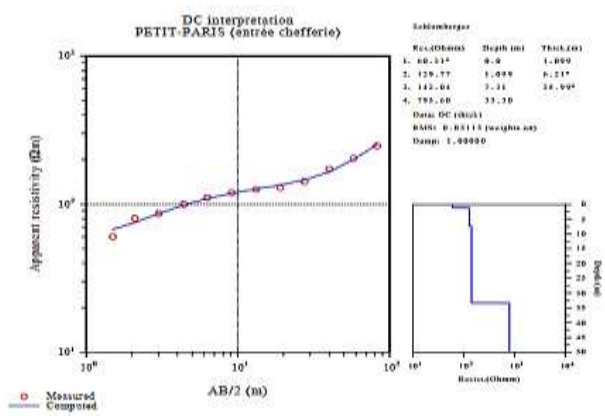
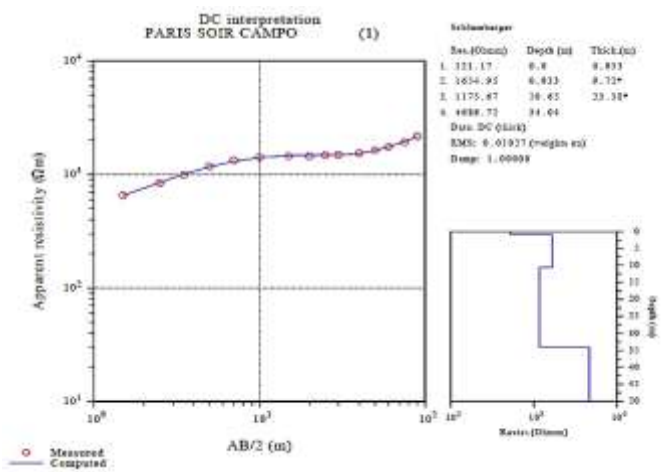
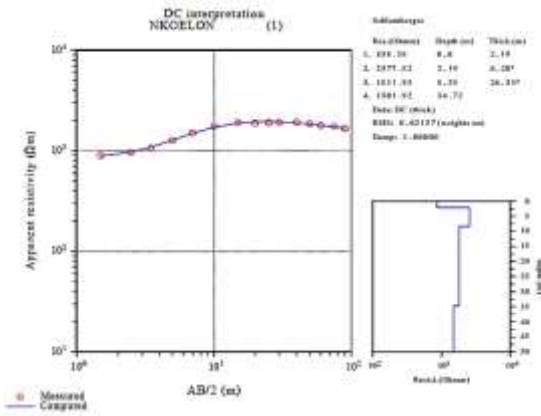


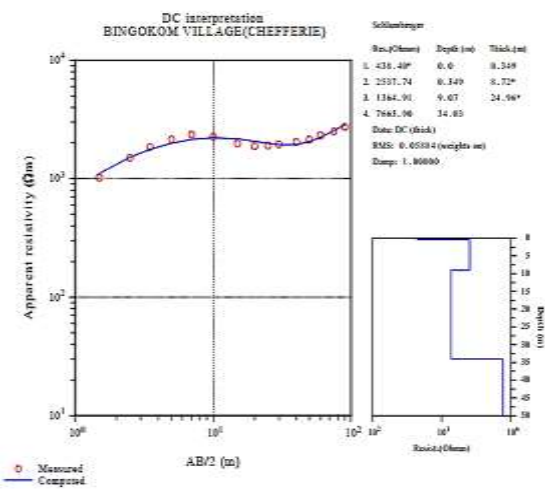
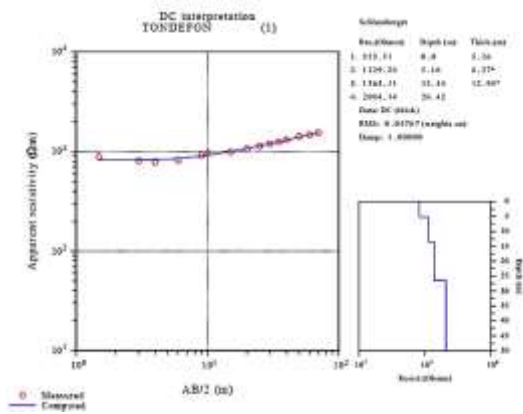
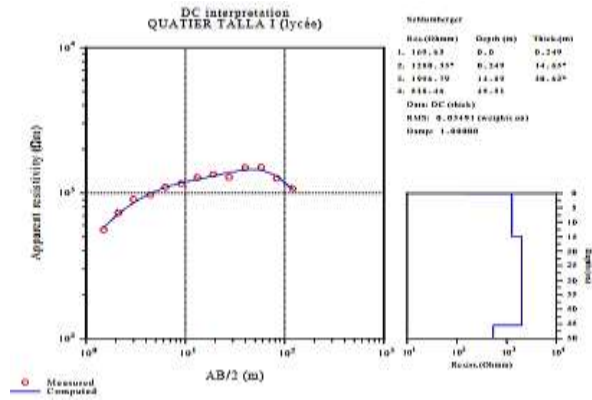


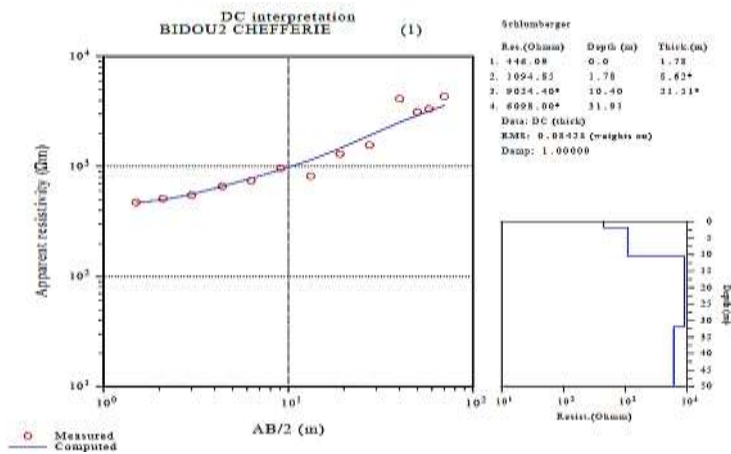
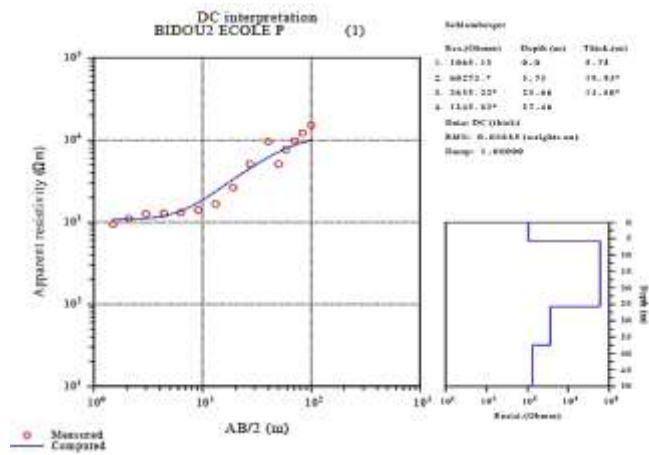
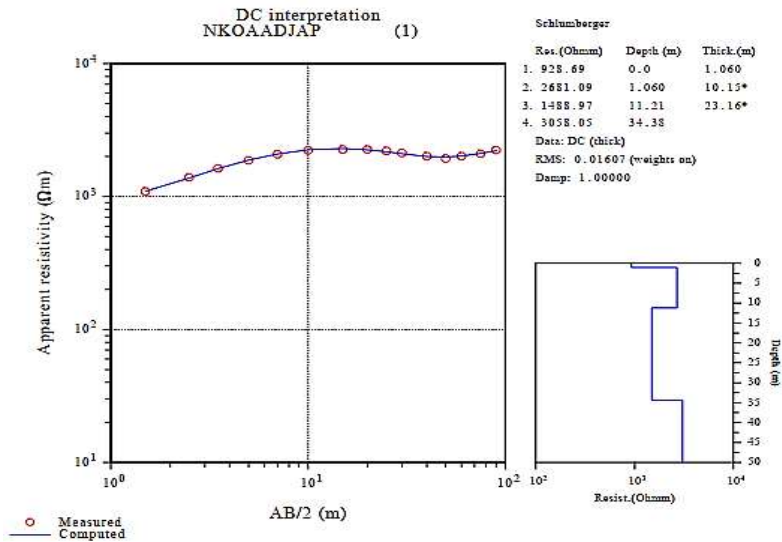












## LISTE DES PUBLICATIONS

Kouamou Njifen, S. R., Enyegue A Nyam, F. M., Bikoro, M. B.-A., Ngouokouo, A. T., & Tabod, C. T. (2022). Modeling groundwater potential zones in the Kribi-Campo region, South Cameroon using geospatial techniques and statistical models. *Modeling Earth Systems and Environment*. <https://doi.org/10.1007/s40808-022-01544-x>.

Kouamou Njifen, S. R., Enyegue A Nyam, F. M., Fossi, D.H., Bikoro, M. B.-A., Ngouokouo, A. T., & Tabod, C. T. (2023). Groundwater potential mapping and mineralization assessment in Campo aquifers, Cameroon using AHP and multivariate statistical analysis. *Environment, Development and Sustainability*. <https://doi.org/10.1007/s10668-023-03289-8> .





# Modeling groundwater potential zones in the Kribi-Campo region, South Cameroon using geospatial techniques and statistical models

Serges Raoul Kouamou Njifen<sup>1</sup> · Françoise Martine Enyegue A Nyam<sup>1</sup> · Marcelin Bi-Alou Bikoro<sup>3</sup> · Anita Tchikangoua Ngouokouo<sup>1</sup> · Charles Tabod Tabod<sup>1,2</sup>

Received: 29 July 2022 / Accepted: 22 September 2022  
© The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature Switzerland AG 2022

## Abstract

The Kribi-Campo region is one of the most attractive areas in Cameroon due to its proximity to the sea. Despite its location, residents still have a lot of trouble getting enough water. The complex bedrock that dominates this area has an impact on the factors affecting groundwater recharge. The main objective of this study is to use the analytical hierarchical process (AHP), frequency ratio (FR), Shannon entropy (SE), and weight of evidence (WofE) through the geographic information systems (GIS) to determine groundwater potential zones in Kribi-Campo region. Fifteen (15) groundwater conditioning factors were selected using conventional, remote sensing and vertical electrical sounding data. Weights were assigned to the conditioning factors and their features based on the AHP, FR, SE and WofE methods, and then integrated into ArcGIS software to generate the groundwater potential maps. The maps that resulted were then classified into four zones: very low, low, moderate and high. The areas under the receiver operating characteristic curves (AUC) were used to evaluate the performance of the models. The results showed that the WofE model (success rate, 78.8%; prediction rate, 85.5%) have higher predictive accuracy, followed by the SE model (success rate, 83.1%; prediction rate, 83.4%), the FR model (success rate, 77.4%; prediction rate, 74.9%) and the AHP model (success rate, 49.3%; prediction rate, 61.9%). This article may serve as a roadmap for hydrogeological explorations and the management of groundwater resources in the study region.

**Keywords** Groundwater · Analytical hierarchical process · Frequency ratio · Shannon entropy · Weight of evidence · Hydrogeological

## Introduction

The lack of drinking water poses a short-term, medium-term and long-term threat to countries around the world. World-wide, and particularly in Cameroon, population growth, industrialization, and agricultural activities are making the demand for drinking water increasingly important (Obiora

et al. 2016; Osinowo and Arowoogun 2020; Gaikwad et al. 2021; Verma and Patel 2021). Access to drinking water in urban and rural areas improves the living conditions of the population. Groundwater is a source of supply to meet the demand for drinking water. This is why it is necessary to map the areas likely to store groundwater. In Cameroon, the population of Kribi-Campo, located in the south of the country, uses surface water for domestic, agricultural, and industrial uses. Surface waters are mostly exposed to pollution (Obiora et al. 2015; José et al. 2021; Ifediegwu 2021). The shortage of drinking water is a serious public health problem. The mapping of areas favourable to the establishment of boreholes remains little explored and much remains to be done in Cameroon. Little research has been done in the effort to characterize groundwater potential zones (GWPZs) in Cameroon (Teikeu Assatse et al. 2016; Tepoule et al. 2021; Elvis et al., 2022; Gouet et al., 2022). The crystalline basement of the study area generally consists of compact and impermeable rocks dating to the Precambrian period

✉ Serges Raoul Kouamou Njifen  
kouamousergeraoul@yahoo.fr

✉ Françoise Martine Enyegue A Nyam  
francem2019@yahoo.com

<sup>1</sup> Department of Physics, University of Yaoundé I, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon

<sup>2</sup> Department of Physics, Faculty of Science, University of Bamenda, Box 39, Bamili, Cameroon

<sup>3</sup> Department of Applied Geophysics, Geology and Mining Exploitation College, University of Ngaoundéré, 455 Ngaoundéré, Cameroon

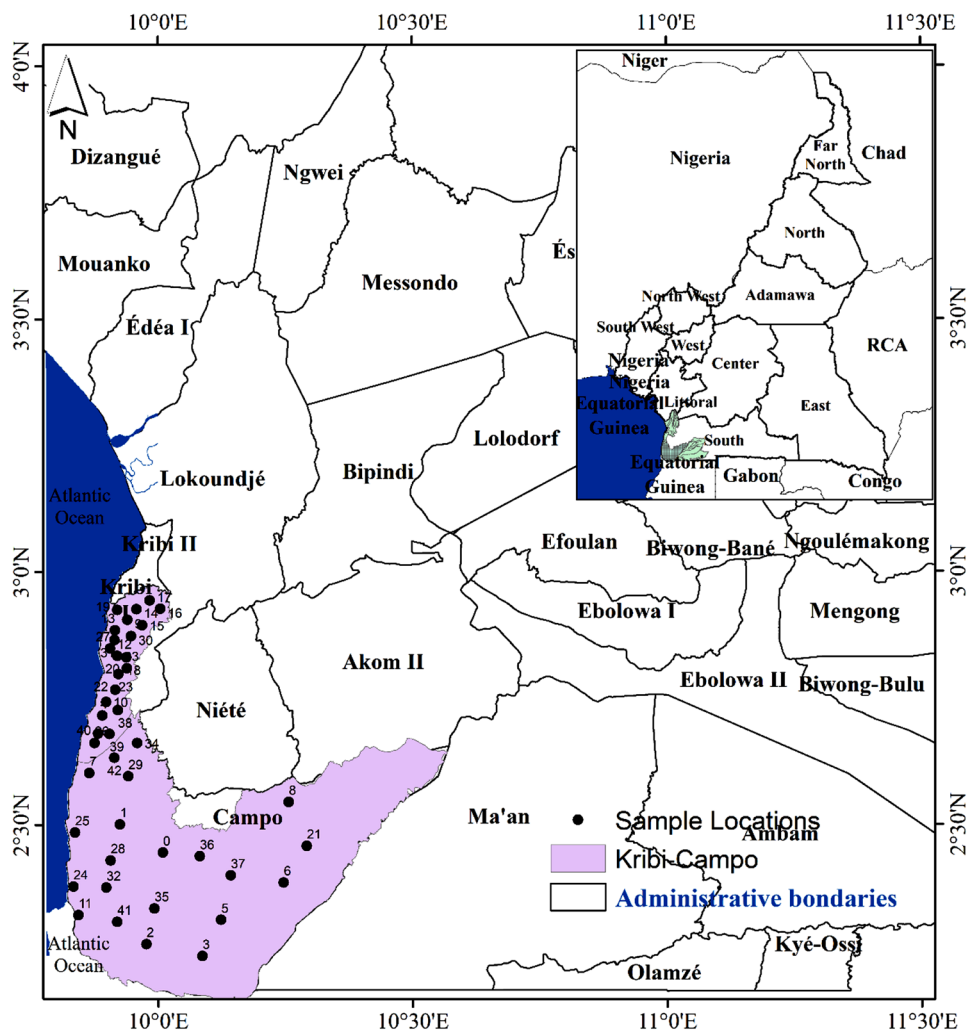
(Tchameni et al. 2001; Soh Tamehe et al. 2021). Aquifers can only form there under exceptional weathering and fracturing conditions. Unfortunately, these strongly altered or fractured zones are discontinuous and random structures (Datta et al. 2020; Omosuyi et al. 2021). These hard rock formations have suffered in places from tectonic stresses, which today give them significant hydrogeological roles (Akame et al. 2020; Ntomba et al. 2020). It would, therefore, be very useful to identify the different zones where the weathering-fracture pair of the underlying bedrock is sufficiently developed to promote the accumulation and circulation of groundwater in quantity. The GWPZs mapping requires the simultaneous use of several prospecting techniques. The geoelectrical resistivity technique is a geophysical method used in numerous studies to characterize groundwater potential zones (Kalaivanan et al. 2019; Youssef 2020a; Bersi and Saibi 2020; Omosuyi et al. 2021; José et al. 2021; Vijayaprabhu et al. 2022). The geoelectrical resistivity technique is the most widely used geophysical method to identify aquifers (Ndatuwong and Yadav 2015; Olubusola et al. 2018; Arunbose et al. 2021). Geoelectric properties from vertical electric sounding (VES) such as longitudinal conductance and transverse resistance have proven to be very useful in delineating aquifer zones (Batayneh 2013; Alabi et al. 2021; Puttiwongrak et al. 2022). Hydraulic conductivity and transmissivity are strongly related to the porosity and permeability of aquifers (Jasrotia et al. 2016; Sattar et al. 2016; Dewandel et al. 2017) and are very important for the characterization of GWPZs (Youssef 2020b; Vijayaprabhu et al. 2022). Geographic information systems (GIS), remote sensing (RS) and vertical electrical sounding are the subject of numerous studies around the world and have produced very satisfactory results in the characterization of groundwater (Joel et al. 2020; Aoudia et al. 2020; Akinluyi et al. 2021; Virupaksha and Lokesh 2021). For the present study, several conditioning factors were used, namely lithology, longitudinal conductance, transverse resistance, coefficient of anisotropy, hydraulic conductivity, transmissivity, rainfall, infiltration rate, density fault, topographic wetness index, topographic roughness index, soil thickness, drainage density, slope, and land use/land cover to delineate the GWPZs from conventional, VES and RS data. In many articles, several researchers have used different statistical, probabilistic, and machine learning models such as Frequency Ratio (Guru et al. 2017; Arun Kumar et al. 2021), Weight of Evidence (Mallick et al. 2021; Ahmed et al. 2021), Shannon Entropy (Al-Abadi 2017; Jenifer and Jha 2017), Certainty Factor (Hou et al. 2018), Analytical Hierarchical Process (AHP) (Saranya and Saravanan 2020; Aykut 2021; Halder and Bandyopadhyay 2022; Asgher et al. 2022; Kom et al. 2022), Multi-Influencing Factor (MIF) (Senapati and Das 2022; Kumari et al. 2022), Naive Bayes Tree (Arabameri et al. 2021), K-Nearest Neighbor (Kumar et al. 2021), Random

Forest (Moghaddam et al. 2020; Sachdeva and Kumar 2021), Support Vector Machine (Pourghasemi et al. 2020), to characterize the GWPZs. The Analysis Hierarchical Process (AHP), Frequency Ratio (FR), Shannon Entropy (SE), and Weight of Evidence (WofE) was selected for this study due to satisfactory results in numerous hydrogeological studies. Rane and Jayaraj (2022) used three statistical models, namely, MIF, WofE and FR, to delineate the aquifer zones. Validation of the groundwater potential maps showed that the MIF model has the best prediction accuracy, followed by the WofE and FR models. (Boughariou et al. 2021; Maity et al., 2022) use the fuzzy AHP, FR and WofE models to characterize GWPZs. The results indicate that each study's FR and WofE models have a better prediction. The receiver operating characteristics (ROC) technique has been used by several researchers to evaluate model performance and validate the GWPZs maps (Chen et al. 2018; Boughariou et al. 2021; Rasool et al. 2022). Recent literature reviews show that GIS-based AHP, FR, SE, and WofE approaches have not yet been used to delineate groundwater potential zones from conventional, RS, and VES data. The main objective of this study is to use four statistical approaches (AHP, FR, SE and WofE) in a GIS environment to determine GWPZs maps in the Kribi-Campo, south Cameroon and then make a comparative analysis of their performance with the ROC technique. This study could help decision-makers put in place mechanisms to limit the shortage of drinking water in the Kribi-Campo region. It could also help hydrogeologists who encounter enormous difficulties during investigations in the study area.

## Study area

The Kribi-Campo region is located in the southern region of Cameroon, between latitudes 2° 22' and 3° 60' and longitudes 9° 80' and 11° 14'. Kribi-Campo is a coastal area that extends into the Atlantic Ocean and covers a geographical area of approximately 2769.7 km<sup>2</sup> (Fig. 1). The hydrographic network is quite dense in the study area. The climate of the region is of the Guinean equatorial type, with four unequal seasons. The rains are abundant and well distributed throughout the year between April and June, with a rather dry month of July and a new rainy season from mid-August to the end of October. The annual rainfall exceeds 2294.4 mm; which could guarantee groundwater recharge. The average annual temperature is above 25.7 °C. The vegetation, consisting of primary forest, is still dense. The Kribi-Campo region is characterized by sedimentary and metamorphic formations. The sedimentary formations date from the Cretaceous-Cenozoic (Agyingi et al. 2019). The geological bedrock consists of metamorphic rocks that date back to the Precambrian

**Fig. 1** Location map of the study area



(Owona et al. 2011; Joseph Martial et al. 2019). These rocks, subjected for millennia to bad weather, have developed a large layer of weathering. Soil thicknesses reach and exceed 35 m in some places.

## Data and methodology

In this study, four statistical models were used to determine groundwater potential zones in the Kribi-Campo region. The results obtained were established based on several steps: data acquisition and preparations of conditioning factors; weight assignment using statistical models, preparation of GWPZs maps and evaluation of their performance. The selection and classification of parameters took an extensive literature review and expert opinion into account. Within a GIS environment, geological, topographical, hydrological, geoelectrical factors and others were employed to create 15 groundwater-affecting factors.

## Data used and preparation of conditioning factors

The 1/500,000 scale geological map of Cameroon has been digitized to generate the lithological units and faults of the study area. The fault density was generated using the digitized faults on the geological map. The density line tool of ArcGIS 10.7 software was used to map fault density from Eq. (1) (Greenbaum 1985):

$$FD = \frac{\sum_{i=1}^n F_i}{A}, \quad (1)$$

where  $F_i$  is the total length of the faults (km) and  $A$  the surface of the study area (km<sup>2</sup>).

Digital terrain model (DEM) data have been acquired on the website (<http://srtm.csi.cgiar.org>). The DEM data were used to generate maps of the drainage density, topographic wetness index (TWI), topographic roughness index (TRI), infiltration rate and slope. The drainage density map was

obtained using the drainage network and calculated from the following equation (Greenbaum 1985):

$$DD = \frac{\sum_{k=1}^m D_k}{A}, \quad (2)$$

where  $D_k$  is the total drainage length (km) and  $A$  is the study area ( $\text{km}^2$ ).

Drainage density and frequency streams are directly related to infiltration rate (Fanira 1968). The infiltration rate in the study area was calculated from the following equations:

$$F_s = \frac{Q_s}{A} \quad (3)$$

$$IR = DD \times F_s, \quad (4)$$

where  $IR$  = infiltration rate,  $F_s$  = stream frequency;  $Q_s$  = total number of stream segments of all orders;  $A$  = area of the study area.

The TRI is a topographic parameter that influences the potential for surface water accumulation and runoff. The following equation was used to produce it.

$$TRI = \left( \sum (y_c - y_i)^2 \right)^2, \quad (5)$$

where  $y_c$  is the elevation of a central cell and  $y_i$  is the elevation of one of eight neighbouring cells. TWI makes it possible to evaluate the water storage potential. It was generated from Eq. (6):

$$TWI = \ln\left(\frac{U}{\tan S}\right), \quad (6)$$

where  $U$  is the upslope and  $S$  is the angle of the slope at a point.

Drilling data and vertical electrical soundings (VES) were collected by the companies China geo-engineering corporation in Cameroon (CGC-CAM) and Geofor SA. VES data were collected at 41 sites throughout the research region using the Schlumberger electrode configuration with a maximum half-current electrode spacing ( $AB/2$ ) of 120 m. VES data was interpreted using Jointem 1.4 inversion software (Pirttijärvi 2010). The resistivity  $\rho_i$  and the thickness  $h_i$  are two fundamental parameters which can describe an electrical layer. The true resistivities and the thicknesses of the layers obtained after the inversion of the apparent resistivities made it possible to calculate the parameters of Dar-Zarrouk, the coefficient of anisotropy and the aquifer parameters. Geoelectric parameters such as longitudinal conductance, transverse resistance, transverse resistivity ( $\rho_t$ ) and longitudinal resistivity ( $\rho_l$ ) are obtained from the resistivity and thickness of a layer derived from VES data (Vijayaprabhu et al. 2022). For a geoelectric section made up of  $n$  layers, we obtain:

Total longitudinal unit conductance:

$$S = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\rho_i} \quad (7)$$

Total transverse unit resistance:

$$T = \sum_{i=1}^n h_i \rho_i \quad (8)$$

The longitudinal resistivity ( $\rho_l$ ) and the transverse resistivity ( $\rho_t$ ) are defined from the total thickness ( $H$ ):

$$\rho_l = \frac{H}{S} \quad (9)$$

and

$$\rho_t = \frac{T}{H} \quad (10)$$

The coefficient of anisotropy, or the level of variability in a bedrock, is introduced through transverse and longitudinal resistivities (Ndatuwong and Yadav 2015). The expression of the anisotropy coefficient is defined as follows:

$$A = \sqrt{\frac{\rho_t}{\rho_l}} \quad (11)$$

Hydraulic conductivity is the speed at which a fluid will pass through an isotropic or anisotropic medium (Akin-torinwa et al. 2020). The resistivities of aquifers made it possible to estimate the values of hydraulic conductivities in the study area. The hydraulic conductivity was calculated from the equation of (Singh 2005), for aquifers located in fissured hard rocks.

$$K = 8 \times 10^{-6} e^{-0.0013 \rho_a}, \quad (12)$$

where  $\rho_a$  is the resistivity of the aquifer.

Transmissivity is the capacity of the aquifer to allow the circulation of water throughout its thickness. The hydraulic conductivity and thickness of the aquifer are combined to make the calculation (Jasrotia et al. 2016).

$$TR = K \times h, \quad (13)$$

where  $h$  is the thickness of the aquifer.

Soil thickness data were acquired from borehole data. The Climate Website Research Unit ([www.cru.uea.ac.uk/data](http://www.cru.uea.ac.uk/data)) provided rainfall data for a period from 2011 to 2020. The Inverse Distance Weighted (IDW) interpolation method in ArcGIS software was used to generate the rainfall, soil thickness, longitudinal conductance, transverse resistance, coefficient of anisotropy, hydraulic conductivity and transmissivity maps. The Landsat 8 OLI image with a resolution of  $30 \text{ m} \times 30 \text{ m}$ , acquired on 09/04/2017, was uploaded to the

United States Geological Survey Earth Explorer website ([www.earthexplorer.usgs.gov](http://www.earthexplorer.usgs.gov)) and was used to extract the land use/land cover map by supervised classification using the ERDAS Imagine software. Borehole data was used for the training and validation of various models. To train the models, 29 borehole samples (70%) were chosen at random and 12 samples (30%) were used to assess their performance. As part of this study, ArcGIS, ERDAS, Jointem and Python software were used for data processing and map preparation. All conditioning factors were projected in UTM coordinates, zone 33 N and resampled with a cell size of 30 × 30 m.

## Methodology

### Modelling approach using statistical models

**Weight assignment using the AHP model** The weights of the different conditioning factors and their feature were calculated from the AHP using the following steps: assignment of weights to the different conditioning factors and features, normalization of the weights, to test the consistency of the obtained solution. AHP is a multi-criteria analysis method that requires a pairwise comparison of the different criteria from a square matrix. The AHP indicates the relative importance of each criterion compared to another (Doke et al. 2021). The pairwise comparison matrix (PCM) is established based on an adequate Saaty scale between 1 and 9 (Table 1). The assignment of the weight of each criterion and their features are the most important in the decision analysis (Saaty 1990). A thorough literature review and expert opinion were considered in the assignment of weights

to each conditioning factor (Haile et al. 2022; Ghosh et al. 2022; Roy et al. 2022; Das et al. 2022; Moodley et al. 2022). The outcome of this method is highly dependent on assigning an appropriate weight and is crucial in determining the likelihood of each criterion operating (Ramos et al. 2014). The normalization was performed by calculating the average geometry of each line of the PCM, to have a common scale.

$$Y = \begin{bmatrix} y_{11} & y_{12} & y_{1n} \\ y_{21} & y_{22} & y_{2n} \\ y_{1n} & y_{n2} & y_{nn} \end{bmatrix} \tag{14}$$

$$V_n = \frac{GM_n}{\sum_{n=1}^N GM_n} \tag{15}$$

Or  $V_n$  is the normalized weight of the  $n$ th row.

$$GM_n = \sqrt[N]{y_{1n}y_{2n} \dots \dots y_{nn}} \tag{16}$$

Or,  $GM_n$  is the mean geometry of the  $n$ th row of the comparison matrix.

Once the normalized matrix was established, the eigenvalue ( $\lambda_{max}$ ) was calculated from the eigenvectors of each criterion, to test the consistency of the solution obtained (Muralitharan and Palanivel 2015).

$$\lambda_{max} = \sum_{n=1}^N \frac{Y \times V_n}{N \times V_n} \tag{17}$$

The coherence index (CI) and the coherence ratio (CR) were calculated to test the level of coherence of the weights attributed to each criterion (Kom et al. 2022), from the following equations (Saaty 1990):

$$CI = \frac{\lambda_{max} - N}{N - 1}, \tag{18}$$

where  $N$  = number of criteria used.

$$CR = \frac{CI}{RI}, \tag{19}$$

where  $RI$  is the random inconsistency and its values are shown in Table 2. To generate the GWPZ map, the groundwater potential index (GWPI) was calculated from the weight of the features derived from the AHP method multiplied by the weight of each criterion.

**Table 1** Scale for the pairwise comparison (Saaty, 1980)

Intensity of importance	Definitions
1	Equal importance
2	Equal to moderate importance
3	Moderate importance
4	Moderate to strong importance
5	Strong importance
6	Strong to very strong importance
7	Very strong importance
8	Very to extremely strong importance
9	Extreme importance
2, 4, 6, 8	Intermediate values between two adjacent numbers

**Table 2** Random consistency index

N	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
RI	0	0.52	0.9	1.12	1.24	1.32	1.41	1.45	1.49	1.51	1.53	1.56	1.57	1.59

Source: (Saaty 1980)

$$\text{GWPI} = \sum_{n=1}^N V_n R_n. \quad (20)$$

**Weight assignment using FR model** The FR model represents one of the most diverse statistical techniques as it measures the probability of occurrence between dependent and independent variables (Bonham-Carter 1994). In this study, to delineate the GWPZs, the FR model is built on the correlations observed between groundwater conditioning factors and existing boreholes data (Razandi et al. 2015). The number of boreholes in each class determines how much weight each class receives. In most cases, a frequency ratio greater than 1 indicates a high correlation or high groundwater potential, and vice versa (Oh et al. 2010). The expression of the FR model was calculated from the following equation (Ozdemir 2011a):

$$\text{FR} = \frac{\frac{F}{G}}{\frac{H}{I}}, \quad (21)$$

where  $F$  is the number of pixels with groundwater boreholes for each criterion,  $G$  is the total number of boreholes used for model training,  $H$  is the number of pixels for the parameter class area, and  $I$  is the total number of pixels in the study area and FR is the frequency ratio of a class. The prediction rate (PR) for each parameter was calculated with the following equation (Althwaynee et al. 2014) to determine the impact of each influencing parameter on the final GWPZ map.

$$\text{PR} = (\text{RF}_{\max} - \text{RF}_{\min}) / (\text{RF}_{\max} - \text{RF}_{\min}) \text{Min} \quad (22)$$

where RF is the integer value of the percentage of FR for each class. All conditioning factors have been further reclassified and replaced by the RF value of each class. Groundwater potential indexes were calculated by multiplying the PR value of each conditioning factor and the values of each associated class. The following equation was used to create the final GWPZ map using the Raster Calculator tool in ArcGIS software (Arshad et al. 2020).

$$\begin{aligned} \text{GWPI} = & \text{SLP}_{\text{RF}} * 5.3 + \text{IR}_{\text{RF}} * 4.9 + \text{ST}_{\text{RF}} * 8.4 + \text{A}_{\text{RF}} * 2.7 + \text{T}_{\text{RF}} * 9.4 \\ & + \text{S}_{\text{RF}} * 4.7 + \text{K}_{\text{RF}} * 10.5 + \text{TR}_{\text{RF}} * 14.3 + \text{FD}_{\text{RF}} * 5.6 + \text{DD}_{\text{RF}} * 3.2 \\ & + \text{TRI}_{\text{RF}} * 1 + \text{TWI}_{\text{RF}} * 1.5 + \text{RF}_{\text{RF}} * 7.5 + \text{LI}_{\text{RF}} * 7.6 + \text{LULC}_{\text{RF}} * 52.2 \end{aligned} \quad (23)$$

**Weight assignment using Shannon's Entropy model** Entropy is a measure of how disorder, instability, imbalance, and uncertainty affect a system (Yufeng and Fengxiang 2009). To create an entropy model for information theory, Claude Shannon refined Boltzmann's principle of thermodynamics (Ahmed et al. 2021). Entropy is a measure of the amount of

information contained in a random variable in information theory (Al-Abadi 2017). For the present study, the entropy model is used to determine the values of occurrence parameters that influence aquifer recharge. These values are used to calculate the weight index of the system (Jaafari et al. 2014). The information coefficient of each conditioning factor was calculated using the following equations.

$$P_{ij} = \frac{\text{FR}_{ij}}{\sum_{j=1}^{S_j} \text{FR}_{ij}}, \quad (24)$$

where FR is the frequency ratio, and  $P_{ij}$  is the probability density.

$$H_j = - \sum_{i=1}^{S_j} (P_{ij}) \log_2 P_{ij}, j = 1, \dots, n \quad (25)$$

$$H_{j\max} = \log_2 S_j \quad (26)$$

$$I_j = \frac{H_{j\max} - H_j}{H_{j\max}}, j = 1, \dots, n \quad (27)$$

$$W_j = I_j \text{FR}_{ij}. \quad (28)$$

$H_j$  and  $H_{j\max}$  are the entropy values,  $S_j$  is the number of classes in each conditioning factor,  $I_j$  is the information coefficient, and  $W_j$  is the weighting value of each influence parameter. The following equation was used to obtain the Groundwater potential index from the Raster Calculator tool of the ArcGIS software:

$$\begin{aligned} \text{GWPI} = & \text{SLP} * 0.109 + \text{IR} * 0.054 + \text{ST} * 0.049 + \text{A} * 0.005 \\ & + \text{T} * 0.1 + \text{S} * 0.019 + \text{K} * 0.037 + \text{TR} * 0.057 \\ & + \text{FD} * 0.106 + \text{DD} * 0.01 + \text{TRI} * 0.002 \\ & + \text{TWI} * 0.0049 + \text{RF} * 0.199 + \text{LI} * 0.121 + \text{LULC} * 0.127. \end{aligned} \quad (29)$$

**Weight assignment using the weight of evidence model** Weight of evidence is a statical method based on

Bayes' conditional probability theory (Ozdemir 2011b). The idea of this method is to use observations of known events (prior probability) to calculate the probabilities of various hypothetical causes (posterior probability) (Al-Abadi 2015). The WofE approach describes how existing boreholes and groundwater conditioning parameters are related (Ahmed

et al. 2021). The WofE method consists of estimating the weight of the presence ( $W^+$ ) or absence ( $W^-$ ) of each class of conditioning parameter based on the presence of boreholes in the study area (Ozdemir 2011a). The weights of evidence ( $W^+$ ) and ( $W^-$ ) were calculated from the following equations (Barbieri and Cambuli 2009):

$$W^+ = \ln \left[ \frac{E/F}{G - E/H - F} \right] \tag{30}$$

$$W^- = \ln \left[ \frac{I/F}{J - I/H - F} \right], \tag{31}$$

where  $E$ —is the number of boreholes in the class,  $F$ —is the total number of boreholes in the study area,  $G$ —the number of pixels in the class;  $H$ —is the total number of pixels in the study area,  $I$ —total number of boreholes in the other classes and  $J$ —the total number of pixels in the other classes. The contrast ( $C$ ) is then calculated as the difference between  $W^+$  and  $W^-$  (Ozdemir and Altural 2013). When the value  $C$  is equal to zero, the class studied is not important for the analysis, while a positive contrast indicates a positive spatial correlation, and conversely when the contrast value is negative (Corsini et al. 2009). The standard deviation of the contrast is calculated using the following formula:

$$S(C) = \sqrt{S^2(W^+) + S^2(W^-)}, \tag{32}$$

where  $S^2(W^+)$  represents the variance of the positive weights of the influencing factors and  $S^2(W^-)$  represents the variance of the negative weights of the influencing factors (Zeinivand and Ghorbani Nejad 2018). The variances of the conditioning parameters can be estimated as follows:

$$S^2(W^+) = \frac{1}{E} + \frac{1}{G - E} \tag{33}$$

$$S^2(W^-) = \frac{1}{I} + \frac{1}{(H - G) - (F - E)} \tag{34}$$

The studentized contrast, which is used as a measure of confidence, can be calculated as follows:

$$\tau = \frac{C}{S(C)} \tag{35}$$

The weighted maps of each conditioning factor were superimposed and summed to produce a groundwater potential index (Al-Abadi 2015).

$$\begin{aligned} \text{GWPI} = & \text{SLP}_\tau + \text{IR}_\tau + \text{ST}_\tau + \text{A}_\tau + \text{T}_\tau + \text{S}_\tau \\ & + \text{K}_\tau + \text{Tr}_\tau + \text{FD}_\tau + \text{DD}_\tau + \text{TR}_\tau \\ & + \text{TWI}_\tau + \text{RF}_\tau + \text{LI}_\tau + \text{LULC}_\tau \end{aligned} \tag{36}$$

### Models' validation

In this study, the receiver operating characteristics (ROC) is the metric that was used to evaluate the performance of the AHP, FR, SE and WofE models. This metric was calculated from a confusion matrix (Fawcett 2006). The confusion matrix is a square matrix that reports the possible values of true positives (TP), true negatives (TN), false positives (FP), and false negatives (FN) from the correct and incorrect events and non-borehole events (Miraki et al. 2019). The ROC curve is a graph that shows how the true positive rates (sensitivity) and false positive rates (specificity) vary for a model when the threshold is changed and thus allows visualizing the performance of classifiers (Fawcett 2006). To measure model performance from the ROC curve, the area under the ROC curve (AUC) must be calculated (Hand and Till 2001). The area under the ROC curve can be plotted from the training data, in which case it is defined as the success rate and when plotted from the testing data it is defined as the prediction rate (Rasool et al. 2022). The AUC value varies between 0 and 1. A value close to 1 indicates better performance (Golkarian et al. 2018). The ROC curve was obtained from the following equations.

$$\text{Sensitivity} = \frac{\text{TP}}{\text{TP} + \text{FN}} \tag{37}$$

$$\text{Specificity} = \frac{\text{TN}}{\text{TN} + \text{FP}}. \tag{38}$$

## Results and discussion

### Groundwater conditioning factor maps

Lithology (LI), fault density (FD), drainage density (DD), infiltration rate (IR), slope (SL), topographic roughness index (TRI), topographic wetness index (TWI), longitudinal conductance ( $S$ ), transverse resistance ( $T$ ), coefficient of anisotropy ( $A$ ), hydraulic conductivity ( $K$ ), transmissivity (TR), soil thickness (ST), rainfall (RF) and land use/land cover (LULC) were considered as factors that can influence groundwater recharge.

### Lithology

The infiltration and circulation of groundwater generally depend on the porosity and permeability of certain rock types (Al-Abadi 2015). Geology plays a key role in characterizing suitable groundwater (Ifediegwu 2021). The lithology of the study area is characterized by several rocks,

namely, sedimentary cover, micaschists, gneiss and amphibolite gneiss and Tonalite-Trondjemite-Granodiote (TTG) and charnockitic suite, which cover 61.2 km<sup>2</sup> (1.9%), 188.6 km<sup>2</sup> (6.1%), 1282.8 km<sup>2</sup> (41.5%), 337.8 km<sup>2</sup> (10.9%) and 1221.2 km<sup>2</sup> (39.5%) of the area of the region (Fig. 2a). Groundwater circulation and recharge are impeded by hard, impermeable rocks. Due to their high porosities, sedimentary formations have a greater influence on the groundwater potential zone.

### Fault density

Tectonic lineaments are pathways from surface water or precipitation to groundwater. If connected to an aquifer, faults enhance groundwater potential (Kumar et al. 2021). The fault density values in the study area range from 0 to 7.3 km/sq km, and were divided into four categories in the study area: 7.3–5.1 km/sq km (high), 5.1–3.3 km/sq km (moderate), 3.3–0.18 km/sq km (low) and 0.67–0.18 km/sq km (very low) (Fig. 2b). High fault density areas have the most significant effects on groundwater potential.

### Drainage density

Drainage density is a key factor in locating groundwater storage locations. The surface runoff, porosity, and permeability of soil are strongly related to drainage density (Kanagaraj et al. 2019). In the study area, the drainage density varies from 0 to 5.06 km/sq km and has been reclassified into five distinct classes: 0–0.63 km/sq km (very low), 0.63–1.31 km/sq km (low), 1.31–2.06 km/sq km (moderate), 2.06–3.06 km/sq km (high) and 3.06–5.06 km/sq km (very high) (Fig. 2c). High drainage density areas have a high runoff, which results in low groundwater recharge (Murmu et al. 2019; Doke et al. 2021).

### Infiltration rate

The infiltration process regulates runoff, soil moisture and percolation (Ibrahim-Bathis and Ahmed 2016). The infiltration rate of the study area varies from 0 to 0.99 and was divided into five categories: 0–0.07 (very low), 0.07–0.15 (low), 0.15–0.25 (moderate), 0.25–0.46 (high), and 0.46–0.99 (very high), covering 999.2 km<sup>2</sup> (36.5%), 1165.3 km<sup>2</sup> (42.3%), 440.2 km<sup>2</sup> (16.1%), 120.1 km<sup>2</sup> (4.4%) and 19.2 km<sup>2</sup> (0.7%) of the study area (Fig. 2d). A very high infiltration rate is important for groundwater recharge (Arefin 2020).

### Slope

The slope is a key component of the ground that indicates an elevation change (Githinji et al. 2022). Because it directly affects surface water penetration, the slope is an essential factor in groundwater recharge. The study area was subdivided into five zones according to their slopes: 0°–4° (very low), 4°–10° (low), 10°–20° (moderate), 20°–30° (high), > 30° (very high) (Fig. 2e). Very low slopes cover the largest area (1716.4 km<sup>2</sup>), followed by low (685.5 km<sup>2</sup>), moderate (320.4 km<sup>2</sup>), high (231.9 km<sup>2</sup>) and very high (85.2 km<sup>2</sup>) (Fig. 2e). The slope greatly influences rainfall infiltration, and the higher it is, the higher the runoff and the groundwater potential becomes very low (Yeh et al. 2016).

### Topographic roughness index

The TRI expresses the degree of altitude difference between neighbouring cells (Riley et al. 1999). The TRI values for the study area range from 0.01 to 0.99 and have been classified into three distinct categories: 0.01–0.41 (low), 0.41–0.55 (moderate) and 0.55–0.99 (high) (Fig. 2f). A low value of the roughness index implies a high-water storage potential due to a low slope. Low TRI values are good indicators of the groundwater potential zones (Arulbalaji et al. 2019).

### Topographic wetness index

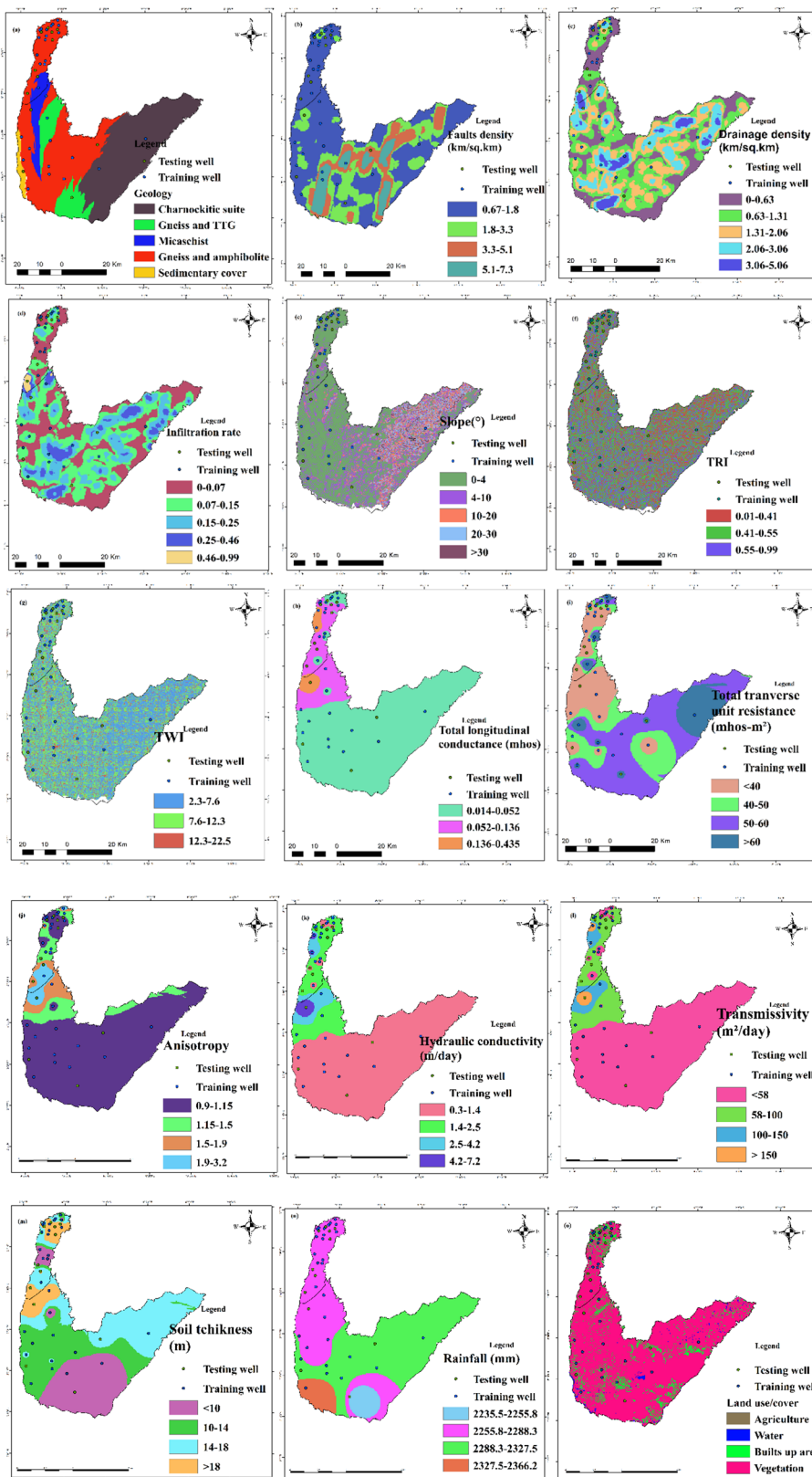
TWI is frequently used to describe how topography affects the amount and location of saturated zones that generate runoff (Saha 2017). The TWI is an essential parameter to describe the influence of topography on hydrological processes (Mallick et al. 2019). The TWI map has been classified into three distinct classes: 2.27–7.6 (low), 7.6–12.3 (moderate) and 12.3–22.5 (high) (Fig. 2g). The results show an area of 1703.9 km<sup>2</sup> (53.3%), 1021.3 km<sup>2</sup> (36.08%) and 319.5 km<sup>2</sup> (10.6%). Higher TWI values suggest a lower slope and a very high probability of groundwater potential (Nampak et al. 2014).

### Longitudinal conductance

Table 3 presents the longitudinal conductance values derived from VES of the Kribi-Campo region, south Cameroon. The longitudinal conductance values of the study area vary from 0.014 to 0.44 mhos. The longitudinal conductance map is classified into (0.014–0.052 mhos) low, (0.052–0.136 mhos) moderate, and (0.136–0.44 mhos) high (Fig. 2h). The low and moderate transmissivity values



**Fig. 2** Groundwater is influenced by geological, geoelectric, topographical, hydrological. Lithology (a), fault's density (b), drainage density (c), infiltration rate (d), slope (e), topographic roughness index (f), topographic wetness index (g), longitudinal conductance (h), transverse resistance (i), anisotropy (j), hydraulic conductivity (k), transmissivity (l), soil thickness (m), rainfall (n), land use/land cover (o)



**Table 3** Results of the aquifers properties of the VES points

VES	Resistivity ( $\rho_1/\rho_2 \dots/\rho_n$ ) ( $\Omega$ m)	Thickness ( $h_1/h_2 \dots/h_n$ ) (m)	Aquifers resistivity	Hydraulic conductivity (m/day)	Transmissivity ( $m^2/day$ )
1	897.11/3161.18/1556.96/6302.4	0.93/4.17/29.37	1556.96	1.05	36.193
2	358.98/1115.95/940.72/488.38	0.5/9.63/24.14	940.72	2.35	80.558
3	1203.4/3294.25/225.49/304.76	0.3/4.22/26.85	225.49	5.96	186.905
4	509.23/2827.25/85.93/217.48	0.2/6.5/24.43	85.93	7.17	223.05
5	67.79/1899.07/88.71/366.86	0.7/6.24/38.01	88.71	7.12	320.4
6	713.78/1584.22/733.36/1652.25	0.53/7.65/25.89	733.36	3.08	104.93
7	518.58/1195.25/2480.7/5046.64	0.73/10.58/23.39	2480.7	0.31	10.757
8	103.98/259.2/8316.99/758.08	0.4/9/13	259.2	2.98	66.84
9	187.09/552.57/1788.35/241.93	1.08/12.53/31.77	552.57	5.84	265.01
10	1433.36/3491.7/1271.64/6066.62	0.9/10.29/22.86	1271.64	1.53	52.08
11	4103.36/1049.54/752.71/949.36	1.3/7.38/35.57	752.71	3	133.08
12	885.83/4208.72/788.65/4255.14	0.3/1.24/29.59	788.65	2.86	88.946
13	6482.64/1252.62/1586.6/674.55	0.9/11.66/20.69	1586.6	1.01	33.62
14	3766.42/2043.26/717.27/2321.13	1.26/2.75/27.93	717.27	3.14	100.29
15	2040.1/814.14/405.02/33438	1.68/19.89/22.98	405.02	4.72	210.22
16	1997.55/611.27/473.45/235.46	2.51/7.35/35.21	473.45	4.32	194.65
17	3843.6/3774.25/1479.59/2380.64	0.15/4.65/26.81	1479.59	1.16	36.65
18	1541.22/208.92/689/1649.48	1.23/1.58/28.44	689	3.26	101.87
19	5149.57/2684.34/604.63/2128.5	0.7/3.43/18.66	604.63	3.64	83.17
20	818.84/2262.71/2339.96/2286.96	1.91/10.57/21.85	2339.96	0.4	13.73
21	406.74/756.93/4739.95/7584.6	0.6/7.18/25.86	756.93	2.99	100.67
22	111.02/1317.48/1133.45/6285.99	0.25/2.45/28.86	1133.45	1.83	56.89
23	574.67/741.23/1245.72/1022.3	2.1/10.57/14.08	1022.3	2.11	56.44
24	678.32/1220.85/580.93/2440.17	1.26/5.67/27.11	580.93	3.75	127.68
25	967.35/1078.25/814.21/3839.23	1.76/3.59/39.8	814.21	2.77	125.06
26	342.82/1289.6/597.21/6901.8	0.8/1.16/41.61	597.21	3.68	73.6
27	1479.76/1274.94/3008.57/1928.19	0.54/5.92/27.72	1245.72	0.68	23.25
28	664.22/1240.85/740.75/1074.96	0.61/8.19/25.4	740.75	3.05	104.31
29	261.75/1486.58/444.28/781.29	0.8/3.51/40.72	444.28	4.49	202.45
30	204.83/478.76/855.5/963.53	1.16/9.85/22	855.5	2.63	86.816
31	1066.08/2108.21/1884.41/2704.49	0.61/9.47/23.94	1884.41	0.69	23.598
32	552.63/117.45/800.94/547.8	3.58/6.73/35.19	800.94	3.92	178.39
33	445.35/799.86/486.84/9546	0.3/7.07/29.99	486.84	4.24	84.8
34	928.69/2681.09/1488.97/3058.05	1.06/10.15/23.16	1488.97	1.15	39.53
35	858.58/2577.82/1811.93/1501.92	2.19/6.2/26.33	1811.93	0.75	26.04
36	521.17/1654.95/1173.67/4686.72	0.93/9.72/23.38	1173.67	1.73	58.85
37	60.20/129.77/142.04/795.6	1.09/6.21/25.99	142.04	6.65	221.44
38	524.31/2002.39/1654.89/664.4	0.7/8.76/35.62	1654.89	0.93	41.98
39	169.65/1280.33/1996.79/538.46	0.24/14.65/30.62	1996.79	0.59	26.85
40	815.51/1129.38/1363.11/2084.14	5.16/8.27/12.98	1363.11	1.35	35.66
41	546.75/1207.32/2747.61/23431.5	1.04/7.3/35.66	1207.32	1.66	24.9
Longitudinal conductance (mhos)		Transverse resistance (mhos-m <sup>2</sup> )		Anisotropy	
<i>Suite</i>					
0.0212		59.74		1.032	
0.0356		33.63		1.010	
0.1206		20.31		1.578	
0.2869		20.57		2.470	
0.442		15.26		1.825	

**Table 3** (continued)

Longitudinal conductance (mhos)	Transverse resistance (mhos-m <sup>2</sup> )	Anisotropy
0.0408	31.48	1.052
0.0196	71.04	1.077
0.0401	110.49	2.968
0.0462	63.94	1.197
0.0215	66.28	1.110
0.0546	39.85	1.051
0.0381	28.82	1.066
0.0224	53.26	1.039
0.0406	30.39	1.100
0.0812	29.46	1.098
0.087	26.17	1.063
0.0193	57.79	1.059
0.0496	21.82	1.053
0.0322	24.09	1.220
0.0163	76.60	1.030
0.0164	128.25	1.362
0.0291	35.42	1.033
0.0292	26.58	1.041
0.0531	23.52	1.038
0.0540	37.97	1.003
0.0729	26.62	2.202
0.0142	91.74	1.056
0.0418	29.38	1.024
0.0970	23.51	1.059
0.0519	23.77	1.064
0.0177	65.72	0.999
0.1077	30.95	1.268
0.0711	20.38	1.903
0.0204	62.68	1.042
0.0194	65.57	1.029
0.0275	44.01	1.024
0.2489	4.56	1.012
0.0272	76.85	1.013
0.0281	79.93	1.043
0.0231	31.24	1.018
0.0209	107.36	3.160

occupy most of the study area, at 2478.6 km<sup>2</sup> (80.9%) and 488.4 km<sup>2</sup> (15.9%). A high groundwater potential index can be determined by a low longitudinal conductance value.

### Transverse resistance

Transverse resistance is an important factor in determining groundwater potential zones. The transverse resistance of the study area was calculated from the true resistivity and

the thickness of each layer and the values obtained are presented in Table 3. The transverse resistance varies from 4.5 to 128.3 mhos-m<sup>2</sup> and is classified into four distinct categories: very low (< 40,000 mhos-m<sup>2</sup>), low (40,000–50,000 mhos-m<sup>2</sup>), moderate (50,000–60,000 mhos-m<sup>2</sup>) and high (> 60,000 mhos-m<sup>2</sup>) (Fig. 2i). The moderate zone occupies most of the study area, about 1313.9 km<sup>2</sup> (42.8%) of the total area. High transverse resistance values are typically linked to zones with high transmissivity, making them

excellent indicators of groundwater potential (Ndatuwong and Yadav 2015; Naidu et al. 2021).

### Coefficient of anisotropy

The anisotropy coefficient map was generated using the IDW method. The anisotropic coefficient, which could be related to lineament densities, is an indirect indicator of the degree of fracturing (Knochenmus and Robinson 1996; Osinowo and Arowoogun 2020). The anisotropy coefficient varies from 0.9 to 3.16 in the study area (Table 3) and is classified into four classes: (0.9–1.15) very low, (1.15–1.5) low, (1.5–1.9) moderate and (1.9–3.2) high (Fig. 2j). The anisotropy coefficient of rock increases with its degree of fracture, which may indicate a high capacity for groundwater storage.

### Hydraulic conductivity

Hydraulic conductivity is an aquifer parameter related to permeability and facilitates groundwater flow (Zhuang et al. 2022). Table 3 shows the hydraulic conductivity values in the research region. Hydraulic conductivity values vary between 0.31 and 7.2 m/day in the study area. The hydraulic conductivity map is divided into four classes: 0.3–1.4 m/day (very low), 1.4–2.5 m/day (low), 2.5–4.2 m/day (moderate) and 4.2–7.2 m/day (high) and cover the areas of 2355.3 km<sup>2</sup>, 483.2 km<sup>2</sup>, 170.9 km<sup>2</sup> and 59.2 km<sup>2</sup> (Fig. 2k). Due to the nature of the rocks, groundwater flow is challenging in locations with low hydraulic conductivity (Akintorinwa et al. 2020).

### Transmissivity

The transmissivity values in the study area vary between 10.7 and 320.4 m<sup>2</sup>/day (Table 3). The transmissivity map was reclassified into four classes: < 58 m<sup>2</sup>/day (very low), 58–100 m<sup>2</sup>/day (low), 100–150 m<sup>2</sup>/day (moderate) and > 150 m<sup>2</sup>/day (high) (Fig. 2l). Very low and moderate transmissivity values occupy most of the study area, i.e. 2392.7 km<sup>2</sup> (77.9%) and 484.6 km<sup>2</sup> (15.8%). High transmissivity values show how easily groundwater can pass through a thick layer (Heigold et al. 1979).

### Soil thickness

The soil thickness map was generated from the borehole data using the IDW method. Groundwater recharge is influenced by soil thickness, thick soils have a higher groundwater potential (Meju et al. 1999). The soil thickness values in the study area vary between 5 and 35 m. The soil thickness map was reclassified into four distinct categories: < 10 m (very low), 10–14 m (low), 14–18 m (moderate) and > 18 m (high) (Fig. 2m). The different categories cover 864.7 km<sup>2</sup>

(28.2%), 925.2 km<sup>2</sup> (30.2%), 1027.7 km<sup>2</sup> (33.5%) and 250.9 km<sup>2</sup> (8.2%), respectively.

### Rainfall

The rainfall distribution has a direct impact on groundwater potential zones (Kumar et al. 2014). The most important source of groundwater supply is precipitation (Arefin 2020). The spatial distribution of rainfall in the study area was observed using the 10-year annual average rainfall (2011–2020). The rainfall map has been reclassified into five distinct classes: 2235.5–2255.8 mm (very low), 2255.8–2288.3 mm (low), 2288.3–2327.5 mm (moderate) and 2327.5–2366.2 mm (high) (Fig. 2n). Moderate rainfall areas cover 91.3 km<sup>2</sup> (3.3%) of the total study area. High precipitation indicates areas with high groundwater potential.

### Land use/land cover

Controlling infiltration and surface runoff requires consideration of land use and land cover (Abijith et al. 2020). Infiltration and surface runoff are influenced by land use type (Murmur et al. 2019). In the study area, four categories of land use have been identified: vegetation, water bodies, cultivated land and built-up areas. Vegetation represents 83.9% of the total area of the study area, water bodies 1.2%, cultivated land 24.7% and built-up areas 1.7% (Fig. 2o).

## Groundwater potential zones maps

### Application of the AHP model

To establish the GWPZ map from the AHP model, weights were assigned to each conditioning factor in a pairwise comparison matrix according to their impact on groundwater recharge. The assigned weights have been normalized to have a scale. In the research area, the priority factors that affect groundwater recharge are lithology, transmissivity, hydraulic conductance and coefficient of anisotropic, according to the normalised weights, which show that each of these three factors has a normalised weight of 0.185, 0.140, 0.138 and 0.107, respectively (Table 4). The eigenvalue, coherence index, and coherence ratio were calculated to assess the consistency of the resulting solution. The results show that,  $\lambda_{max} = 16.14$ ,  $CI = 0.08$  and  $CR = 0.05$ . The CR value is considered satisfactory as it is less than 0.1 (Saaty 1990). Normalized weights were also assigned to the features of each conditioning factor (Table 5). The main features that affect groundwater recharge include sedimentary cover, high fault density, very low drainage density, high infiltration rate, low slope, low TRI, high TWI, low longitudinal conductance, high transverse resistance, high coefficient of anisotropy, high hydraulic conductance, high transmissivity,

**Table 4** The pairwise comparison matrix of each conditioning factor

	LI	K	TR	A	FD	S	T	IR	RF	ST	TWI	TRI	DD	SL	LULC	V <sub>n</sub>
LI	1	2	2	3	3	4	4	5	5	4	7	7	5	6	9	0.185
K	0.5	1	1	2	2	3	3	3	4	5	7	7	5	5	7	0.138
TR	0.5	1	1	2	2	3	3	4	4	5	7	7	5	5	7	0.140
A	0.33	0.5	0.5	1	1	3	3	4	4	5	6	6	3	5	7	0.107
FD	0.33	0.5	0.5	1	1	4	4	3	3	3	5	5	4	5	5	0.101
S	0.25	0.333	0.333	0.333	0.25	1	1	2	3	2	4	4	3	3	6	0.058
T	0.25	0.333	0.333	0.333	0.25	1	1	2	3	3	4	4	3	3	6	0.060
IR	0.2	0.25	0.25	0.25	0.333	0.333	0.333	1	2	2	3	3	3	3	5	0.042
RF	0.2	0.25	0.25	0.25	0.333	0.333	0.333	0.5	1	2	3	3	2	3	5	0.037
ST	0.25	0.2	0.2	0.2	0.333	0.5	0.333	0.5	0.5	1	4	4	5	3	5	0.037
TWI	0.14	0.14	0.14	0.16	0.2	0.25	0.25	0.333	0.333	0.25	1	2	0.5	0.5	4	0.017
TRI	0.14	0.14	0.14	0.16	0.2	0.25	0.25	0.25	0.333	0.333	0.25	1	0.333	0.5	4	0.014
DD	0.2	0.2	0.2	0.333	0.25	0.333	0.333	0.333	0.5	0.2	2	3	1	2	3	0.025
SL	0.16	0.2	0.2	0.2	0.2	0.333	0.333	0.333	0.333	0.333	2	2	0.5	1	3	0.021
LULC	.011	0.14	0.14	0.14	0.2	0.16	0.16	0.2	0.2	0.2	0.25	0.25	0.333	0.333	1	0.01

LI lithology, K hydraulic conductivity, TR transmissivity, A anisotropy, FD fault’s density, S longitudinal conductance, T transverse resistance, IR infiltration rate, RF rainfall, ST soil thickness, TWI topographic wetness index, TRI topographic roughness index, DD drainage density, SL slope, LULC land use/land cover, V<sub>n</sub> normalized weight

high soil thickness, high rainfall, and water bodies. These features have normalized weights of 0.517, 0.489, 0.438, 0.436, 0.504, 0.637, 0.637 (Table 5). The Raster Calculator tool of the ArcGIS software was then used to calculate the groundwater potential index using Eq. (20). The GWPZ map for the AHP model is shown in Fig. 3a. and high covering an area of 444.05 km<sup>2</sup> (14.9%), 1143.8 km<sup>2</sup> (38.1%), 1157.06 km<sup>2</sup> (38.5%) and 249.7 km<sup>2</sup> (8.4%). The moderate and high groundwater potential zones are mainly located in the western and central parts of the study area due to sedimentary formations, very low slopes, high fault density, low longitudinal conductance, and high transverse resistance. The causes of areas with very low groundwater potential are due to low hydraulic conductivity, low transmissivity, extremely steep topography, dense vegetation and a complex geological substrate characterized by hard and ancient crystalline formations. These features do not allow the infiltration and movement of water into the aquifer.

**Application of the FR model**

FR model was established from the correlation between the influence parameters and the existing boreholes in the study area. The results of the FR model are recorded in Table 6. A high correlation between conditioning factors and the presence of boreholes is shown by FR values larger than 1, whilst a low correlation is revealed by FR values less than 1 (Fatemeh Falah and Hossein Zeinivand 2019; Ahmed et al. 2021). The analysis of the link between the lithology map and the presence of boreholes reveals that gneiss is

the feature with the highest value of FR (2.04), reflecting a high correlation with the presence of boreholes. Gneiss and TTG have a moderately correlated FR (0.78) value that is near 1. Due to the small number of boreholes present in their respective classes, sedimentary cover and micaschist exhibit low correlations, with values of 0.16 and 0.34, respectively. The charnockite suite has the lowest FR (0.0) value, due to the lack of boreholes in this class. The infiltration rate class 0.0–0.07 has the greatest FR value for the infiltration rate factor (1.31), followed by class 0.07–0.15 (0.9), classes 0.15–0.25 and 0.25–0.46 with FR values of 0.8 and 0.6, and class 0.46–0.99 with FR values of 0 (Table 6). In the rest of our analysis, the slope map showed that the 0–4° slope class has the highest FR value (1.42) followed by the 4–10°, 10–20° and 20–30° classes with FR values of 0.68, 0.15 and 0.25, respectively. The slope class greater than 30 received the lowest result of FR (0.0), indicating that no boreholes was done in this class. The soil thickness classes > 18 m and < 10 m showed the strongest correlations, indicating a high groundwater potential with FR values of 2.89 and 1.20, respectively. Soil thickness classes 10–14 and 14–18 m were assigned as having moderate FR values (0.69 and 0.63), which reflect a low probability of groundwater potential. According to the anisotropy coefficient’s findings, classes 1.5–1.9 and 1.2–1.5 have FR values of 1.19 and 1.26 respectively, while class 1.9–3.2 has the greatest FR value (1.64). The high values of FR (2.71 and 1.88), for the transverse resistance, are observed in the classes < 40 Ω m<sup>2</sup> and > 60 Ω m<sup>2</sup>, due to the strong presence of boreholes spotted in these classes. The presence of boreholes is much observed

**Table 5** The pairwise comparison matrix and normalized weights ( $R_n$ ) of the features with ratings ( $r_i$ ) and (Cr) consistency ratios

Class	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)	Cr	$r_i$	$R_n$
<i>Lithologie (LI)</i>									
Sedimentary cover	1						0.035	5	0.517
Micaschist	1/3	1						4	0.247
Gneiss and amphibolite	1/5	1/2	1					3	0.131
Gneiss and TTG	1/7	1/5	1/2	1				2	0.070
Charnockitic suite	1/9	1/7	1/5	1/3	1			1	0.033
<i>Longitudinal conductance (S) (mhos)</i>									
0.014–0.052	1						0.07	1	0.614
0.052–0.136	1/3	1						2	0.268
0.136–0.435	1/4	1/3	1					3	0.117
<i>Transverse resistance (T) (mhos-m<sup>2</sup>)</i>									
< 40	1						0.034	1	0.052
40–50	3	1						2	0.115
50–60	5	3	1					3	0.258
> 60	8	5	3	1				5	0.573
<i>Anisotropy (A)</i>									
0.9–1.15	1							1	0.05
1.15–1.5	2	1						2	0.011
1.5–1.9	3	2	1					3	0.252
1.9–3.2	4	3	2	1				5	0.572
<i>Hydraulic conductivity (K) (m/day)</i>									
0.3–1.4	1						0.011	1	0.064
1.4–2.5	2	1						2	0.097
2.5–4.2	3	2	1					3	0.159
4.2–7.2	4	3	2	1				4	0.262
<i>Rainfall (RF) (mm)</i>									
2235.5–2255.8	1						0.03	1	0.069
2255.8–2288.3	3	1						2	0.110
2288.3–2327.5	5	3	1					3	0.258
2327.5–2366.2	6	4	2	1				5	0.562
<i>Faults density (FD)(km/sq km)</i>									
0.67–1.8	1						0.009	1	0.089
1.8–3.3	2	1						2	0.189
3.3–5.1	3	3	1					3	0.231
5.1–7.3	5	5	3	1				4	0.489
<i>Infiltration rate (IR)</i>									
0.0–0.07	1						0.009	1	0.054
0.07–0.15	2	1						2	0.089
0.15–0.25	3	2	1					3	0.154
0.25–0.46	5	3	2	1				4	0.265
0.46–0.99	6	5	3	2	1			5	0.436
<i>Transmissivity (TR) (m<sup>2</sup>/day)</i>									
< 58	1						0.011	1	0.064
58–100	2	1						2	0.097
100–150	3	2	1					3	0.159
> 150	4	3	2	1				4	0.262
<i>TWI</i>									
2.3–7.6	1						0.036	5	0.637
7.6–12.3	1/3	1						3	0.258
12.3–22.5	1/5	1/3	1					1	0.104

**Table 5** (continued)

Class	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)	Cr	$r_i$	$R_n$
<i>TRI</i>									
0.01–0.41	1						0.036	5	0.637
0.41–0.55	1/3	1						3	0.258
0.55–0.99	1/5	1/3	1					1	0.104
<i>Soil thickness (ST) (m)</i>									
< 10	1						0.04	1	0.054
10–14	3	1						2	0.117
14–18	5	3	1					3	0.263
> 18	7	5	3	1				5	0.564
<i>Drainage density (DD) (km/sq km)</i>									
0–0.63	1						0.026	5	0.438
0.63–1.31	1/2	1						4	0.264
1.31–2.06	1/3	1/2	1					3	0.184
2.06–3.06	1/6	1/4	1/4	1				2	0.066
3.06–5.06	1/7	1/5	1/5	1/2	1			1	0.044
<i>Slope (SL) (°)</i>									
0–4	1						0.018	5	0.504
4–10	1/3	1						4	0.191
10–20	1/4	1.0	1					3	0.142
20–30	1/5	1/2	1.0	1				2	0.109
> 30	1/7	1/5	1/3	1/2	1			1	0.052
<i>Land use/land cover (LULC)</i>									
Water	1						0.027	5	0.571
Agriculture	1/3	1						3	0.241
Vegetation	1/5	1/2	1					2	0.132
Built up area	1/7	1/5	1/3	1				1	0.055

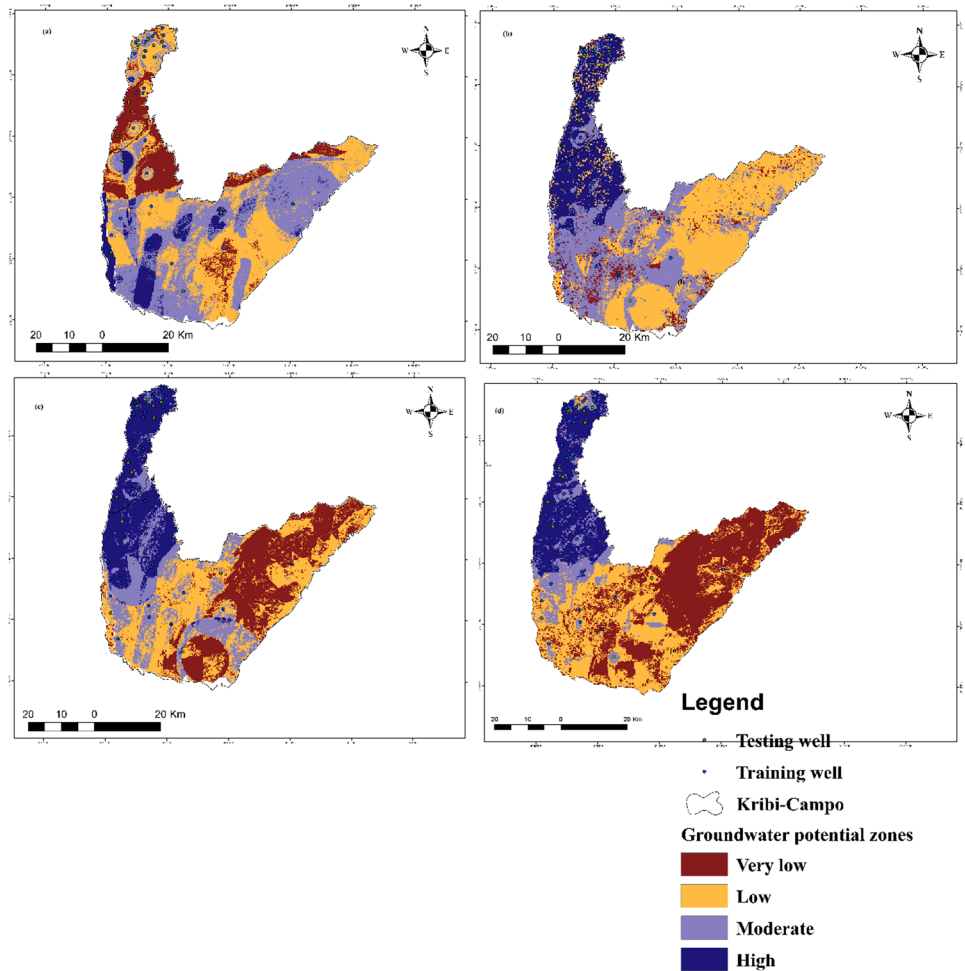
in the classes 0.05–0.13  $\Omega$ -m and 0.13–0.43  $\Omega$  m of the longitudinal conductance with values high of 1.51 and 2.11, respectively. Class 4.2–7.2 m/day has the highest value of FR (3.58) for hydraulic conductivity, reflecting the fact that groundwater boreholes are the most prevalent in this class. In the case of transmissivity, the FR (1.78, 1.11 and 4.6) for classes 58–100 m<sup>2</sup>/day, 100–150 m<sup>2</sup>/day and > 150 m<sup>2</sup>/day was greater than 1, suggesting a high probability of groundwater potential, while the FR for class < 58 m<sup>2</sup>/day was less than 1, indicating low groundwater recharge capacity. The greatest FR values (1.51 and 1.22, respectively) are found for the fault density 0.67–1.8 and 5.1–7.3 km/sq km, indicating a considerable link between this conditioning factor and the class's existing boreholes. The absence of boreholes in the 3.3–5.1 km/sq.km class of fault density would reflect a low groundwater potential, with a value of FR (0.00). The correlations between drainage density and borehole presence show that the class 0–0.63 km/sq km has the highest FR value (1.52), followed by the classes 2.06–3.06, 0.63–1.31, and 1.31–2.06 km/sq km, with FR values of 0.95, 0.75, and 0.63, respectively. Low drainage densities are effective indications for describing groundwater. The classes 0.55–0.99 and 12.2–22.2 have the greatest values of FR for the TRI

and TWI parameters, with values of 1.1 and 1.2, respectively. According to the correlation between precipitation and the presence of boreholes, the FR value is lowest for the classes 2235.5–2255.8 mm and highest for the classes 2255.5–2288.3 mm (Table 6). In the case of land use/land cover, the highest FR values were assigned to built-up areas, followed by vegetation and cropland, with values of 13.9, 11.25 and 1.45, respectively. Table 4 shows that land use/land cover, lithology, transmissivity, hydraulic conductivity and transverse resistance have the highest prediction rates, illustrating their effect on groundwater recharge. The GWPZ map produced by the FR model was divided into four distinct classes: very low, low, moderate and high (Fig. 3b). It can be seen that the high GWPZs are located in the northern part, while the low GWPZs is located in the eastern part of the study area. The high and low GWPZ cover 6.2% and 19.3% of the study area, respectively (Table 7).

**Application of Shannon's entropy model.**

The relationships between borehole occurrence and borehole-conditioning factors calculated using the SE model are presented in Table 6. The results demonstrate that lithology

**Fig. 3** Results of the AHP (a), FR (b), SE (c), and WofE (d) models' groundwater potential mapping



is the most important geological element for groundwater recharge, with a weight of 0.121 compared to a fault density's 0.106. The relationship between geoelectric and aquifer parameters, such as longitudinal conductance, transverse resistance, anisotropy coefficient, hydraulic conductivity, and transmissivity with boreholes occurrence, revealed weights of 0.019, 0.10, 0.005, 0.037 and 0.057, respectively, indicating that transverse resistance is the most important parameter in determining GWPZs. The rainfall is an effective factor for groundwater recharge, based on the relationship between hydrogeological factors such as drainage density, TRI, TWI, rainfall and infiltration rate with boreholes occurrence. These factors have respective weights of 0.01, 0.002, 0.005, 0.199 and 0.054. Soil thickness, slope and land use /land cover showed weights of 0.05, 0.1 and 0.127, respectively. According to the results, it can be observed that the land use/land cover, lithology, rainfall, transverse resistance and fault density are the most significant factors in delimiting the zones likely to store groundwater in the study area. The TWI, TRI, and anisotropy coefficient are less important parameters to describe groundwater. The final GWPZ map obtained by the SE model was subdivided into

four classes (Fig. 3c). The high GWPZs are located mainly in the northern part of the study area near coastal areas due to very low slopes, low drainage density, vegetation, sedimentary cover, gneiss and amphibolite. The high GWPZ covers 21.8% of the total area of the region, while the very low, low, and moderate constitute 26.6%, 31.2% and 20.4% of the total area (Table 7).

#### Application of the WofE model

The studentized weights of all influencing factors were calculated to produce the GWPZ map by the WofE model. Table 6 shows the studentized weights ( $\tau$ ) derived from the relationships between features of each conditioning factor and the presence of boreholes. Positive and high studentized contrast values reflect a high groundwater potential (Al-Abadi 2015; Maity et al. 2022). According to the analysis of WofE for the correlation between the presence of boreholes and lithological features, indicate that the gneiss and TTG class has the highest  $\tau$  value (3.88), followed by gneiss and amphibolite with a value of 0.183. Lithology units namely, charnockitic suite, micaschist and sedimentary cover are



**Table 6** Correlation between each conditioning factor and boreholes occurrence using FR, SE and WofE models

Parameters	Classes	% parts	% of classes	FR	PR	$P_{ij}$	$I_j$	$W_j$	$W^+$	$C$	$\tau$
Lithologie	Sedimentary cover	39.5	6.6	0.16	7.6	0.050	0.63	0.121	- 1.745	- 2.17	- 2.970
	Micaschist	10.92	3.8	0.34		0.104			- 1.153	- 1.23	- 1.212
	Gneiss and amphibolite	6.08	4.7	0.78		0.234			0.125	0.134	0.183
	Gneiss and TTG	41.5	84.7	2.04		0.610			0.690	1.911	3.888
	Charnockitic suite	1.9	0	0		0			0	- 0.019	- 0.107
Hydraulic conductivity	0.3–1.4	76.7	59.1	0.77	10.5	0.104	0.88	0.037	- 1.156	- 2.339	- 5.39
	1.4–2.5	15.7	26.5	1.68		0.229			0.0906	0.1084	0.220
	2.5–4.2	5.5	7.2	1.30		0.177			1.9182	2.337	6.108
	4.2–7.2	1.9	6.9	3.58		0.487			2.3735	2.585	5.640
Transmissivity	< 58	77.97	59.6	0.76	14.2	0.092	0.82	0.057	- 0.815	- 1.906	- 4.878
	58–100	15.79	28.2	1.78		0.216			0.269	0.329	0.719
	100–150	4.704	5.3	1.11		0.135			1.481	1.66	3.63
	> 150	1.525	6.9	4.6		0.555			2.761	3.022	6.96
Anisotropy	0.9–1.15	79.4	72.7	0.91	2.7	0.182	0.98	0.005	- 0.091	- 0.381	- 0.917
	1.15–1.5	10.7	13.6	1.26		0.251			0.247	0.2822	0.524
	1.5–1.9	5.8	6.98	1.19		0.237			0.166	0.1777	0.242
	1.9–3.2	4.04	6.67	1.64		0.328			0.533	0.5637	0.7693
Faults density	0.67–1.8	54.2	81.9	1.51	5.6	0.494	0.68	0.106	0.463	1.664	3.090
	1.8–3.3	24.02	7.6	0.31		0.103			- 1.941	- 2.18	- 2.143
	3.3–5.1	13.2	0	0		0			0	- 0.142	- 0.764
	5.1–7.3	8.5	10.5	1.22		0.401			0.192	0.212	0.349
Conductance	0.01–0.05	80.7	68.8	0.85	4.7	0.190	0.94	0.019	- 0.158	- 0.636	- 1.586
	0.05–0.13	15.9	24.1	1.51		0.338			0.4164	0.519	1.196
	0.13–0.43	3.3	6.9	2.11		0.471			0.7341	0.771	1.053
Transverse resistance	< 40	21.3	57.7	2.7	9.4	0.538	0.70	0.10	1.013	1.656	4.3945
	40–50	21.1	4.2	0.19		0.039			- 1.812	- 2.014	- 1.979
	50–60	42.8	10.2	0.23		0.047			- 1.420	- 1.870	- 3.067
	> 60	14.7	27.9	1.88		0.374			0.623	0.7857	1.8911
Infiltration rate	0.0–0.07	34.68	45.78	1.31	4.9	0.362	0.83	0.054	0.3305	0.5638	1.51732
	0.07–0.15	35.61	32.35	0.90		0.249			- 0.137	- 0.206	- 0.513
	0.15–0.25	21.57	17.37	0.80		0.221			- 0.224	- 0.277	- 0.565
	0.25–0.46	7.44	4.48	0.60		0.165			- 0.769	- 0.812	- 0.797
	0.46–0.99	0.68	0	0		0			0	- 0.006	- 0.037
Rainfall	2235.5–2255.8	5.35	0	0	7.5	0	0.40	0.199	0	- 0.055	- 0.296
	2255.8–2288.3	36.01	72.07	2.00		0.650			0.698	1.539	3.706
	2288.3–2327.5	52.47	24.12	0.45		0.149			- 0.77	- 1.244	- 2.86
	2327.5–2366.2	6.15	3.79	0.61		0.200			- 0.57	- 0.608	- 0.59
Soil thickness	< 10	28.17	33.96	1.20	8.4	0.221	0.85	0.05	0.20187	0.2937	0.75183
	10–14	30.15	20.93	0.69		0.127			- 0.376	- 0.503	- 1.098
	14–18	33.49	21.38	0.63		0.117			- 0.481	- 0.657	- 1.434
	> 18	8.17	23.70	2.89		0.533			1.0823	1.27324	2.9340
TWI	2.3–7.6	53.29	43.19	0.81	1.5	0.250	0.98	0.005	- 0.029	- 0.062	- 0.16
	7.6–12.3	36.08	44.06	1.22		0.377			0.136	0.223	0.59
	12.3–22.5	10.61	12.73	1.19		0.371			- 0.43	- 0.472	- 0.64
TRI	0.01–0.41	27.31	22.81	0.83	1.0	0.280	0.99	0.002	- 0.123	- 0.166	- 0.383
	0.41–0.55	43.58	45.09	1.03		0.348			0.102	0.189	0.509
	0.55–0.99	29.10	32.09	1.10		0.370			- 0.05	- 0.074	- 0.180

**Table 6** (continued)

Parameters	Classes	% parts	% of classes	FR	PR	$P_{ij}$	$I_j$	$W_j$	$W^+$	$C$	$\tau$
Drainage density	0–0.63	24.98	38.02	1.52	3.2	0.320	0.97	0.01	0.504	0.750	1.99
	0.63–1.31	29.52	25.89	0.87		0.184			– 0.201	– 0.275	– 0.63
	1.31–2.06	24.97	18.01	0.72		0.152			– 0.370	– 0.468	– 0.95
	2.06–3.06	15.33	14.58	0.95		0.200			– 0.105	– 0.123	– 0.229
	3.06–5.06	5.17	3.48	0.67		0.141			– 0.406	– 0.424	– 0.417
Slope	0–4	56.80	80.8	1.42	5.3	0.563	0.67	0.10	0.333	1.069	2.333
	4–10	22.68	15.63	0.68		0.272			– 0.49	– 0.60	– 1.12
	10–20	10.60	1.66	0.15		0.062			– 1.12	– 1.20	– 1.17
	20–30	7.07	1.81	0.25		0.101			– 0.71	– 0.75	– 0.74
	> 30	2.81	0	0		0			0	– 0.03	– 0.15
Land use/cover	Water	1.00	0	0	52.2	0	0.62	0.127	0	– 1.83	– 9.88
	Agriculture	8.4	12.2	1.45		0.05			2.61	2.75	5.11
	vegetation	84.04	14.02	13.94		0.52			2.44	3.80	8.76
	Built up area	6.55	73.76	11.25		0.42			0.208	0.22	0.37

**Table 7** Distribution of the various groundwater potential zones spatially

Models	AHP		FR		SE		WofE	
	Area (%)	Area (km <sup>2</sup> )	Area (%)	Area (km <sup>2</sup> )	Area (%)	Area (km <sup>2</sup> )	Area (%)	Area (km <sup>2</sup> )
Very poor	14.9	444.05	6.2	185	26.6	798.3	37.3	1153.2
Poor	38.1	1143.8	41.9	1258.8	31.2	933.9	32.9	1017.2
Moderate	38.5	1157.06	32.6	976.7	20.4	610.8	11.4	353.3
High	8.4	249.7	19.3	557.07	21.8	654.6	18.3	563.9

negatively significant with groundwater occurrence with  $\tau$  values – 0.107, – 1.21 and – 2.97, respectively. The charnockitic suite is a very hard rock that dates from the Precambrian and has low groundwater potential due to its very low permeability. The fault density is in the range of 0.67–0.18 km/sq.km indicates the most significant influence on groundwater with a  $\tau$  value of 3.09, while the 1.8–3.3 and 3.3–5.1 km classes represented negative influences on groundwater with  $\tau$  values of – 2.14, – 3.14 and – 4.1. The 0.0–0.07 class of infiltration rate, the 0–4° class of slope, the > 18 m class of soil thickness, the 1.9–3.2 class of anisotropy coefficient, the < 40 ohms-m<sup>2</sup> and > 60 ohms-m<sup>2</sup> classes of transverse resistance, the 0.05–0.13 ohms class of longitudinal conductance, the 2.5–4.2 m/day and 4.2–7.2 m/day classes of hydraulic conductivity, the 100–150 m<sup>2</sup>/day and > 150 m<sup>2</sup>/day classes of transmissivity, the 0–0.063 km/sq.km class of drainage density, the 0.41–0.55 class of TRI, the 7.6–12.3 class of TWI, the 2255.8–2288.3 mm class of rainfall and the vegetation and built-up area class of LULC have also shown significant influence on groundwater recharge with  $\tau$  values of 1.51, 2.33, 2.93, 0.76, 4.39, 1.89, 1.19, 6.1, 5.64, 3.63, 6.96, 1.99, 0.5, 0.59, 3.7, 8.76 and 5.11,

respectively. On the other hand, the 0.3–1.4 m/day class of hydraulic conductivity, the > 58 m<sup>2</sup>/day class of transmissivity, the 40–60 ohms-m<sup>2</sup> class of transverse resistance, the 2288.3–2327.5 mm class of rainfall, and water class of the LULC showed negatively significant  $\tau$  values of – 5.39, – 4.78, – 3.06, – 2.86 and – 9.88, respectively, indicating a very low probability of groundwater occurrence. To produce the final GWPZ map of the WofE model, the GWPIs were calculated using Eq. (36) in ArcGIS. This map has also been divided into four distinct classes according to GWPI, as shown in Fig. 3d. Most of the study area is occupied by the very low and low GWPZs, which cover about 70.2% of the total area. The high GWPZs cover 563.9 km<sup>2</sup> (18.3%) and are located in the northern part of the study area, due to the strong presence of boreholes in these places. The moderate GWPZs occupy about 353.3 km<sup>2</sup> (11.4%) of the research area (Table 7).

**Models’ performance evaluation**

The effectiveness of the AHP, FR, SE and WofE models was assessed using the area under the ROC curve. The success

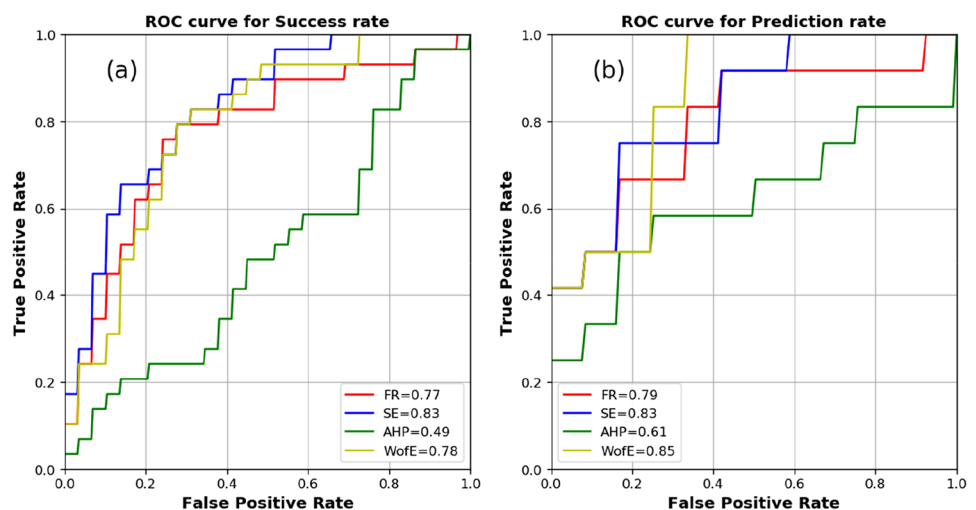
rate curve, which shows how the model ranked already-existing boreholes, was obtained from the training data; testing data were also used to plot model prediction rate curves, which may be used to predict the existence of groundwater boreholes (Chen et al., 2018). The values of TP, FP, and AUC are obtained using the ArcSDM tool in the ArcGIS software, then these values were used in the Python software to generate the curves. The AUC was obtained for both success and prediction rate (Fig. 4a–b). According to the AUC results for the success rate, the SE model (AUC=0.83) performs better than the WofE model (AUC=0.78), then the FR model (AUC=0.73), and finally the AHP model (AUC=0.49), which illustrates that the SE model classifies existing boreholes better than other models (Fig. 4a). The AUC values are 0.61, 0.79, 0.83, and 0.85 for the AHP, FR, SE, and WofE models, respectively, according to the results for the prediction rate curves (Fig. 4b). The four models' AUC values for prediction rate range from 0.6–0.7 (average) to 0.7–0.8 (excellent) (Yesilnacar and Topal 2005). Therefore, the prediction of groundwater potential zones using the AHP, FR, SE, and WofE models in this work shows relatively good prediction accuracy. According to recent research on the characterization of GWPZs, the AHP, FR, SE and WofE models in this work have shown relatively similar performance (Razandi et al. 2015; Tahmassebpour et al. 2015; Fatemeh Falah and Hossein Zeinivand 2019; Ahmed et al. 2021; Boughariou et al. 2021; Githinji et al. 2022; Maity et al. 2022). In the study area, the WofE model is the most trustworthy for determining groundwater potential.

## Conclusion

The availability of drinking water is crucial to the development of the living conditions of the people living in the Kribi-Campo region. The Kribi-Campo region, in the south

of Cameroon, is a coastal area with an important industrial and agricultural economy. The groundwater potential zones in this study were identified using geospatial approaches and four statistical models, namely AHP, FR, SE, and WofE. Remote sensing and conventional and vertical electrical sounding data were used to prepare conditioning factor maps. To establish the GWPZs, 15 geo-environmental factors namely, lithology, longitudinal conductance, transverse resistance, coefficient of anisotropy, hydraulic conductivity, transmissivity, rainfall, infiltration rate, density fault, topographic wetness index, topographic roughness index, soil thickness, drainage density, slope, and land use/land cover, were chosen. A total of 41 boreholes were spread at random, of which 29 (70%) were used as training data and the remaining 12 (33%) to assess the effectiveness of the models. The weights assigned to all conditioning elements and their features were used to generate the groundwater potential index (GWPI) for the four models. The GWPI of the four models were classified into four distinct zones: very low, low, moderate and high. The results show that the high GWPZs for the AHP, FR, SE and WofE models occupy 8.4%, 19.3%, 21.8% and 18.3% of the study area. To assess the effectiveness of the different models, the areas under the receiver operating characteristic (AUC) were calculated. The AUC curves of the four models were estimated using the training and testing data. The results of the AUC curves showed that the WofE model (success rate, 78.8%; prediction rate, 85.5%), had the highest performance, followed by the SE model (success rate, 83.1%; prediction rate, 83.4%), the FR model (success rate, 77.4%; prediction rate, 74.9%) and the AHP model (success rate, 49.3%; prediction rate, 61.9%). In the Kribi-Campo region, the identification of potential groundwater regions is crucial and beneficial to the inhabitants, as effective groundwater development depends on accurate mapping. The results of this study will help identify where productive boreholes should be installed.

**Fig. 4** Area under the curves for success rate (a) and prediction rate (b)



**Acknowledgements** The authors would like to acknowledge the company China Geo-Engineering Corporation in Cameroon (GSC-CAM) and Geofor SA for discharge wells dug for use in this study.

**Author contributions** All authors contributed to the study conception and design. Material preparation, data collection and analysis were performed by KNSR, EANFM, BB-A, NTA and TCT. The first draft of the manuscript was written by KNSR and all authors commented on previous versions of the manuscript. All authors read and approved the final manuscript.

**Funding** No funding was received for this study.

**Data availability** The data used to support the findings of this study are available from the corresponding author upon request.

## Declarations

**Conflict of interest** The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

## References

- Abijith D, Saravanan S, Singh L et al (2020) GIS-based multi-criteria analysis for identification of potential groundwater recharge zones—a case study from Ponnaniyaru watershed, Tamil Nadu, India. *HydroResearch* 3:1–14
- Agyingi CM, Abanda PA, Fozao KF et al (2019) Geochemistry of seep and produced oil samples from Southern Cameroon. *J Pet Geol* 42:193–206
- Ahmed N, Hoque MA-A, Pradhan B, Arabameri A (2021) Spatio-temporal assessment of groundwater potential zone in the drought-prone area of Bangladesh using GIS-based bivariate models. *Nat Resour Res* 30:3315–3337
- Akame JM, Oliveira EP, Poujol M et al (2020) LA–ICP–MS zircon U–Pb dating, LuHf, SmNd geochronology and tectonic setting of the Mesoarchean mafic and felsic magmatic rocks in the Sangmelima granite-greenstone terrane, Ntem Complex (South Cameroon). *Lithos* 372–373:105702. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105702>
- Akinluyi FO, Olorunfemi MO, Bayowa OG (2021) Application of remote sensing, GIS and geophysical techniques for groundwater potential development in the crystalline basement complex of Ondo State, Southwestern Nigeria. *Sustain Water Resour Manag* 7:1–15. <https://doi.org/10.1007/s40899-020-00486-5>
- Akintorinwa OJ, Atitebi MO, Akinlalu AA (2020) Hydrogeophysical and aquifer vulnerability zonation of a typical basement complex terrain: a case study of Odode Idanre southwestern Nigeria. *Heliyon* 6:e04549
- Al-Abadi AM (2017) Modeling of groundwater productivity in north-eastern Wasit Governorate, Iraq using frequency ratio and Shannon's entropy models. *Appl Water Sci* 7:699–716. <https://doi.org/10.1007/s13201-015-0283-1>
- Al-Abadi AM (2015) Groundwater potential mapping at northeastern Wasit and Missan governorates, Iraq using data-driven weights of evidence technique in the framework of GIS. *Environ Earth Sci* 74:1109–1124. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4097-0>
- Alabi AA, Ganiyu SA, Idowu OA et al (2021) Investigation of groundwater potential using integrated geophysical methods in Moloko-Asipa, Ogun State, Nigeria *Appl Water Sci* 11:70. <https://doi.org/10.1007/s13201-021-01388-3>
- Althuwaynee OF, Pradhan B, Park H-J, Lee JH (2014) A novel ensemble bivariate statistical evidence belief function with knowledge-based analytical hierarchy process and multivariate statistical logistic regression for landslide susceptibility mapping. *CATENA* 114:21–36. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.10.011>
- Aoudia M, Issaadi A, Bersi M et al (2020) Aquifer characterization using vertical electrical soundings and remote sensing: a case study of the Chott Ech Chergui Basin, Northwest Algeria *J Afr Earth Sci* 170:103920. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103920>
- Arabameri A, Pal SC, Rezaie F et al (2021) Modeling groundwater potential using novel GIS-based machine-learning ensemble techniques. *J Hydrol Reg Stud* 36:100848. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100848>
- Arefin R (2020) Groundwater potential zone identification at Plio-Pleistocene elevated tract, Bangladesh: AHP-GIS and remote sensing approach. *Groundw Sustain Dev* 10:100340. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100340>
- Arshad A, Zhang Z, Zhang W, Dilawar A (2020) Mapping favorable groundwater potential recharge zones using a GIS-based analytical hierarchical process and probability frequency ratio model: a case study from an agro-urban region of Pakistan. *Geosci Front* 11:1805–1819. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.12.013>
- Arulbalaji P, Padmalal D, Sreelash K (2019) GIS and AHP Techniques Based Delineation of Groundwater Potential Zones: a case study from Southern Western Ghats, India *Sci Rep* 9:2082. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-38567-x>
- Arun Kumar KC, Obi Reddy GP, Masilamani P, Sandeep P (2021) Spatial modelling for identification of groundwater potential zones in semi-arid ecosystem of southern India using Sentinel-2 data, GIS and bivariate statistical models. *Arab J Geosci* 14:1362. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07669-0>
- Arunbose S, Srinivas Y, Rajkumar S (2021) Efficacy of hydrological investigation in Karumeniyar river basin, Southern Tamil Nadu, India using vertical electrical sounding technique: a case study. *MethodsX* 8:101215
- Asgher MS, Kumar N, Kumari M et al (2022) Groundwater potential mapping of Tawi River basin of Jammu District, India, using geospatial techniques. *Environ Monit Assess* 194:240. <https://doi.org/10.1007/s10661-022-09841-9>
- Aykut T (2021) Determination of groundwater potential zones using Geographical Information Systems (GIS) and Analytic Hierarchy Process (AHP) between Edirne-Kalkansogut (northwestern Turkey). *Groundw Sustain Dev* 12:100545
- Barbieri G, Cambuli P (2009) The weight of evidence statistical method in landslide susceptibility mapping of the Rio Pardu Valley (Sardinia, Italy). In: 18th World IMACS Congress and MODSIM09 international congress on modelling and simulation: Interfacing modelling and simulation with mathematical and computational sciences, proceedings. pp 2658–2664
- Batayneh AT (2013) The estimation and significance of Dar-Zarrouk parameters in the exploration of quality affecting the Gulf of Aqaba coastal aquifer systems. *J Coast Conserv* 17:623–635. <https://doi.org/10.1007/s11852-013-0261-4>
- Benjmél K, Amraoui F, Aydda A et al (2022) A Multidisciplinary Approach for Groundwater Potential Mapping in a Fractured Semi-Arid Terrain (Kerdous Inlier, Western Anti-Atlas, Morocco). *Water* 14:1553
- Bersi M, Saibi H (2020) Groundwater potential zones identification using geoelectrical sounding and remote sensing in Wadi Touil plain, Northwestern Algeria *J Afr Earth Sci* 172:104014. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.104014>
- Boughariou E, Allouche N, Ben Brahim F et al (2021) Delineation of groundwater potentials of Sfax region, Tunisia, using fuzzy analytical hierarchy process, frequency ratio, and weights of

- evidence models. *Environ Dev Sustain* 23:14749–14774. <https://doi.org/10.1007/s10668-021-01270-x>
- Chen W, Li H, Hou E et al (2018) GIS-based groundwater potential analysis using novel ensemble weights-of-evidence with logistic regression and functional tree models. *Sci Total Environ* 634:853–867
- Corsini A, Cervi F, Ronchetti F (2009) Weight of evidence and artificial neural networks for potential groundwater spring mapping: an application to the Mt. Modino area (Northern Apennines, Italy). *Geomorphology* 111:79–87
- Das S, Mukherjee J, Bhattacharyya S et al (2022) Detection of groundwater potential zones using analytical hierarchical process (AHP) for a tropical river basin in the Western Ghats of India. *Environ Earth Sci* 81:416. <https://doi.org/10.1007/s12665-022-10543-1>
- Datta A, Gaikwad H, Kadam A, Umrikar BN (2020) Evaluation of groundwater prolific zones in the unconfined basaltic aquifers of Western India using geospatial modeling and MIF technique. *Model Earth Syst Environ* 6:1807–1821. <https://doi.org/10.1007/s40808-020-00791-0>
- Dewandel B, Jeanpert J, Ladouche B et al (2017) Inferring the heterogeneity, transmissivity and hydraulic conductivity of crystalline aquifers from a detailed water-table map. *J Hydrol* 550:118–129. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.075>
- Doke AB, Zolekar RB, Patel H, Das S (2021) Geospatial mapping of groundwater potential zones using multi-criteria decision-making AHP approach in a hardrock basaltic terrain in India. *Ecol Indic* 127:107685. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107685>
- Elvis BWW, Arsène M, Théophile NM et al (2022) Integration of shannon entropy (SE), frequency ratio (FR) and analytical hierarchy process (AHP) in GIS for suitable groundwater potential zones targeting in the Yoyo river basin, Méiganga area. *Adamawa Cameroon J Hydrol Reg Stud* 39:100997. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.100997>
- F B-Cg, (1994) Geographic information systems for geoscientists-Modeling with GIS-. *Comput Methods Geosci* 13:398
- Faniran A (1968) The index of drainage intensity—a provisional new drainage factor. *Aust J Sci* 31:328–330. <https://doi.org/10.4236/ajnr.2016.78040>
- Falah F, Zeinivand H (2019) GIS-Based groundwater potential mapping in Khorramabad in Lorestan, Iran, using frequency ratio (FR) and weights of evidence (WoE) models. *Water Resour* 46:679–692
- Fawcett T (2006) An introduction to ROC analysis. *Pattern Recognit Lett* 27:861–874. <https://doi.org/10.1016/j.patrec.2005.10.010>
- Gaikwad S, Pawar NJ, Bedse P et al (2021) Delineation of groundwater potential zones using vertical electrical sounding (VES) in a complex bedrock geological setting of the West Coast of India. *Model Earth Syst Environ* 1–15
- Ghosh A, Adhikary PP, Bera B et al (2022) Assessment of groundwater potential zone using MCDA and AHP techniques: case study from a tropical river basin of India. *Appl Water Sci* 12:37. <https://doi.org/10.1007/s13201-021-01548-5>
- Githinji TW, Dindi EW, Kuria ZN, Olago DO (2022) Application of analytical hierarchy process and integrated fuzzy-analytical hierarchy process for mapping potential groundwater recharge zone using GIS in the arid areas of Ewaso Ng'iro–Lagh Dera Basin, Kenya. *HydroResearch* 5:22–34. <https://doi.org/10.1016/j.hydres.2021.11.001>
- Golkarian A, Naghibi SA, Kalantar B, Pradhan B (2018) Groundwater potential mapping using C5.0, random forest, and multivariate adaptive regression spline models in GIS. *Environ Monit Assess* 190:149. <https://doi.org/10.1007/s10661-018-6507-8>
- Gouet DH, Kana JD, Oya V, Ewembe FY (2022) Characterization of groundwater in the hydrogeological network of Lom River basin in eastern Cameroon using a DC electrical method. *Hydrogeol J*. <https://doi.org/10.1007/s10040-022-02486-5>
- Greenbaum D (1985) Review of remote sensing applications to groundwater exploration in basement and regolith
- Guru B, Seshan K, Bera S (2017) Frequency ratio model for groundwater potential mapping and its sustainable management in cold desert, India. *J King Saud Univ - Sci* 29:333–347. <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2016.08.003>
- Haile MM, Tafesse Yadeta J, Amena Gambe L (2022) Delineation of groundwater potential zones using geospatial and AHP techniques: Ambo area, Blue Nile Basin. *Ethiopia Sustain Water Resour Manag* 8:36. <https://doi.org/10.1007/s40899-022-00622-3>
- Halder B, Bandyopadhyay J (2022) Potential sites' selection of groundwater zones using AHP and GIS-based multi-criteria approach of Kolkata Municipal Corporation. *Int J Energy Water Resour*. <https://doi.org/10.1007/s42108-022-00179-z>
- Hand DJ, Till RJ (2001) A simple generalisation of the area under the ROC curve for multiple class classification problems. *Mach Learn* 45:171–186. <https://doi.org/10.1023/A:1010920819831>
- Heigold PC, Gilkeson RH, Cartwright K, Reed PC (1979) Aquifer transmissivity from surficial electrical methods. *Groundwater* 17:338–345. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1979.tb03326.x>
- Hou E, Wang J, Chen W (2018) A comparative study on groundwater spring potential analysis based on statistical index, index of entropy and certainty factors models. *Geocarto Int* 33:754–769. <https://doi.org/10.1080/10106049.2017.1299801>
- Ibrahim-Bathis K, Ahmed SA (2016) Geospatial technology for delineating groundwater potential zones in Doddahalla watershed of Chitradurga district, India. *Egypt J Remote Sens Space Sci* 19:223–234. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2016.06.002>
- Ifediegwu SI (2021) Assessment of groundwater potential zones using GIS and AHP techniques: a case study of the Lafia district, Nasarawa State. *Nigeria Appl Water Sci* 12:10. <https://doi.org/10.1007/s13201-021-01556-5>
- Jaafari A, Najafi A, Pourghasemi HR et al (2014) GIS-based frequency ratio and index of entropy models for landslide susceptibility assessment in the Caspian forest, northern Iran. *Int J Environ Sci Technol* 11:909–926
- Jasrotia AS, Kumar A, Singh R (2016) Integrated remote sensing and GIS approach for delineation of groundwater potential zones using aquifer parameters in Devak and Rui watershed of Jammu and Kashmir, India. *Arab J Geosci* 9:1–15
- Jenifer MA, Jha MK (2017) Comparison of Analytic Hierarchy Process, Catastrophe and Entropy techniques for evaluating groundwater prospect of hard-rock aquifer systems. *J Hydrol* 548:605–624. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.023>
- Joel ES, Olasehinde PI, Adagunodo TA et al (2020) Geo-investigation on groundwater control in some parts of Ogun state using data from Shuttle Radar Topography Mission and vertical electrical soundings. *Heliyon* 6:e03327
- José NG, Loudi Y, Quentin YAJ et al (2021) Characterization of the basement aquifers over Edéa-Kribi corridor using remote sensing and electrical resistivity method—a case study from Central Africa. *Arab J Geosci* 14:498. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-06792-2>
- Joseph Martial A, Stéphane Pattrick A, Philemon ZZ et al (2019) The Sangmelima granite-greenstone belts (South Cameroon): Integration of remote sensing and aeromagnetic data for structural interpretation. *Egypt J Remote Sens Space Sci* 22:37–47. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2018.11.005>
- Kalaivanan K, Gurugnanam B, Suresh M et al (2019) Geoelectrical resistivity investigation for hydrogeology conditions and groundwater potential zone mapping of Kodavanar sub-basin, southern India. *Sustain Water Resour Manag* 5:1281–1301. <https://doi.org/10.1007/s40899-019-00305-6>
- Knochenmus LA, Robinson JL (1996) Descriptions of Anisotropy and Heterogeneity and Their Effect on Ground-water Flow and Areas

- of Contribution to Public Supply Wells in a Karst Carbonate Aquifer System. Government Printing Office, U.S
- Kom KP, Gurugnanam B, Sunitha V (2022) Delineation of groundwater potential zones using GIS and AHP techniques in Coimbatore district, South India. *Int J Energy Water Resour*. <https://doi.org/10.1007/s42108-022-00188-y>
- Kumar R, Dwivedi SB, Gaur S (2021) A comparative study of machine learning and Fuzzy-AHP technique to groundwater potential mapping in the data-scarce region. *Comput Geosci* 155:104855. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2021.104855>
- Kumar T, Gautam AK, Kumar T (2014) Appraising the accuracy of GIS-based Multi-criteria decision making technique for delineation of Groundwater potential zones. *Water Resour Manag* 28:4449–4466. <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0663-6>
- Kumari S, Poddar A, Kumar N, Shankar V (2022) Delineation of groundwater recharge potential zones using the modelling based on remote sensing, GIS and MIF techniques: a study of Hamirpur District, Himachal Pradesh, India. *Model Earth Syst Environ* 8:1759–1770. <https://doi.org/10.1007/s40808-021-01181-w>
- Maity B, Mallick SK, Das P, Rudra S (2022) Comparative analysis of groundwater potentiality zone using fuzzy AHP, frequency ratio and Bayesian weights of evidence methods. *Appl Water Sci* 12:63. <https://doi.org/10.1007/s13201-022-01591-w>
- Mallick J, Khan RA, Ahmed M et al (2019) Modeling groundwater potential zone in a semi-arid region of Aseer using Fuzzy-AHP and geoinformation techniques. *Water* 11:2656. <https://doi.org/10.3390/w11122656>
- Mallick J, Talukdar S, Alsuhb M et al (2021) Integration of statistical models and ensemble machine learning algorithms (MLAs) for developing the novel hybrid groundwater potentiality models: a case study of semi-arid watershed in Saudi Arabia. *Geocarto Int*. <https://doi.org/10.1080/10106049.2021.1939439>
- Meju MA, Fontes SL, Oliveira MFB et al (1999) Regional aquifer mapping using combined VES-TEM-AMT/EMAP methods in the semiarid eastern margin of Parnaiba Basin, Brazil. *Geophysics* 64:337–356
- Miraki S, Zanganeh SH, Chapi K et al (2019) Mapping groundwater potential using a novel hybrid intelligence approach. *Water Resour Manag* 33:281–302. <https://doi.org/10.1007/s11269-018-2102-6>
- Moghaddam DD, Rahmati O, Panahi M et al (2020) The effect of sample size on different machine learning models for groundwater potential mapping in mountain bedrock aquifers. *CATENA* 187:104421
- Moodley T, Seyam M, Abunama T, Bux F (2022) Delineation of groundwater potential zones in KwaZulu-Natal, South Africa using remote sensing, GIS and AHP. *J Afr Earth Sci* 193:104571. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104571>
- Muralitharan J, Palanivel K (2015) Groundwater targeting using remote sensing, geographical information system and analytical hierarchy process method in hard rock aquifer system, Karur district, Tamil Nadu, India. *Earth Sci Inform* 8:827–842. <https://doi.org/10.1007/s12145-015-0213-7>
- Murmu P, Kumar M, Lal D et al (2019) Delineation of groundwater potential zones using geospatial techniques and analytical hierarchy process in Dumka district, Jharkhand. *India Groundw Sustain Dev* 9:100239. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100239>
- Naidu S, Gupta G, Shailaja G, Tahama K (2021) Spatial behavior of the Dar-Zarrouk parameters for exploration and differentiation of water bodies aquifers in parts of Konkan coast of Maharashtra. *India J Coast Conserv* 25:11. <https://doi.org/10.1007/s11852-021-00807-6>
- Nampak H, Pradhan B, Manap MA (2014) Application of GIS based data driven evidential belief function model to predict groundwater potential zonation. *J Hydrol* 513:283–300. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.053>
- Ndatuwong LG, Yadav GS (2015) Application of geo-electrical data to evaluate groundwater potential zone and assessment of overburden protective capacity in part of Sonebhadra district, Uttar Pradesh. *Environ Earth Sci* 73:3655–3664
- Ntomba SM, Bisso D, Magnekou Takamte RC et al (2020) Crustal growth in the Mesoarchean plutonic belt from the Memve’ele area (Ntem Complex-southwestern Cameroon): Evidence of “early earth” transpressional tectonics. *J Struct Geol* 141:104195. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104195>
- Obiora DN, Ajala AE, Ibuot JC (2015) Evaluation of aquifer protective capacity of overburden unit and soil corrosivity in Makurdi, Benue state, Nigeria, using electrical resistivity method. *J Earth Syst Sci* 124:125–135
- Obiora DN, Ibuot JC, George NJ (2016) Evaluation of aquifer potential, geoelectric and hydraulic parameters in Ezza North, south-eastern Nigeria, using geoelectric sounding. *Int J Environ Sci Technol* 13:435–444
- Oh H-J, Lee S, Soedradjat GM (2010) Quantitative landslide susceptibility mapping at Pemalang area, Indonesia. *Environ Earth Sci* 60:1317–1328. <https://doi.org/10.1007/s12665-009-0272-5>
- Olubusola I, Daniel A, Oladimeji O (2018) Modeling of groundwater yield using GIS and electrical resistivity method in a basement complex Terrain, Southwestern Nigeria. *J Geogr Env Earth Sci Int* 16:1–17
- Omosuyi GO, Oshodi DR, Sanusi SO, Adeyemo IA (2021) Groundwater potential evaluation using geoelectrical and analytical hierarchy process modeling techniques in Akure-Owode, southwestern Nigeria. *Model Earth Syst Environ* 7:145–158. <https://doi.org/10.1007/s40808-020-00915-6>
- Osinowo OO, Arowoogun KI (2020) A multi-criteria decision analysis for groundwater potential evaluation in parts of Ibadan, southwestern Nigeria. *Appl Water Sci* 10:228. <https://doi.org/10.1007/s13201-020-01311-2>
- Owona S, Ondoa JM, Ratschbacher L et al (2011) The geometry of the Archean, Paleo- and Neoproterozoic tectonics in the Southwest Cameroon. *Comptes Rendus Geosci* 343:312–322. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.12.008>
- Ozdemir A (2011a) GIS-based groundwater spring potential mapping in the Sultan Mountains (Konya, Turkey) using frequency ratio, weights of evidence and logistic regression methods and their comparison. *J Hydrol* 411:290–308
- Ozdemir A (2011b) Landslide susceptibility mapping using Bayesian approach in the Sultan Mountains (Akşehir, Turkey). *Nat Hazards* 59:1573–1607
- Ozdemir A, Altural T (2013) A comparative study of frequency ratio, weights of evidence and logistic regression methods for landslide susceptibility mapping: Sultan Mountains, SW Turkey. *J Asian Earth Sci* 64:180–197. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.12.014>
- Pourghasemi HR, Sadhasivam N, Yousefi S et al (2020) Using machine learning algorithms to map the groundwater recharge potential zones. *J Environ Manage* 265:110525. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.110525>
- Prasad P, Loveson VJ, Kotha M, Yadav R (2020) Application of machine learning techniques in groundwater potential mapping along the west coast of India. *Giosci Remote Sens* 57:735–752
- Puttiwongrak A, Men R, Vann S et al (2022) Application of geoelectrical survey and time-lapse resistivity with groundwater data in delineating a groundwater potential map: a case study from Phuket Island, Thailand. *Sustain* 14:397. <https://doi.org/10.3390/su14010397>
- Ramos A, Cunha L, Cunha PP (2014) Application de la Méthode de l’Analyse Multicritère Hiérarchique à l’étude des glissements de terrain dans la région littorale du centre du Portugal: Figueira da Foz-Nazaré. *Geo-Eco-Trop* 38:33–44

- Rane NL, Jayaraj GK (2022) Comparison of multi-influence factor, weight of evidence and frequency ratio techniques to evaluate groundwater potential zones of basaltic aquifer systems. *Environ Dev Sustain* 24:2315–2344
- Rasool U, Yin X, Xu Z et al (2022) Mapping of groundwater productivity potential with machine learning algorithms: A case study in the provincial capital of Baluchistan. *Pakistan Chemosphere* 303:135265
- Razandi Y, Pourghasemi HR, Neisani NS, Rahmati O (2015) Application of analytical hierarchy process, frequency ratio, and certainty factor models for groundwater potential mapping using GIS. *Earth Sci Inform* 8:867–883
- Riley SJ, DeGloria SD, Elliot R (1999) Index that quantifies topographic heterogeneity. *Intermt J Sci* 5:23–27
- Roy S, Bose A, Mandal G (2022) Modeling and mapping geospatial distribution of groundwater potential zones in Darjeeling Himalayan region of India using analytical hierarchy process and GIS technique. *Model Earth Syst Environ* 8:1563–1584. <https://doi.org/10.1007/s40808-021-01174-9>
- Saaty TL (1990) How to make a decision: The analytic hierarchy process. *Eur J Oper Res* 48:9–26. [https://doi.org/10.1016/0377-2217\(90\)90057-1](https://doi.org/10.1016/0377-2217(90)90057-1)
- Sachdeva S, Kumar B (2021) Comparison of gradient boosted decision trees and random forest for groundwater potential mapping in Dholpur (Rajasthan), India. *Stoch Environ Res Risk Assess* 35:287–306. <https://doi.org/10.1007/s00477-020-01891-0>
- Saha S (2017) Groundwater potential mapping using analytical hierarchical process: a study on Md. Bazar Block of Birbhum District. *West Bengal Spat Inf Res* 25:615–626. <https://doi.org/10.1007/s41324-017-0127-1>
- Saranya T, Saravanan S (2020) Groundwater potential zone mapping using analytical hierarchy process (AHP) and GIS for Kancheepuram District, Tamilnadu, India. *Model Earth Syst Environ* 1–18
- Sattar GS, Keramat M, Shahid S (2016) Deciphering transmissivity and hydraulic conductivity of the aquifer by vertical electrical sounding (VES) experiments in Northwest Bangladesh. *Appl Water Sci* 6:35–45. <https://doi.org/10.1007/s13201-014-0203-9>
- Senapati U, Das TK (2022) GIS-based comparative assessment of groundwater potential zone using MIF and AHP techniques in Cooch Behar district. *West Bengal Appl Water Sci* 12:43. <https://doi.org/10.1007/s13201-021-01509-y>
- Singh KP (2005) Nonlinear estimation of aquifer parameters from surficial resistivity measurements. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss* 2:917–938
- Soh Tamehe L, Wei C, Ganno S et al (2021) Depositional age and tectonic environment of the Gouap banded iron formations from the Nyong group, SW Cameroon: Insights from isotopic, geochemical and geochronological studies of drillcore samples. *Geosci Front* 12:549–572. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.07.009>
- Tahmassebi N, Rahmati O, Noormohamadi F, Lee S (2015) Spatial analysis of groundwater potential using weights-of-evidence and evidential belief function models and remote sensing. *Arab J Geosci* 9:79. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2166-z>
- Tchameni R, Mezger K, Nsifa NE, Pouclet A (2001) Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo craton (Ntem complex), South Cameroon. *Lithos* 57:23–42
- Teikeu Assatse W, Njandjock Nouck P, Tabod CT et al (2016) Hydrogeological activity of lineaments in Yaoundé Cameroon region using remote sensing and GIS techniques. *Egypt J Remote Sens Space Sci* 19:49–60. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2015.12.006>
- Tepoule N, Kenfack JV, Ndikum Ndoh E et al (2021) Delineation of groundwater potential zones in Logbadjeck, Cameroun: an integrated geophysical and geospatial study approach. *Int J Environ Sci Technol*. <https://doi.org/10.1007/s13762-021-03259-5>
- Verma N, Patel RK (2021) Delineation of groundwater potential zones in lower Rihand River Basin, India using geospatial techniques and AHP. *Egypt J Remote Sens Space Sci* 24:559–570. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2021.03.005>
- Vijayaprabhu S, Aravindan S, Kalaiavanan K, et al (2022) Groundwater investigation through vertical electrical sounding: a case study from southwest Neyveli Basin, Tamil Nadu. *Int J Energy Water Resour* 1–18
- Virupaksha HS, Lokesh KN (2021) Electrical resistivity, remote sensing and geographic information system approach for mapping groundwater potential zones in coastal aquifers of Gurpur watershed. *Geocarto Int* 36:888–902. <https://doi.org/10.1080/10106049.2019.1624986>
- Yeh H-F, Cheng Y-S, Lin H-I, Lee C-H (2016) Mapping groundwater recharge potential zone using a GIS approach in Hualian River. *Taiwan Sustain Environ Res* 26:33–43. <https://doi.org/10.1016/j.serj.2015.09.005>
- Yesilnacar E, Topal T (2005) Landslide susceptibility mapping: A comparison of logistic regression and neural networks methods in a medium scale study, Hendek region (Turkey). *Eng Geol* 79:251–266. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.02.002>
- Youssef MAS (2020a) Geoelectrical analysis for evaluating the aquifer hydraulic characteristics in Ain El-Soukhna area, West Gulf of Suez. *Egypt NRIAG J Astron Geophys* 9:85–98. <https://doi.org/10.1080/20909977.2020.1713583>
- Youssef MAS (2020b) Geoelectrical analysis for evaluating the groundwater characteristics of wadi El Madamud Area, Southeast Luxor. *Egypt J Taibah Univ Sci* 14:1514–1526. <https://doi.org/10.1080/16583655.2020.1838776>
- Yufeng S, Fengxiang J (2009) Landslide stability analysis based on generalized information entropy. In: 2009 international conference on environmental science and information application technology, pp 83–85
- Zeinivand H, Ghorbani Nejad S (2018) Application of GIS-based data-driven models for groundwater potential mapping in Kuhdasht region of Iran. *Geocarto Int* 33:651–666. <https://doi.org/10.1080/10106049.2017.1289560>
- Zhuang C, Li Y, Zhou Z et al (2022) Effects of exponentially decaying aquitard hydraulic conductivity on well hydraulics and fractions of groundwater withdrawal in a leaky aquifer system. *J Hydrol* 127:439

**Publisher's Note** Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Springer Nature or its licensor holds exclusive rights to this article under a publishing agreement with the author(s) or other rightsholder(s); author self-archiving of the accepted manuscript version of this article is solely governed by the terms of such publishing agreement and applicable law.



# Groundwater potential mapping and mineralization assessment in Campo aquifers, Cameroon using AHP and multivariate statistical analysis

Serges Raoul Kouamou Njifen<sup>1</sup> · Françoise Martine Enyegue A. Nyam<sup>1</sup> · Donald Hermann Fossi<sup>2</sup> · Marcelin Bi-Alou Bikoro<sup>4</sup> · Anita Nguokou Tchikangoua<sup>1</sup> · Charles Tabod Tabod<sup>1,3</sup>

Received: 10 May 2022 / Accepted: 24 April 2023  
© The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature B.V. 2023

## Abstract

Improving the living conditions of campo residents requires access to drinking water. The surface and subsurface factors of a region influence the groundwater potential zones. The main objectives of this paper are to identify suitable groundwater zones for productive drilling and to assess groundwater mineralization in the coastal aquifers of the study area. Geographic Information Systems (GIS) and Analytical Hierarchy Process (AHP) were used in the methodology to generate the groundwater potential map. Lithology, geomorphology, specific capacity, hydraulic conductivity, transmissivity, rainfall, infiltration rate, lineament density, drawdown, static water level, soil thickness, drainage density, slope, and land use/land cover were taken into account to characterize the groundwater potential zones. Weights were assigned to the various parameters and their characteristics according to their impact on groundwater recharge. The groundwater potential map of Campo was classified into four zones namely: very low 783.5 km<sup>2</sup> (28.9%), low 835.2 km<sup>2</sup> (31.9%), moderate 858.4 km<sup>2</sup> (31.7%) and high 199.9 km<sup>2</sup> (7.3%). Multivariate statistical analysis was used to understand groundwater mineralization. Two phenomena are responsible for the mineralization of water: a process of interaction between water and rock; and a process of salinization resulting from natural phenomena or anthropic activities. The present study could guide hydrogeological investigations and groundwater resource management planning in the study area.

**Keywords** Groundwater · Analytical hierarchy process · Multivariate statistical analysis · Mineralization

---

✉ Serges Raoul Kouamou Njifen  
kouamousergeraoul@yahoo.fr

✉ Françoise Martine Enyegue A. Nyam  
francem2019@yahoo.com

Extended author information available on the last page of the article



## 1 Introduction

Clean water is considered a vital necessity for people around the world, and its absence poses a serious threat to the health and survival of people in urban and rural zones. The demand for freshwater in the world is becoming more and more enormous as a result of high population expansion, growth of agricultural and industrial activities (Achu et al., 2020; Elvis et al., 2022; Jasrotia et al., 2013; Verma & Patel, 2021). To meet this shortfall, it is important to characterize and map the zones that are suitable for the establishment of productive boreholes. The public company in charge of drinking water distribution in Cameroon is facing enormous difficulties in supplying the population with drinking water. The lack of financial and human resources is the main cause of this water shortage. The populations of the Campo region in southern Cameroon rely on surface and groundwater for domestic, agricultural and industrial purposes. Groundwater is of paramount importance and is one of the main sources of water supply for the inhabitants of the region. The bedrock of the study area consists of hard, impermeable rocks (Soh Tamehe et al., 2021). Aquifers can only form in these rocks if they are altered, fractured or densely fractured. It is therefore in these singular zones that groundwater deposits can be found that can meet the demands of the population. Unfortunately, these aquifer structures are discontinuous and random (Omosuyi et al., 2021). Their discovery requires the use of several prospecting techniques. The conditioning factors of a region influence the infiltration and movement of groundwater (Achu et al., 2020). In coastal zones, a deep aquifer may contain salt (Dhakate et al., 2016). Sea level rise due to global warming is increasing the salinity of groundwater in coastal zones (Aretouyap et al., 2020). Human activities, natural phenomena and the geological nature of the soil also have an impact on water salinity (Dhakate et al., 2016; Masoud et al., 2018). High levels of salt in groundwater have negative consequences for the inhabitants, agricultural and industrial activities in a coastal region (Hounsinou, 2020). The use of fertilizers during the rainy season has adverse effects on groundwater quality. Effective water management requires an understanding of the phenomena that influence groundwater quality (Enyegue A Kumar & Sangeetha, 2020; Nyam et al., 2020). Hydraulic properties are strongly related to the porosity and permeability of the aquifers (Heigold et al., 1979). Specific capacity, hydraulic conductivity, and transmissivity from pumping tests are very useful aquifer constituents for characterizing groundwater potential zones (Kazakis et al., 2016; Tepoule et al., 2021). Few recent studies have combined surface and subsurface parameters to characterize the groundwater potential zones (Arshad et al., 2020; Shahinuzzaman et al., 2021). In the present investigation, several factors influencing groundwater recharge and flow were taken into account to delineate groundwater potential zones from conventional, borehole, and remote sensing data. In many recent studies, several researchers have used different statistical models such as, Analytical Hierarchy Process (AHP) (Arunbose et al., 2021; Hayaty et al., 2014; Kulandaisamy et al., 2020), Frequency Ratio (Arshad et al., 2020; Elvis et al., 2022), Shannon Entropy (Ahmed et al., 2021; Al-Abadi, 2017), Weight of Evidence (Chen et al., 2018; Rane & Jayaraj, 2022) and Multi-Influencing Factor (Senapati & Das, 2022) were used to evaluate the groundwater potential zones. The AHP was selected for this study because of its satisfactory performance in many groundwater studies (Halder & Bandyopadhyay, 2022; Kom et al., 2022). Despite its subjective nature, the AHP depends on the opinion of several experts in the classification of criteria and sub-criteria (Althuwaynee et al., 2014). The AHP is a multi-criteria decision-making model (Saaty, 1990) commonly used for the assessment of groundwater potential zones (Muralitharan & Palanivel, 2015). Many researchers have made extensive

use of physicochemical parameters to understand the origin of groundwater mineralization (Gaikwad et al., 2020; Rezaei et al., 2019). Multivariate statistical analysis such as Principal Component Analysis (PCA) and Pearson Correlation Analysis has been successfully proven to identify and understand the sources of mineralization in groundwater (Marín Celestino et al., 2018; Masoud et al., 2018). The main objectives of this study are: (1) to characterize the groundwater potential zones from selected conditioning factors using the AHP method in a GIS environment, (2) to understand the processes related to the origin of groundwater mineralization in aquifers in the study area from multivariate statistical analysis. This research will help with groundwater planning and management in the Campo region.

## 2 Study area

The Campo district is located in the southern Cameroon region, between latitudes  $2^{\circ}22'$  and  $3^{\circ}60'$  and longitudes  $9^{\circ}80'$  and  $11^{\circ}14'$ , with an altitude of 7 to 518 m above the geoid. The Campo region is a coastal zone covering a geographical area of about 2769.7 km<sup>2</sup> (Fig. 1). The research area is covered by a very dense hydrographic network that originates from the Atlantic basin. The climate of the study area is tropical Guinean, with four distinct

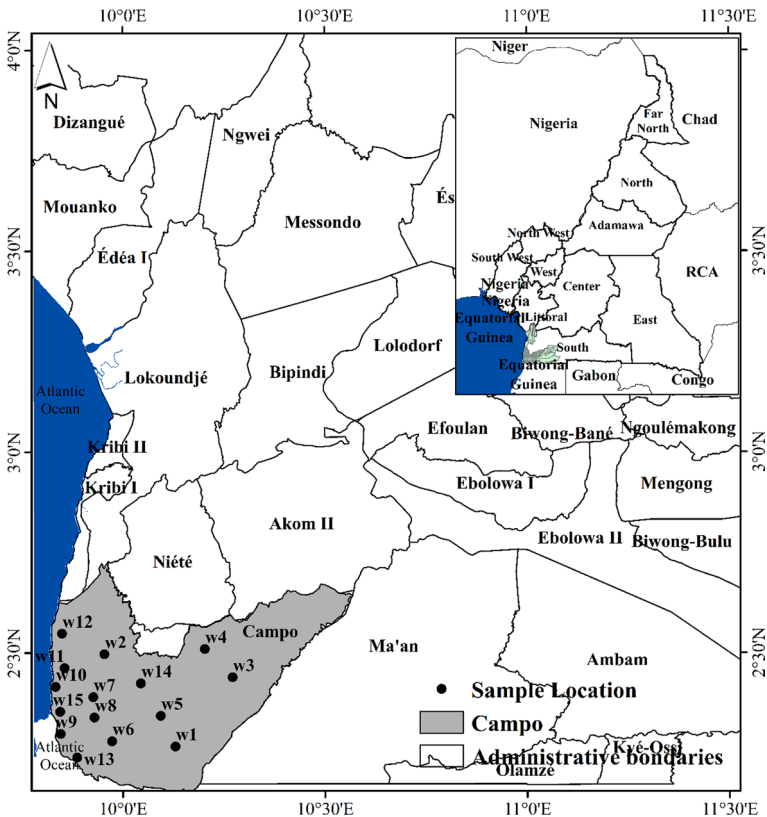


Fig. 1 Location map of the study area

and unequal seasons: a long dry season from November to March, a rainy season from April to June, a relatively dry July, and a fresh rainy season from mid-August to the end of October. The yearly average rainfall is 2294.4 mm, and the annual average temperature is 25.7 °C. The Campo region belongs to the Kribi-Campo sub-basin, characterized by sedimentary and metamorphic formations. The sedimentary formations of the study area date from the Cretaceous-Cenozoic (Owona et al., 2011). The study area consists of a set of very hard and ancient metamorphic rocks, such as gneiss, amphibolite, charnockitic suite and micaschist (Joseph Martial et al., 2019; Tchameni et al., 1996). From a hydrogeological point of view, as in all regions with a crystalline subsoil, two types of groundwater deposits coexist in the region; the altered aquifers contained in the saturated zones of the subsoil and the fractured aquifers. The dominant soil types in the region are: ferrallitic and ferruginous soils.

### 3 Materials and methods

#### 3.1 Parameter selections

The criteria were selected and treated according to their groundwater storage and recharge capacities. The geo-environmental parameters of the region were taken into account in the choice of criteria for the study. Fourteen parameters such as: lithology, geomorphology, specific capacity, hydraulic conductivity, transmissivity, rainfall, infiltration rate, lineament density, drawdown, static water level, soil thickness, drainage density, slope, and land use/land cover were generated using remote sensing, borehole, and conventional data. When it comes to identifying the groundwater potential zones, lithology is a crucial factor. The porosity and permeability of a rock facilitate groundwater flow (Elvis et al., 2022; Murmu et al., 2019). Geology feature is a crucial parameter for aquifer recharge, due to its ability to control water movement and infiltration (Achu et al., 2020; Aykut, 2021). Lithology is the most influential element for groundwater recharge as water infiltration is generally dependent on the porosity and permeability of certain rock types (Murmu et al., 2019). The groundwater potential is directly influenced by geomorphological units such as slope, undulating structures and landform type (A. Roy et al., 2019). The hydraulic parameters (specific capacity, hydraulic conductivity and transmissivity) are closely related to the nature of the rock (Heigold et al., 1979). The specific capacity expresses the quantity of water released by the aquifer per unit area following a drop in the piezometric level (Jasrotia et al., 2013). It is defined to estimate the yield of the aquifer (Jasrotia et al., 2016). Hydraulic conductivity depends on both the nature of the rock and the fluid flowing through it (Obiora et al., 2016). It is also the rate at which a fluid will flow through an isotropic or anisotropic medium (Akintorinwa et al., 2020). Transmissivity is the capacity of the aquifer to allow the horizontal circulation of water throughout its thickness (Ndatuwong & Yadav, 2015). It also expresses the flow rate that a borehole can capture. The transmissivity is calculated from the product of the hydraulic conductivity and the thickness of the aquifer (Jasrotia et al., 2016). Groundwater is recharged by precipitation and infiltrates the rock through cracks or fractures (Arefin, 2020). The major source of groundwater recharge is precipitation (Allafta et al., 2021). Groundwater movement and storage occur through fractures or faults (Pourghasemi et al., 2020). The infiltration rate is the flow of water into the ground per unit of time. Rainfall infiltrates into the soil when the intensity of the rainfall is lower than the infiltration capacity. The infiltration process is controlled by

the phenomena controlling the entry of water to the soil surface (Ibrahim-Bathis & Ahmed, 2016). Runoff, soil wetting and percolation are controlled by the infiltration process (Arefin, 2020). Drawdown is the temporary lowering of the water level in the aquifer by pumping while changing the extent of the water in the aquifer. The static water level can be used to estimate favorable groundwater zones (Ahmed II & Pradhan, 2019). Soil thickness is a crucial element for groundwater recharge. Drainage density is a quantitative measure of channels per unit area (Achu et al., 2020; Fossi et al., 2021). Drainage density describes the relationship between surface runoff and soil permeability (Kanagaraj et al., 2019). The angle of the slope has a significant influence on rainfall infiltration (Yeh et al., 2016). Vegetation, cultivated land, water bodies, and built-up areas are parameters that influence the recharge process of aquifers (Verma & Patel, 2021).

### 3.2 Data acquisition and preparation of selected parameters

The lithology map was generated by digitizing the geological map of Cameroon at a 1:500,000 scale. Geomorphological, lineament density, infiltration rate, drainage density, and slope maps were generated using digital terrain model (DEM) data collected by the Shuttle Radar Topography Mission using ArcGIS 10.7 software. The STRM DEM data were acquired from the website (<http://srtm.csi.cgiar.org>). In order to create a geomorphic map, the slope and shaded relief maps obtained from the DEM data were used to verify and detect structures showing morphological signs (Onorati et al., 1992). To identify the lineaments, eight shaded relief images were generated with a constant source inclination to the horizontal of 45° and eight different azimuth angles 0°, 45°, 60°, 100°, 140°, 170°, 230° and 315°. The faults of the geological map of the region were also added to the lineaments extracted from the shaded relief. The extracted lineaments were overlaid with data such as roads and lanes to avoid their consideration during extraction (Serele et al., 2020). The density line tool in ArcGIS 10.7 was used to the density lineaments map from Eq. 1 (Greenbaum, 1985):

$$LD = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{A} \quad (1)$$

where  $L_i$  is the total length of the lineaments (km) and  $A$  is the grid area (km<sup>2</sup>).

The drainage density map was obtained from the drainage network of the study area. The drainage density map was calculated from the following Eq. 2 (Greenbaum, 1985; HORTON, 1945):

$$DD = \frac{\sum_{i=1}^n D_i}{A} \quad (2)$$

where  $D_i$  total length of all streams (km) and  $A$  is the grid area (km<sup>2</sup>).

The infiltration rate is proportional to the density of drainage and the frequency of streams (Fanira, 1969). Stream frequency is the ratio of all streams of a particular order to the area of the study area (Horton, 1945). The infiltration rate in the study area was calculated from Eqs. (3 and 4):

$$F_s = \frac{Q_v}{A} \quad (3)$$

$$IR = DD \times F_s \quad (4)$$

where IR=infiltration rate,  $F_s$ =Stream frequency;  $Q_v$ =Total number of stream segments of orders “v”; A=area of the study area.

Rainfall data for the period 2011 to 2020 in the study area was acquired from the Climate Research Unit website ([www.cru.uea.ac.uk/data](http://www.cru.uea.ac.uk/data)). The Inverse Distance Weighted (IDW) interpolation method in ArcGIS 10.7 was used to generate the annual average rainfall map for a ten-year period. The IDW approach is very helpful and is faster and simpler than kriging (Mueller et al., 2004; Setianto & Triandini, 2013). Specific capacity, hydraulic conductivity, transmissivity, drawdown and static water level are the aquifer parameters from the pumping tests. The aquifer parameter maps were generated using the IDW method in ArcGIS software. The slope is an important factor for aquifer recharge. The slope map was also created using the SRTM DEM. The Landsat 8 OLI image with a resolution of 30 m × 30, acquired on 09/04/2017, was uploaded to the United States Geological Survey Earth Explorer website ([www.earthexplorer.usgs.gov](http://www.earthexplorer.usgs.gov)), and was used to extract the land use/land cover map by unsupervised classification using the ERDAS Imagine software.

### 3.3 Weight assignment using AHP

The final weights of the different parameters and their classes were calculated from the AHP using the following steps: assignment of weights to the different criteria and sub-criteria, normalization of the weights, to test the consistency of the obtained solution. The AHP requires a pairwise comparison matrix (PCM) of the different criteria according to the relative importance of one criterion compared to another (Murmu et al., 2019), based on their impact on groundwater recharge (Doke et al., 2021; Senapati & Das, 2022). The assignment of the weight of each criterion and their features are most important in the decision analysis (Muralitharan & Palanivel, 2015; Saaty, 1990) as the outcome largely depends on the allocation of appropriate weights (Soyaslan, 2020). In his study, a thorough literature review and expert opinion were taken into account in the selection and classification of the criteria. The pairwise comparison matrix was based on an appropriate Saaty scale of 1 to 9 (Saaty, 1980) (Table 1). The relative importance of each criterion in relation to another is placed in a pairwise comparison matrix (Hayaty et al., 2014) (Table 2).

**Table 1** Scale for the pairwise comparison (Saaty, 1980)

Intensity of importance	Definitions
1	Equal importance
2	Equal to moderate importance
3	Moderate importance
4	Moderate to strong importance
5	Strong importance
6	Strong to very strong importance
7	Very strong importance
8	Very to extremely strong importance
9	Extreme importance
2, 4, 6, 8	Intermediate values between two adjacent numbers

**Table 2** The pairwise comparison matrix of each thematic layers

	LI	SC	GM	T	K	RF	LD	IR	S	ST	SL	SWL	DD	LULC	$V_j$
LI	1														0.193
SC	1/2	1													0.141
GM	1/2	1	1												0.144
T	1/3	1/2	1/2	1											0.109
K	1/3	1/2	1/2	1	1										0.103
RF	1/4	1/3	1/3	1/3	1/4	1									0.058
LD	1/4	1/3	1/3	1/3	1/4	1	1								0.060
IR	1/5	1/4	1/4	1/4	1/3	1/3	1/3	1							0.042
S	1/5	1/4	1/4	1/4	1/3	1/3	1/3	1/2	1						0.037
ST	1/4	1/5	1/5	1/5	1/3	1/2	1/3	1/2	1/2	1					0.036
SL	1/7	1/7	1/7	1/6	1/5	1/4	1/4	1/4	1/3	1/3	1				0.016
SWL	1/5	1/5	1/5	1/3	1/4	1/3	1/3	1/3	1/2	1/5	3	1			0.025
DD	1/6	1/5	1/5	1/5	1/5	1/3	1/3	1/3	1/3	1/3	2	1/2	1		0.020
LULC	1/9	1/7	1/7	1/7	1/5	1/6	1/6	1/5	1/5	1/5	1/4	1/3	1/3	1	0.010

LI=Lithology, SC=Specific capacity, GM=Geomorphology, K=Hydraulic conductivity, T=Transmissivity, RF=Rainfall, LD=Lineament's density, IR=Infiltration rate, S=Drawdown, SWL=Static water level, ST=Soil thickness, DD=Drainage density, SL=Slope, LULC=Land use/Land cover,  $V_j$ =Normalized weight

$$Y = \begin{bmatrix} y_{11} & y_{12} & y_{1j} \\ y_{21} & y_{22} & y_{2j} \\ y_{1j} & y_{j2} & y_{jj} \end{bmatrix} \tag{5}$$

The PCM was normalized, to have a common scale (Eq. 6). The normalization was performed by calculating the geometric mean of each row of the pairwise comparison matrix (S. Roy et al., 2022).

$$V_j = \frac{GM_j}{\sum_{j=1}^N GM_j} \tag{6}$$

$$GM_j = \sqrt[y_{1j}y_{2j} \dots y_{jN}] \tag{7}$$

where  $V_j$  is the normalized weight of each parameter and  $GM_j$  is the geometric mean of each of the lines in the PCM. Once the normalized matrix is established, the eigenvalue is calculated from the eigenvectors of each of the criteria and their features. The eigenvalue ( $\lambda_{max}$ ) is used to test the consistency of the resulting solution.

$$\lambda_{max} = \sum_{j=1}^N \frac{Y \times V_j}{N \times V_j} \tag{8}$$

The consistency index (CI) and consistency ratio (CR) were calculated to test the consistency of the weights of the different criteria (Doke et al., 2021) from the following equations (Saaty, 1980):

$$CI = \frac{\lambda_{\max} - N}{N - 1} \quad (9)$$

where N= number of criteria used.

$$CR = \frac{CI}{RI} \quad (10)$$

where RI is the random inconsistency (Saaty, 1980) and its values are presented in Table 3. In this study, the eigenvalue is  $\lambda_{\max} = 15.08$ , the coherence index is  $CI=0.08$  and the coherence ratio is  $CR=0.05$ , is considered acceptable, as its value is less than 0.1 (Saaty, 1990).

### 3.4 Assessment of groundwater potential zones.

All parameters were converted into vector formats and integrated into a GIS environment to delineate groundwater potential zones. To find the groundwater potential zones, the weight of the normalized sub-criteria derived from the AHP was multiplied by the weight of each criterion to produce groundwater potential index (Muralitharan & Palanivel, 2015) (GWPI) (Eq. 11).

$$GWPI = \sum_{j=1}^N V_j R_j \quad (11)$$

where GWPI=Groundwater Potential Index,  $V_j$  and  $R_j$  are the weights of the criteria and sub-criteria in the parameters, respectively. To test the accuracy of our results, the groundwater potential map was validated using data from fifteen borehole yields from the pumping test.

### 3.5 Sensitivity analysis.

After the groundwater potential map has been obtained, sensitivity analysis was used to assess the impact of each parameter of the groundwater potential map (Verma & Patel, 2021). The results of the sensitivity analysis can be used to determine which of the conditioning factors is most or least important in producing the final map (Fenta et al., 2015). This study looked at two forms of sensitivity analysis: the map removal sensitivity analysis and the single parameter sensitivity analysis. For the map removal sensitivity analysis, each of the conditioning factors is eliminated in this procedure, resulting in a new groundwater potential map every time for the remaining factors stacked on top of one another (Napolitano & Fabbri, 1996; Sinha et al., 2016). The single parameter sensitivity analysis assesses the impact of each of the criteria on the groundwater potential index. This technique compares the theoretical weighting factor assigned to the same factor in the groundwater potential map with the effective or real weighting factor for each of the conditioning factors (Fenta et al., 2015; Sener & Davraz, 2013). To rank

**Table 3** Random consistency index (Saaty, 1980)

N	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
RI	0	0.52	0.9	1.12	1.24	1.32	1.41	1.45	1.49	1.51	1.53	1.56	1.57

the factors in order of influence on the groundwater potential map, the minimum, maximum, mean, and standard deviation are calculated in order to analyze the influence of each conditioning factor in relation to the others (Pathak et al., 2009).

$$S = \frac{\left| \frac{GWPI}{N} - \frac{GWPI'}{n} \right|}{GWPI} \times 100 \tag{12}$$

where N=total number of parameters, n=number of remaining parameters and GWPI'=Groundwater Potential index after removing a parameter.

$$W = \frac{V_j R_j}{GWPI} \times 100 \tag{13}$$

where W is the effective weight of each conditioning factor;  $V_j$  and  $R_j$  are the weights of the criteria and sub-criteria. Figure 2 describes all the methods used in this study.

### 3.6 Analysis of physicochemical parameters

The IDW method was used to generate spatial distribution maps of the physicochemical parameters, to understand their evolution in space. The multivariate statistical analysis was carried out on Python 3.7 software using the Scikit-Learn package for the essential calculations. PCA was applied to a dataset of 15 statistical individuals, including 7 observations or physicochemical variables. PCA is a multivariate analysis method that is very vulnerable to extreme values (Soro et al., 2019). PCA must be used on data that has been standardized Eq. (14).

$$Z_{ij} = \frac{x_{ij} - \mu}{\sigma} \tag{14}$$

where  $Z_{ij}$  is the normalized value,  $x_{ij}$  is the data,  $\mu$  and  $\sigma$  are the mean and standard deviation, respectively. To aid interpretation, we determined the contributions of the statistical individuals that weigh the most in defining each factor. An element with a high value contributes the most.

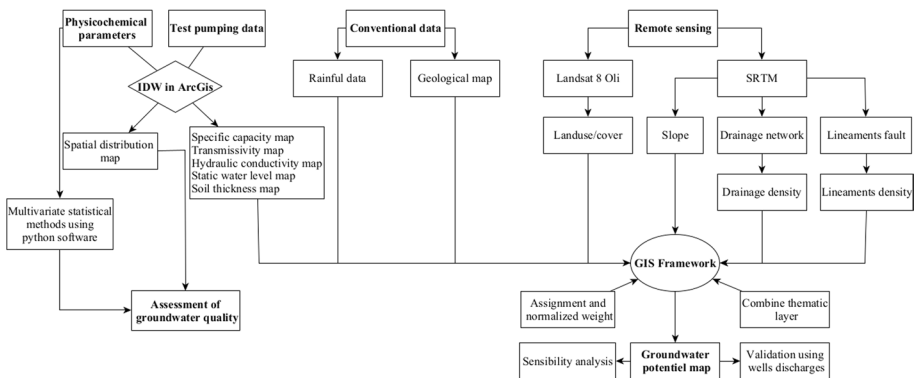


Fig. 2 The flowchart depicting the approach used in this research



$$Ctr_{ik} = \frac{F_{ik}^2}{n * \lambda_k} \quad (15)$$

with  $\lambda_k$  the eigenvalues,  $n$  the number of observations and  $F_{ik}$  the factorial coordinate.

## 4 Results and discussion

### 4.1 Lithology

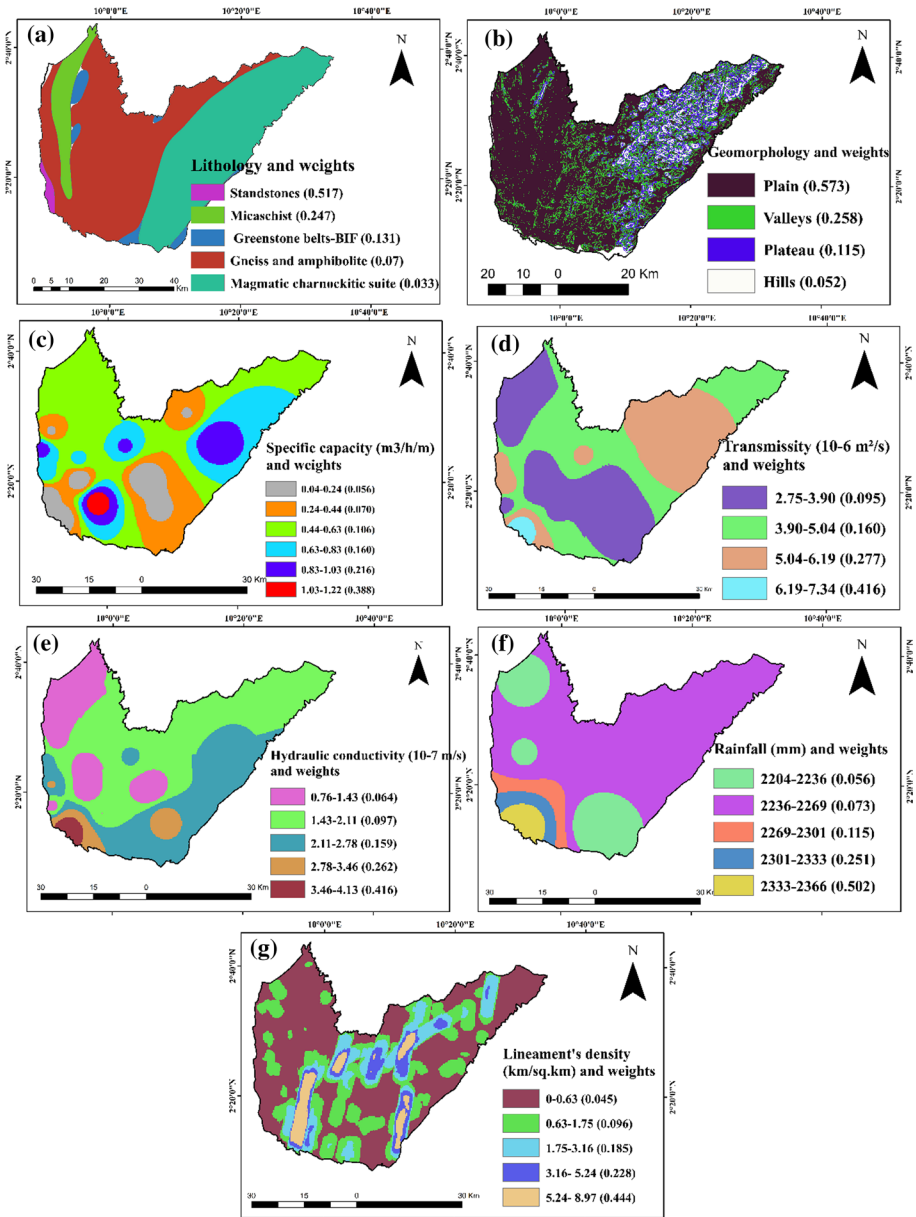
Rocks with high porosity and permeability influence aquifer recharge (Serele et al., 2020). The geological map of the study area is characterized by several geological units namely, sandstones, micaschist, gneiss and amphibolite, gneiss and Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG), and the charnockitic suite, which cover 60.3 km<sup>2</sup> (0.5%), 131.6 km<sup>2</sup> (1.1%), 998 km<sup>2</sup> (34.5%), 342.3 km<sup>2</sup> (2.7%) and 1210.8 km<sup>2</sup> (44.3%) of the study area (Fig. 3a). Weights were assigned to lithology features. The highest normalized weight (0.517) was assigned to the sandstones, due to its high porosity and permeability. The Charnockitic suite is a very resistant rock and was assigned the lowest normalized weight (0.033) (Table 4).

### 4.2 Geomorphology

The geomorphology of a region exhibits different landforms and structural elements, which is crucial for determining the groundwater potential zones (Abijith et al., 2020; Ghosh et al., 2022; Saranya & Saravanan, 2020). The geomorphological features of the research area were classified into four units such as, plains, valleys, plateau and hills (Fig. 3b). The plains cover the largest area of the study area 1758.8 km<sup>2</sup> (64.6%), followed by the valleys 510.4 km<sup>2</sup> (19.4%), plateau 300.4 km<sup>2</sup> (11.03%) and hills 134.1 km<sup>2</sup> (5.02%). The plains were given the highest normalized weight (0.517) because of their high infiltration rate, very low slopes, and percolation capacity (Abijith et al., 2020; Thapa et al., 2017). The hills are dominated by complex rocks, steep slopes and short, acting as runoff zones with very little opportunity for infiltration (Deepika et al., 2013; Verma & Patel, 2021). The lowest normalized weight (0.052) was assigned to the hills.

### 4.3 Specific capacity

The specific capacities in the study area vary from 0.049 to 1.228 m<sup>3</sup> /h/m, with an average of 0.45 m<sup>3</sup> /h/m and a standard deviation of 0.32 m<sup>3</sup> /h/m. The specific capacity map in the study area was classified into six categories (Fig. 3c). The very low (0.049–0.246 m<sup>3</sup> /h/m) and very high (1.031–1.227 m<sup>3</sup> /h/m) specific capacity zones occupy 233.8 km<sup>2</sup> (8.3%) and 32.75 km<sup>2</sup> (1.2%) of the study area. The very high specific capacity values reflect a good yield of the aquifer (Jasrotia et al., 2016). Weights were assigned to the individual specific capacity features according to their relative importance in groundwater delineation. The highest normalized weight (0.388) was assigned to high specific capacity values and the lowest normalized weight (0.056) to very low values (Table 4).



**Fig. 3** Groundwater is influenced by geological, topographical, hydrological. **a** Lithology, **b** Geomorphology, **c** Specific capacity, **d** Transmissivity, **e** Hydraulic conductivity, **f** Rainfall, **g** Lineament's density, **h** Infiltration rate, **i** Drawdown, **j** Static water level, **k** Soil thickness, **l** Drainage density, **m** Slope, **n** Land use / Land cover maps

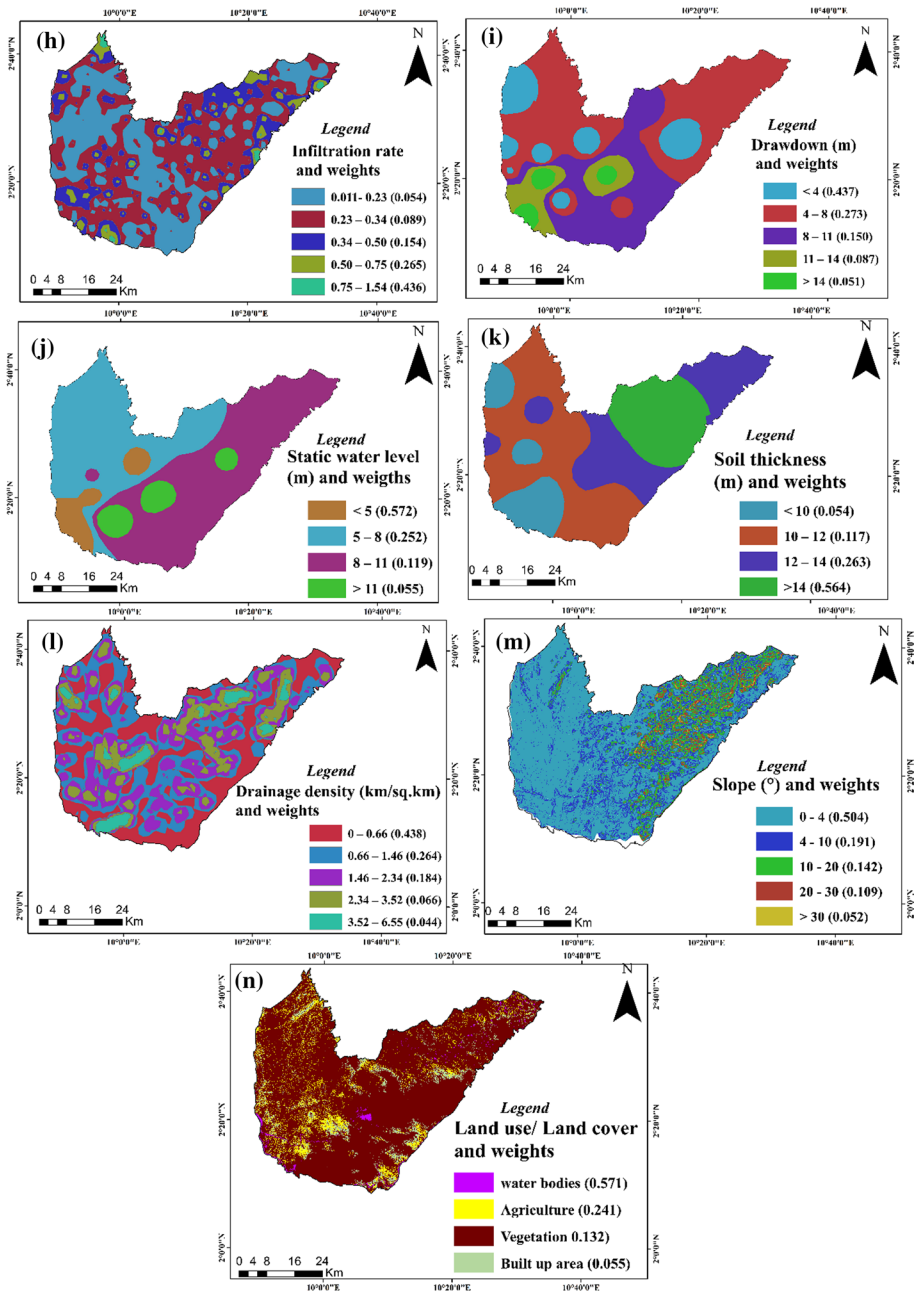


Fig. 3 (continued)

**Table 4** The pairwise comparison matrix and normalized weights ( $R_j$ ) of the features with ratings ( $r_i$ ) and (CR) consistency ratios

Class	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)	CR	$r_i$	$R_j$
<i>Lithologie (LI)</i>							0.035		
Sandstone	1							5	0.517
Micaschist	1/3	1						4	0.247
Greenstones belts-BIF	1/5	1/2	1					3	0.131
Gneiss and amphibolite	1/7	1/5	1/2	1				2	0.070
Charnockitic suite	1/9	1/7	1/5	1/3	1			1	0.033
<i>Geomorphology (GM)</i>									
Plains	1						0.034	5	0.573
Valleys	1/3	1						3	0.258
Plateau	1/5	1/3	1					2	0.115
Hills	1/8	1/5	1/3	1				1	0.052
<i>Specific capacity (SC) (m<sup>3</sup>/h/m)</i>							0.023		
0.049 – 0.246	1							1	0.056
0.246 – 0.442	1/2	1						2	0.070
0.442 – 0.638	1/3	1/2	1					3	0.106
0.638 – 0.835	1/4	1/2	1/2	1				4	0.160
0.835 – 1.031	1/5	1/3	1/3	1/2	1			4	0.216
1.031 – 1.227	1/5	1/3	1/3	1/2	1/2	1		5	0.388
<i>Transmissivity (T) (10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup>/s)</i>							0.011		
2.75 – 3.90	1							1	0.095
3.90 – 5.04	2	1						2	0.160
5.04 – 6.19	3	3	1					3	0.277
6.19 – 7.34	5	4	3	1				5	0.466
<i>Hydraulic conductivity (K) (10<sup>-7</sup> m/s)</i>							0.029		
0.76 – 1.43	1							1	0.064
1.43 – 2.11	2	1						2	0.097
2.11 – 2.78	3	2	1					3	0.159
2.78 – 3.46	4	3	2	1				4	0.262
3.46 – 4.13	5	4	3	2	1			5	0.416
<i>Rainfall (RF) (mm)</i>							0.09		
2204 – 2236	1							1	0.056
2236 – 2269	3	1						2	0.073
2269—2301	5	3	1					3	0.115
2301 – 2333	6	4	2	1				4	0.251
2333 – 2366	7	5	3	2	1			5	0.502
<i>Lineament's density (LD)(km/sq.km)</i>							0.019		
0 – 0.63	1							1	0.045
0.63 – 1.75	2	1						2	0.096
1.75 – 3.16	3	1	1					3	0.185
3.16 – 5.24	5	3	2	1				4	0.228
5.24 – 8.97	7	5	4	3	1			5	0.444
<i>Infiltration rate (IR)</i>							0.009		

**Table 4** (continued)

Class	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)	CR	r <sub>i</sub>	R <sub>j</sub>
0.011–0.23	1							1	0.054
0.23–0.34	2	1						2	0.089
0.34–0.50	3	2	1					3	0.154
0.50–0.75	5	3	2	1				4	0.265
0.75–1.54	6	5	3	2	1			5	0.436
Drawdown (S) (m)							0.02		
<4	1							5	0.437
4–8	1/3	1						4	0.273
8–11	1/5	1/3	1					3	0.150
11–14	1/7	1/4	1/2	1				2	0.087
>14	1/8	1/5	1/3	1/2	1			1	0.051
Static water level (SWL) (m)							0.022		
<5	1							5	0.572
5–8	1/2	1						3	0.252
8–11	1/3	1/2	1					2	0.119
>11	1/4	1/3	1/2	1				1	0.055
Soil thickness (ST) (m)							0.04		
<10	1							1	0.564
10–12	3	1						2	0.263
12–14	5	3	1					3	0.117
>14	7	5	3	1				4	0.054
Drainage density (DD) (km/sq.km)							0.026		
0–0.66	1							5	0.438
0.66–1.46	1/2	1						4	0.264
1.46–2.34	1/3	1/2	1					3	0.184
2.34–3.52	1/6	1/4	1/4	1				2	0.066
3.52–6.55	1/7	1/5	1/5	1/2	1			1	0.044
Slope (SL)(°)							0.018		
0–4	1							5	0.504
4–10	1/3	1						4	0.191
10–20	1/4	1.0	1					3	0.142
20–30	1/5	1/2	1.0	1				2	0.109
>30	1/7	1/5	1/3	1/2	1			1	0.052
Land use/ land cover (LULC)							0.027		
Water	1							5	0.571
Agriculture	1/3	1						3	0.241
Vegetation	1/5	1/2	1					2	0.132
Built-up Area	1/7	1/5	1/3	1				1	0.055

#### 4.4 Transmissivity

The ability of a hydraulic conductivity layer to move water across its thickness determines an aquifer's transmissivity (Ndatuwong & Yadav, 2015). The transmissivity of aquifers in the study area varies from 2.75 to 7.35 ( $\times 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s), with an average of

$4.14 \times 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s and a standard deviation of  $1.24 \times 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s. The significant dispersion of transmissivity is due to the diversity of complex rocks in the study area. The transmissivity map was subdivided into four classes (Fig. 3d): 2.75–3.90 m<sup>2</sup>/s (low), 3.90–5.04 m<sup>2</sup>/s (moderate), 5.04–6.19 m<sup>2</sup>/s (high) and 6.19–7.34 m<sup>2</sup>/s (very high). The low and moderate transmissivity classes occupy most of the study area, at 957.8 km<sup>2</sup> (34.7%) and 1011.17 km<sup>2</sup> (36.6%). The highest normalized weight (0.466) was assigned to the very high transmissivity due to their water storage capacities (Table 4).

#### 4.5 Hydraulic conductivity

Hydraulic conductivity is a hydrogeological parameter related to permeability. It facilitates the movement of groundwater (Zhuang et al., 2022). Hydraulic conductivity varies from 0.763 to 4.14 (10<sup>-7</sup> m/s) in the study area, with an average of  $1.51 \times 10^{-7}$  m/s and a standard deviation of  $0.83 \times 10^{-7}$  m/s. The hydraulic conductivity map is divided into five classes (Fig. 3e). The zones of very low hydraulic conductivity (0.76–1.43 m/s) occupy 483.9 km<sup>2</sup> (17.5%) and are observed in the northeastern part of the study area. Groundwater flow is difficult in areas of low hydraulic conductivity due to the nature of the rocks (Akintorinwa et al., 2020). The very high hydraulic conductivity values (3.46–4.14 m/s) are found in the southwestern part and cover an area of 38.9 km<sup>2</sup> (1.4%). The highest normalized weight (0.416) was assigned to the very high hydraulic conductivity, due to their high permeabilities (Table 4).

#### 4.6 Rainfall

Annual average rainfall for a period of 10 years (2011–2020) was used to observe the spatial distribution of rainfall in the study area. The rainfall values in the study area vary from 2204 to 2366 mm. The rainfall map has been grouped into five distinct classes (Fig. 3f). The zones of very high rainfall are found in the northwestern part and cover 91.3 km<sup>2</sup> (3.3%) of the study area. The zones of very high rainfall reflect a higher potential for aquifer recharge (Murmu et al., 2019). The highest normalized weight (0.502) was assigned to very high rainfall zones (Table 4).

#### 4.7 Lineament density

The very high lineament density is very favorable for groundwater recharge (Arunbose et al., 2021). The lineament density values in the study area vary from 0 to 8.9 km/sq.km. In the present study, a normalized weight of 0.08 was assigned to the lineament density in order to assess the groundwater potential zones (Table 2). The lineament density map of the study area was divided into five categories (Fig. 3g): 5.24–8.9 km/sq.km (very high), 5.24–3.16 km/sq.km (high), 3.16–1.75 km/sq.km (moderate), 1.75–0.63 km/sq.km (low) and 0–0.63 km/sq.km (very low), and cover the areas of 44.9 km<sup>2</sup> (1.6%), 206.6 km<sup>2</sup> (7.5%), 448.2 km<sup>2</sup> (16.4%), 645.3 km<sup>2</sup> (23.6%) and 1392.2 km<sup>2</sup> (50.7%). The highest normalized weight (0.444) was assigned to a very high lineament density (Table 4).

## 4.8 Infiltration rate

The infiltration rate depends on the texture of the soil, which favors the circulation of surface water (Aykut, 2021). The infiltration rate map of the study area was divided into five categories (Fig. 3h): 0.011–0.23 (very low), 0.23–0.34 (low), 0.34–0.5 (moderate), 0.5–0.75 (high) and 0.75–1.54 (very high), covering 999.2 km<sup>2</sup> (36.5%), 1165.3 km<sup>2</sup> (42.3%), 440.2 km<sup>2</sup> (16.1%), 120.1 km<sup>2</sup> (4.4%) and 19.2 km<sup>2</sup> (0.7%) of the study area. The highest normalized weight (0.436) was attributed to areas with very high infiltration rates (Table 4). A very high infiltration rate is beneficial for groundwater recharge (Ibrahim-Bathis & Ahmed, 2016).

## 4.9 Drawdown

The drawdown is the difference between the piezometric level and the pumping water level (Jasrotia et al., 2016). The drawdown values in the study area vary from 0.84 to 18.02 m, with an average of 5.8 m and a standard deviation of 4.97 m. It was assigned a normalized weight of 0.041 (Table 2). The drawdown map was reclassified into five distinct classes (Fig. 3i). The very low class (<4 m) covers 356.3 (12.9%) km<sup>2</sup> of study area, while the very high class (>14 m) covers a smaller portion of the study area 90.4 (3.3%) km<sup>2</sup>. Low drawdown values are favorable for groundwater recharge. The highest normalized weight (0.437) was assigned to zones with very low drawdowns (Table 4).

### 4.9.1 Static water level

The static water level is of great importance in assessing the groundwater potential (Ahmed II & Pradhan, 2019). Static water level values in the study area range from 1.5 to 14.7 m, with an average of 7.37 m and a standard deviation of 3.25 m. The static water levels in the study area were grouped into four distinct classes (Fig. 3j). Low values of static water level indicate high possibilities of groundwater recharge. The classes <5 m (low), 5–8 m (moderate), 8–11 m (high) and >11 m (very high) cover the areas of 181.7 km<sup>2</sup> (6.6%), 1058.5 km<sup>2</sup> (38.4%), 1331.6 km<sup>2</sup> (48.3%) and 182.2 km<sup>2</sup> (6.7%), respectively. The highest normalized weight (0.572) was assigned to zones with low static levels (Table 4).

### 4.9.2 Soil thickness

The soil thickness map was generated from the borehole data using the IDW method. Soil thickness values range from 8 to 16 m in the study area. It was assigned a standard weight of 0.039 (Table 1). The soil thickness map was reclassified into four distinct classes (Fig. 3k): <10 m (low), 10–12 m (moderate), 12–14 m (high) and >14 m (very high). The different classes cover 364.9 km<sup>2</sup> (13.2%), 1106.3 km<sup>2</sup> (40.2%), 731.3 km<sup>2</sup> (25.6%) and 554.7 km<sup>2</sup> (20.1%), respectively. The highest normalized weight was assigned to the very high soil thickness class (Table 4).

### 4.9.3 Drainage density

Drainage is one of the most fundamental factors in hydrology, as it controls the runoff and the infiltration rate (Ibrahim-Bathis & Ahmed, 2016). The higher the drainage density, the higher the percolation level, resulting in low groundwater recharge (Nasir et al., 2018).

To identify groundwater potential zones in the research region, it was given a normalized weight of 0.029 (Table 2). Drainage density values vary from 0 to 6.55 km / sq.km in the study area (Fig. 3l). The drainage density map of the study area was reclassified into five distinct classes: 0–0.66 km/sq.km (very low), 0.66–1.46 km/sq.km (low), 1.46–2.34 km/sq.km (moderate), 2.34–3.52 km/sq.km (high) and 3.52–6.55 km/sq.km (very high). The classes cover 835.5 km<sup>2</sup> (30.3%), 759.2 km<sup>2</sup> (28.6%), 662.5 km<sup>2</sup> (24%), 374.5 km<sup>2</sup> (13.5%) and 124.3 km<sup>2</sup> (4.5%), respectively. The highest normalized weight (0.438) was assigned to zones with very low drainage density due to their low runoff rate (Table 4).

#### 4.9.4 The slope

The slope is a fundamental factor in groundwater recharge, as it facilitates infiltration and runoff of water (Doke et al., 2021). The study area was subdivided into five zones according to their slopes (Fig. 3m): 0°–4° (very low), 4°–10° (low), 10°–20° (moderate), 20°–30° (high), > 30° (very high). The different slope classes represent 1627.2 km<sup>2</sup> (59.8%), 578.7 km<sup>2</sup> (21.9%), 369.3 km<sup>2</sup> (13.5%), 111.1 km<sup>2</sup> (4.2%) and 12.3 km<sup>2</sup> (0.5%) of the study area. Weights were assigned to the slope features. The highest normalized weight (0.504) was assigned to the very low slope zones (Table 4).

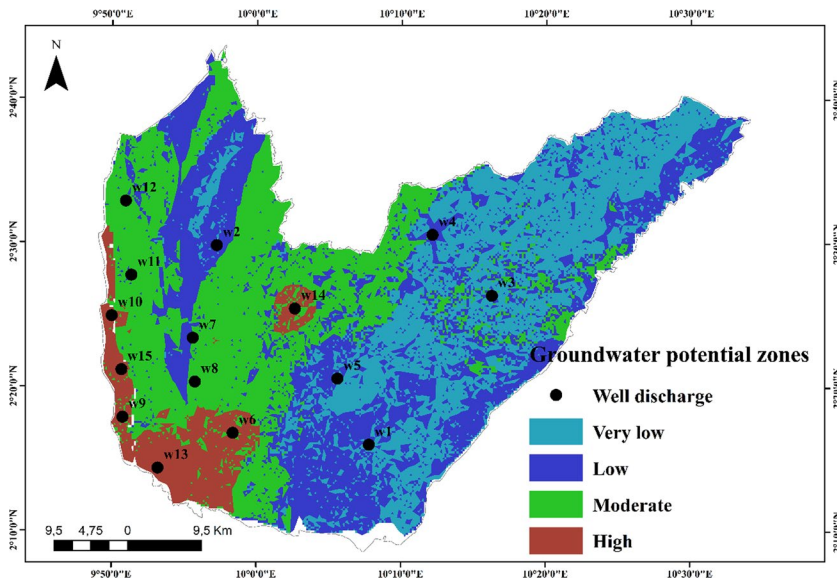
#### 4.9.5 Land use/land cover (LULC)

Land use and land cover are important factors in controlling infiltration and surface runoff (Ajay Kumar et al., 2020). Land use is the least influential parameter for characterization of groundwater potential zones in this study. It was assigned a normalized weight of 0.012 (Table 2). In the study area, primary vegetation accounts for 2343.9 km<sup>2</sup> (85.5%), water bodies for 31.3 km<sup>2</sup> (1.2%), cultivated land for 210.1 km<sup>2</sup> (7.6%) and built-up areas for 152.1 km<sup>2</sup> (5.5%), respectively (Fig. 3n). Built-up areas reduce surface water infiltration due to the lack of permeable surfaces (Allafta et al., 2021). The lowest normalized weight was assigned to built-up areas due to their high-water retention capacity (Verma & Patel, 2021). The highest weights were assigned to water bodies, followed by cultivated land and vegetation (Table 4).

#### 4.9.6 Groundwater potential zones

The layers were transformed into vector format and associated with the Analysis Tools extension using Overlay (Union) in a GIS environment. Subsequently, the groundwater potential indices are enumerated using Eq. (11) in the Field Calculator of ArcGIS software. Figure 4 shows the groundwater potential map of the Campo area. The result of the obtained groundwater potential indices was divided into four distinct classes: very low 783.5 km<sup>2</sup> (28.9%), low 835.2 km<sup>2</sup> (31.9%), moderate 858.4 km<sup>2</sup> (31.7%) and high 199.9 km<sup>2</sup> (7.3%). The groundwater potential map is distributed in three main geographical zones: very low and low in the east, moderate in the center and high in the west of the region. The very low and low groundwater potential are necessarily due to the very steep slopes and the nature of the complex bedrock characterized by charnockitic in these zones, which do not facilitate the infiltration and movement of water into the aquifer. The charnockitic is the oldest geological unit in the study area, covering about 1210.8 km<sup>2</sup> (44.3%) of the study area. The moderate groundwater potential in the center of the study area is mainly due to the high lineament density, very





**Fig. 4** The AHP model generated a groundwater potential map

low drainage density and also to the lithology characterized by fractured gneisses in these zones. The high groundwater potential in the region is observed in the near-shore areas, despite the low lineament density observed in these zones. The high groundwater potential observed in the near-shore areas is attributed to the lithology, which is characterized by sandstones, as well as the very low slopes.

#### 4.9.7 Validation of groundwater potential map

The data used to validate the groundwater potential map should not be used in its creation (Jourda et al., 2006). Well discharge data were overlaid on the groundwater potential map. Fifteen well discharges were used for the validation of the groundwater potential map. Six boreholes are located in areas of high groundwater potential, with an average operating rate of  $1.5 \text{ m}^3/\text{h}$ . Five boreholes are located in the moderate groundwater potential zones, with an average operating rate of  $0.92 \text{ m}^3/\text{h}$ . Four boreholes are located in the low groundwater potential zones, with an average operating rate of  $1.1 \text{ m}^3/\text{h}$ . One borehole with an operating rate of  $1.2 \text{ m}^3/\text{h}$  is located in the low potential zone. The performance of the AHP model was evaluated in this study using the under area the receiver operating characteristics (AUC) from using the ArcSDM tool in the ArcGIS software. The area under the ROC curve can be plotted using the well discharge data to represent as the prediction rate (Rasool et al., 2022). Better performance is indicated by a value very near 1 (Golkarian et al., 2018). The AUC value of the AHP model in this study is 0.756, according to the results (Fig. 5). The identification of groundwater potential zones in the Campo region is very important and beneficial for the inhabitants, as the mapping can be very useful for efficient groundwater development.

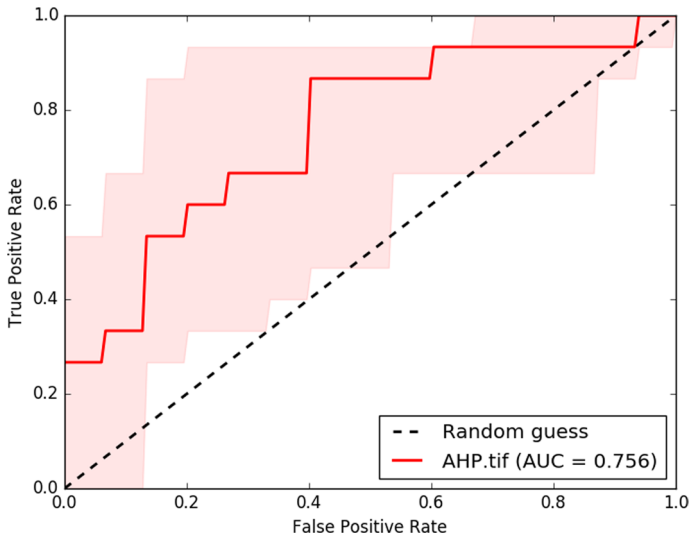


Fig. 5 The under area the ROC curve of the model

Table 5 Statistics of map removal sensibility analysis

Parameter removed	Mean	Minimum	Maximum	SD
LI	1.16	0	7.14	0.95
GM	0.46	0	7.14	0.52
SC	0.37	0	7.14	0.36
K	0.27	0	7.14	0.26
T	0.30	0	7.14	0.29
RF	0.41	0	7.14	0.34
LD	0.34	0	7.14	0.29
IR	0.38	0	7.14	0.43
S	0.33	0	7.14	0.35
SWL	0.32	0	7.14	0.29
ST	0.55	0	7.14	0.55
DD	0.34	0	7.14	0.24
SL	0.43	0	7.14	0.38
LULC	0.31	0	7.14	0.31

## 5 Sensitivity analysis of groundwater potential map

### 5.1 Map removal sensibility analysis

Table 5 presents the results of the average variation index of the map removal sensitivity analysis. This study shows that the parameter with the highest degree of influence on the groundwater potential map is lithology, with an average variation index of 1.05%. This could be due to the high weight assigned to this parameter. According to the results of the map removal sensitivity analysis, the soil thickness map has a moderate average variation

**Table 6** Statistics of single parameter sensibility analysis

Parameter	Mean	Minimum	Maximum	SD
LI	19.29	0	100	15.35
GM	5.55	0	100	8.97
SC	5.10	0	100	6.52
K	5.53	0	100	4.76
T	6.70	0	100	5.38
RF	5.10	0	100	6.74
LD	5.06	0	100	5.55
IR	8.80	0	100	7.33
S	5.77	0	100	6.22
SWL	6.23	0	100	5.61
ST	9.41	0	100	9.95
DD	4.03	0	100	4.46
SL	8.25	0	100	7.46
LULC	5.74	0	100	6.03

index of 0.55%, followed by geomorphology, slope, rainfall, infiltration rate and specific capacity with values of 0.46%, 0.43%, 0.41%, 0.38% and 0.37%, respectively. Hydraulic conductivity has the lowest average variation index (0.27%) of all the conditioning factors. The result shows that the map removal sensitivity analysis does not necessarily depend on the weight assigned to each criterion (Arefin, 2020).

### 5.1.1 The single parameter sensitivity analysis

The average effective weights of the single parameter sensitivity analysis are presented in Table 6. The sensitivity analysis by parameter allows the effective weights to be compared with the theoretical weights assigned to the different criteria. Lithology is the most effective parameter, with an average effective weight of 19.3% equal to its theoretical weight (19.3%). Soil thickness, infiltration rate, slope, transmissivity and static water level are also effective for the groundwater potential map with average effective weights of 9.41%, 8.80%, 8.25%, 6.70% and 6.23%. Drainage density is the least effective parameter for the single parameter sensitivity analysis, with an average effective weight of 4.03%.

## 5.2 4–2. Characterization of groundwater physicochemical parameters

The results of analyses of physicochemical parameters are shown in Table 7. Figure 6a–g illustrates the spatial distribution of physicochemical parameters in the study area.

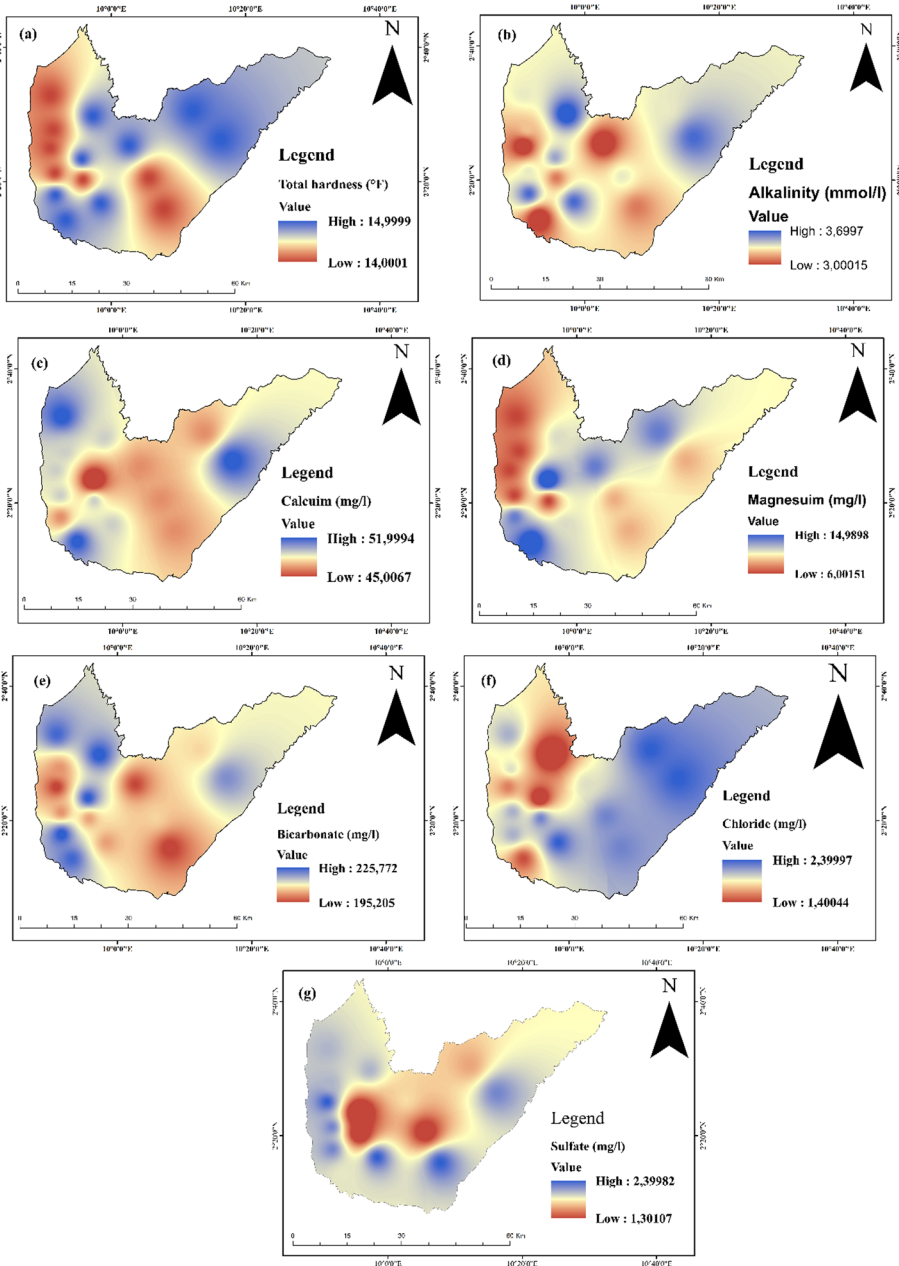
The total hardness of the water results from calcium and magnesium compounds, and the contact of groundwater with rock structures crossed (Adimalla & Taloor, 2020; Enyegue A Nyam et al., 2020). The total hardness varies between 14 and 15 °F, with an average of 14.5 °F and a standard deviation of 0.5 °F. The small variations in total hardness in the Campo area are observed in the western part near the sea, and may be due to the sandstones observed near the coast (Fig. 6a). The total alkalinity of the groundwater may result from the decomposition of carbonaceous minerals (Khawla & Mohamed, 2020). It varies between 3 and 3.7 mmol/l in the study area, with an average of 3.4 mmol/l and a standard deviation of 0.2 mmol/l. The small variations are observed in the western part

**Table 7** Physicochemical parameters and aquifers parameters of the samples

Samples	Total alkalinity (mmol/l)	Bicarbonate (mg/l)	Calcium (mg/l)	Total hardness (°F)	Magnesium (mg/l)	Chloride (mg/l)	Sulfate (mg/l)
W1	3.2	195.2	48.0	14.0	8.0	2.4	2.3
W2	3.7	225.7	50.0	15.0	10.0	2.4	1.9
W3	3.6	219.6	52.0	15.0	8.0	2.3	2.4
W4	3.4	207.4	48.0	15.0	12.0	1.4	2.2
W5	3.4	207.4	48.0	14.0	8.0	2.3	1.6
W6	3.6	203.6	50.0	15.0	10.0	2.4	2.4
W7	3.5	225.3	45.0	15.0	15.0	1.5	1.3
W8	3.2	203.8	50.0	14.0	6.0	2.3	1.5
W9	3.6	225.8	48.0	15.0	12.0	2.2	2.3
W10	3.0	195.6	50.0	14.0	6.0	1.8	2.4
W11	3.3	202.6	50.0	14.0	6.0	2.1	2.2
W12	3.4	223.5	52.0	14.0	6.0	2.2	2.2
W13	3.0	223.6	52.0	15.0	14.0	1.7	2.1
W14	3.0	196.6	48.0	15.0	12.0	2.1	2
W15	3.4	202.6	50.0	14.0	6.0	2.2	2.3
Minimum	3	195.2	45	14	6.0	1.4	1.3
Maximum	3.7	225.8	52	15	15	2.4	2.4
Mean	3.4	210.5	49.4	14.5	9.3	2.08	2.07
Standard deviation	0.2	11.5	1.8	0.5	3.1	0.31	0.33
NormWHO	–	–	–	<30	<50	<250	<250
F (French degree°)							
Samples	Q (m <sup>3</sup> /h)	K (m/s) 10 <sup>-7</sup>	T (m <sup>2</sup> /s)10 <sup>-6</sup>	Swl (m)	S (m)	Q/S (m <sup>3</sup> /h/m)	
W1	1.0	1.69	3.68	9.15	4.61	0.251	
W2	1.2	1.36	4.10	7.84	3.95	0.415	
W3	1.5	1.24	5.51	10.4	2.37	0.848	
W4	1.5	1.38	4.74	6.63	6.02	0.280	
W5	0.7	0.763	2.57	12.2	12.78	0.078	
W6	1.0	1.24	3.68	14.73	1.74	1.228	
W7	1.0	0.970	3.36	8.6	0.84	0.579	
W8	0.8	0.907	2.78	4.25	18.02	0.049	
W9	1.0	1.08	3.21	4.45	8.59	0.131	
W10	1.5	1.59	4.74	7.30	2.12	0.767	
W11	1.0	1.16	3.68	5.93	4.47	0.260	
W12	0.8	0.803	2.78	7.35	13.65	0.467	
W13	2.0	4.15	7.34	1.5	2.17	0.150	
W14	1.5	1.59	4.74	4.01	3.55	0.700	
W15	1.5	1.92	5.51	6.32	3.59	0.633	
Minimum	0.7	0.763	2.75	1.5	0.81	0.049	
Maximum	2.0	4.14	7.35	14.73	18.02	1.222	
Mean	1.14	1.51	4.14	7.73	5.80	0.45	
Standard deviation	0.36	0.80	1.24	3.25	4.97	0.32	
Suite							

**Table 7** (continued)

Q: Discharge, K: Hydraulic conductivity, T: Transmissivity, SWL: Static water level, S: Drawdown, Q/S: Specific capacity.



**Fig. 6** The research area's spatial distribution of physicochemical parameters. **a** Total hardness, **b** Total alkalinity, **c** Calcium, **d** Magnesium, **e** Bicarbonate, **f** Chloride, **g** Sulfate.

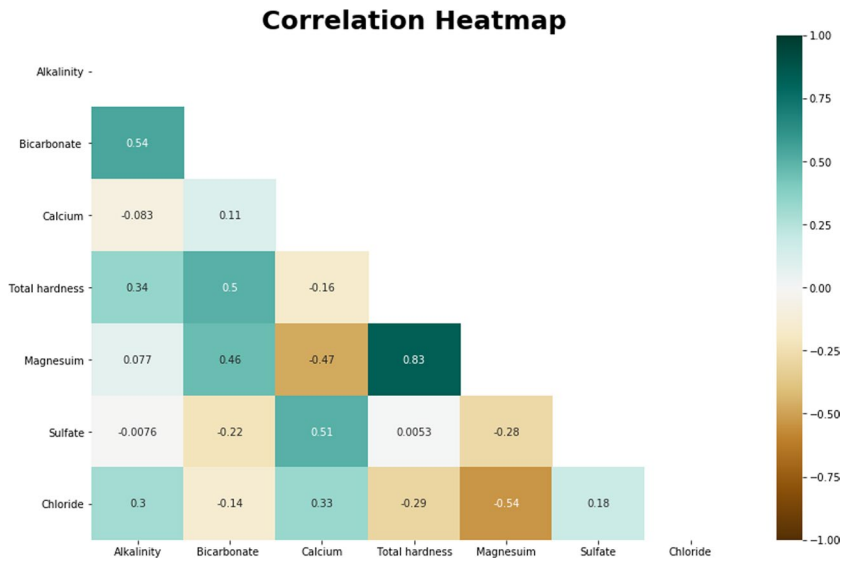
near the sea in the samples (W10, W14, and W13) (Fig. 6b). Silicate minerals could be the sources of calcium in groundwater (Osiakwan et al., 2021). Calcium concentrations vary between 45 and 52 mg/l with an average of 49.4 mg/l and a standard deviation of 1.8 mg/l. These high values of  $\text{Ca}^{2+}$  concentrations in the east (W3) and north (W11 and W12) of the study area may be due to agricultural activities and the lithology of the study area (Fig. 6c). Magnesium concentrations vary between 6 and 18 mg/l with an average of 9.3 mg/l and a standard deviation of 3.1 mg/l. High values are observed in the northern (W4 and W14), central (W7) and southwestern (W9 and W13) parts of the study area (Fig. 6d). Bicarbonate makes a very important contribution to the alkalinity of water. Bicarbonate varies between 195.2 and 225.8 mg/l, with an average of 210.5 mg/l and a standard deviation of 11.5 mg/l. The high values of bicarbonate in the borehole samples (W3, W4, W14 and W8) are observed, which could be the result of calcite dissolution in the sandstones (Fig. 6e) (Snousy et al., 2021). Chloride concentrations vary between 1.4 and 2.4 mg/l, with an average of 2.08 mg/l and a standard deviation of 0.31 mg/l. The low  $\text{Cl}^-$  values are observed in the northeastern and southern parts of the study area (Fig. 6f). High chloride concentrations are observed in the northwestern part of the study area. The high  $\text{Cl}^-$  concentrations may be due to seawater intrusion or anthropogenic activities (Osiakwan et al., 2021). Sulfate can originate from several anthropogenic sources in groundwater (Ismail et al., 2020). Sulfate in the study area varies from 1.3 to 2.4 mg/l, with an average of 2.07 mg/l and a standard deviation of 0.33 mg/l. The spatial analysis of  $\text{SO}_4^{2-}$  shows very high concentrations in the northwest part and very low concentrations in the northeast and central parts of the study area (Fig. 6g).

### 5.3 Multivariate statistical analysis

Multivariate statistical studies, such as Pearson correlation and principal component analysis, are particularly effective at identifying the causes of groundwater pollution and evaluating water quality (Bodrud-Doza et al., 2016; Tiwari et al., 2017). The Python 3.7 software was used in the multivariate statistical analysis of this study. The process of progressive water quality monitoring is substantially facilitated by the link between water quality parameters (Masoud et al., 2018). In multivariate statistical analysis, PCA is a helpful method for explaining relationships between variables and can also be used to evaluate hypotheses (Ballukraya & Ravi, 1999). The principle is to reduce the unnecessary complexity of a dataset by projecting its data into a smaller space (Tiwari et al., 2017).

#### 5.3.1 Correlation between physicochemical parameters

The correlation analysis between physicochemical parameters is established using Pearson's coefficient ( $r$ ) on seven physicochemical parameters. The correlations between the physicochemical variables of groundwater are presented in Fig. 7. In this study, a correlation coefficient greater than or equal to 0.5 means a good relationship between two variables. The positive correlations between alkalinity with total hardness (0.34) and bicarbonate (0.54),  $\text{Mg}^{2+}$  and  $\text{HCO}_3^-$  (0.46),  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{Cl}^-$  (0.18) suggest that groundwater mineralization is impacted by either a natural or anthropogenic origin (Towfiqul Islam et al., 2017). High positive correlations of 0.83 and 0.5 were obtained by total hardness with magnesium and bicarbonate, suggesting that magnesium strongly influences total hardness. The positive correlation between  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  (0.51) could be due to fertilizers (Snousy et al., 2021). The moderate and low correlations between  $\text{HCO}_3^-$  with  $\text{Ca}^{2+}$



**Fig. 7** Matrix showing correlations between several physicochemical properties

**Table 10** Contributions of statistical individuals

ID	ctr_1	ctr_2	ctr_3
w1	0.065834	0.031849	0.006381
w2	0.028793	0.160232	0.049805
w3	0.00071	0.219879	0.022184
w4	0.073848	0.033662	0.075008
w5	0.004751	0.018284	0.208651
w6	0.000239	0.073837	0.004172
w7	0.394913	0.082085	0.104758
w8	0.044549	0.031973	0.111483
w9	0.06279	0.07332	0.000545
w10	0.093409	0.093816	0.089189
w11	0.064713	0.004102	0.000193
w12	0.040871	0.066886	2.22E-05
w13	0.04703	0.00142	0.296271
w14	0.005249	0.10784	0.029506
w15	0.072302	0.000815	0.001832

**Table 8** Variability of the factors

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
Eigenvalue	2.77	1.69	1.12	0.73	0.43	0.15	0.03
Variability (%)	39.7	24.2	16.6	10.5	6.3	2.4	0.4
% Cumulated	39.6	63,8	80.4	90.9	97.2	99.6	100

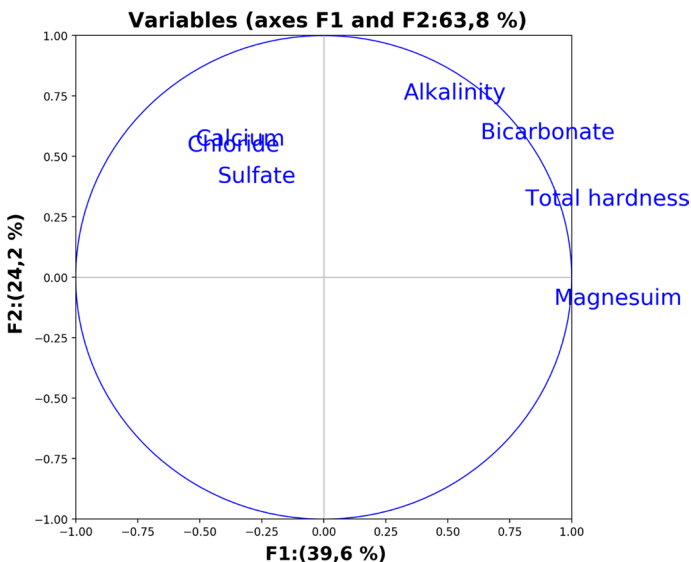
**Table 9** Variable/factor correlation matrix

Variables	F1	F2
Alkalinity	0.32	0.73
Bicarbonate	0.63	0.57
Calcium	-0.51	0.54
Total hardness	0.81	0.29
Magnesium	0.92	-0.11
Sulfate	-0.42	0.39
Chloride	-0.54	0.52

(0.46) and  $Mg^{2+}$  (0.11) confirm the salinity in the aquifers (Marín Celestino et al., 2019). The negative correlation between  $Mg^{2+}$  and  $Cl^{-}$  (-0.54) could be attributed to manmade (agricultural and residential activities) (Rezaei et al., 2020). The low correlation between calcium and total hardness (-0.16) shows that calcium contributes very little to water hardness.

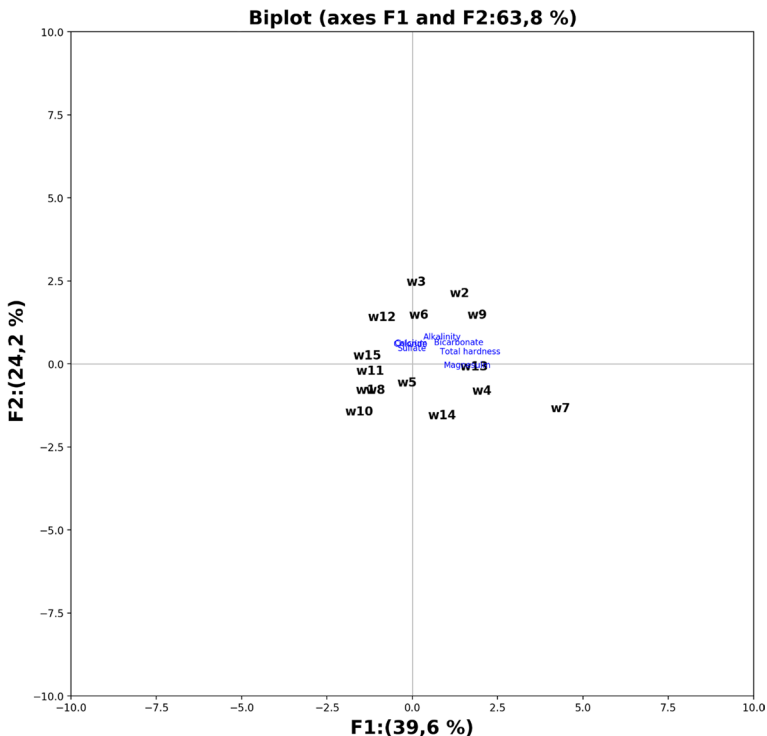
### 5.3.2 Principal component analysis (PCA)

The statistical study from the PCA gives many results which are presented in Tables 8, 9 and 10. In this study, PCA was used to understand the relationships between the variables and the similarities between the water boreholes. Two factorial axes were obtained from the PCA, reflecting the main information sought and allowing a meaningful representation of the scatterplot. The first two factorial axes represent 63.8% of the total inertia of all the variables. Table 8 shows the eigenvalues, variances expressed for each factorial axis and cumulants. The correlations between the variables and the first two factorial axes are

**Fig. 8** Relationships between physicochemical parameters are represented by correlation circles



presented in Table 9. The factor F1, with an expressed variance of 39.7% of the total inertia, is the most important factorial axis (Fig. 8). It is mainly defined in its positive part by total hardness,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  and total alkalinity, and in its negative part by  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{Cl}^-$ . The ions ( $\text{Mg}^{2+}$ ) are generally derived from rock weathering and dolomite dissolution ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) (Enyegue A Nyam et al., 2020). Indeed, very low lineament densities cover nearly half of the study area, making it difficult for groundwater to circulate in the rocks. This is how the mineralization of groundwater will take place (Soro et al., 2019). The factor axis F1 shows that the interaction process between water and rock is the main factor controlling the variability of the origin of groundwater mineralization. The F2 factor, with a variance of 24.2%, is defined mostly in its positive part by total alkalinity,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  and total hardness, and its negative part is defined by  $\text{Mg}^{2+}$ . Domestic wastewater and agricultural fertilizers may be the sources of the positive clustering of variables on this factorial plane (Jiang et al., 2009). The positive correlations of variables on this factorial plane shows that the salinization process is the main factor controlling the variability of groundwater quality. The salinity of the aquifer can result from natural processes or agricultural and residential activities (Marín Celestino et al., 2019; Rezaei et al., 2019, 2020). The similarities between the water samples were observed from the quality of representation on the factorial axes of the statistical individuals. The contribution of the different statistical individuals to the definition of the main factors has allowed us to determine which individuals have the greatest weight in the definition of each factor (Table 10).



**Fig. 9** Graphical representation of physicochemical parameters and groundwater samples from the study area

The analysis in Fig. 9 shows that the samples (W1, W4, W7, W8, W11, W13 and W15) are subject to the water–rock interaction mechanism. The samples (W2, W3, W5, W6, W9, W10, W12 and W14) are influenced by the salinization process. The assessment of groundwater quality is crucial for the health of the population in a region. Understanding the origin of groundwater mineralization can be very useful for water resource planning.

## 6 Conclusion

The Campo region, due to its proximity to the sea, contributes to the economic development of Cameroon through its industries and agricultural activities. The mapping of potential groundwater zones to the establishment of productive drilling would contribute to the improvement of the living conditions of the population. In this study, the groundwater potential zones were characterized using geospatial techniques and the analytical hierarchical process. The Conditioning factor maps were created using remote sensing, conventional, and borehole data. Fourteen parameters such as lithology, geomorphology, specific capacity, hydraulic conductivity, transmissivity, rainfall, infiltration rate, lineament density, drawdown, static water level, soil thickness, drainage density, slope and land use/land cover were selected for the realization of the groundwater potential map. Weights were assigned to all parameters and their features according to their importance in groundwater recharge. The groundwater potential map shows four distinct zones: very low 783.5 km<sup>2</sup> (28.9%), low 835.2 km<sup>2</sup> (31.9%), moderate 858.4 km<sup>2</sup> (31.7%) and high 199.9 km<sup>2</sup> (7.3%). The low and moderate groundwater potential zones result from the complex geological formations of the study area. The area under the receiver operating characteristic (AUC) was determined to evaluate the model's efficacy. The AUC curve result shows that the AHP model has a prediction accuracy of 75.6%. The assessment of groundwater quality is necessary for the preservation of the health of the users. The mechanisms producing mineralization in the groundwater of the study region were identified using multivariate statistical analysis. The multivariate statistical analysis was applied to a dataset of 15 statistical individuals, including 7 observations or physicochemical variables. The PCA was used to determine the similarities between boreholes and the links between physicochemical variables. The PCA highlighted two factors that provide the main information sought. The F1 factor, with a variance of 39.6% of the total inertia, highlights the interaction process between water and rock. The salinization process is highlighted by the F2 factor, which has a variance of 24.2% of the total inertia and may be brought on by anthropogenic or natural causes. This study will contribute to the recognition of suitable areas for the implementation of productive drilling. It will also contribute to a better understanding of the groundwater quality of the Campo region. Future hydrogeological prospection campaigns for drinking water supply in the region will be guided by the results of this paper.

**Acknowledgements** The authors would like to acknowledge the company China Geo-Engineering Corporation in Cameroon (GSC-CAM) for discharge wells dug for use in this study.

**Author contributions** All authors contributed to the study conception and design. Material preparation, data collection and analysis were performed by KNSR, EANFM, FDH, BB-A, NTA and TCT. The first draft of the manuscript was written by KNSR, and all authors commented on previous versions of the manuscript. All authors read and approved the final manuscript.

**Funding** No funding was received for this study.

**Data availability** The data used to support the findings of this study are available from the corresponding author upon request.

## Declarations

**Conflict of interest** The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

## References

- Abijith, D., Saravanan, S., Singh, L., Jennifer, J. J., Saranya, T., & Parthasarathy, K. S. S. (2020). GIS-based multi-criteria analysis for identification of potential groundwater recharge zones—A case study from Ponnaniyaru watershed, Tamil Nadu, India. *HydroResearch*, 3, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.hydres.2020.02.002>
- Achu, A. L., Thomas, J., & Reghunath, R. (2020). Multi-criteria decision analysis for delineation of groundwater potential zones in a tropical river basin using remote sensing, GIS and analytical hierarchy process (AHP). *Groundwater for Sustain Develop*, 10, 100365. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100365>
- Adimalla, N., & Taloor, A. K. (2020). Hydrogeochemical investigation of groundwater quality in the hard rock terrain of South India using Geographic Information System (GIS) and groundwater quality index (GWQI) techniques. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100288.
- Ahmed, J. B., II., & Pradhan, B. (2019). Spatial assessment of termites interaction with groundwater potential conditioning parameters in Keffi Nigeria. *Journal of Hydrology*, 578, 124012.
- Ahmed, N., Hoque, M.A.-A., Pradhan, B., & Arabameri, A. (2021). Spatio-temporal assessment of groundwater potential zone in the drought-prone area of Bangladesh using GIS-based bivariate models. *Natural Resources Research*, 30(5), 3315–3337. <https://doi.org/10.1007/s11053-021-09870-0>
- Ajay Kumar, V., Mondal, N. C., & Ahmed, S. (2020). Identification of groundwater potential zones using rs, gis and ahp techniques : A case study in a part of deccan volcanic province (DVP), Maharashtra, India. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 48(3), 497–511. <https://doi.org/10.1007/s12524-019-01086-3>
- Akintorinwa, O. J., Atitebi, M. O., & Akinlalu, A. A. (2020). Hydrogeophysical and aquifer vulnerability zonation of a typical basement complex terrain : A case study of Odode Idanre southwestern Nigeria. *Heliyon*, 6(8), e 04549. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2020.e04549>
- Al-Abadi, A. M. (2017). Modeling of groundwater productivity in northeastern Wasit Governorate, Iraq using frequency ratio and Shannon's entropy models. *Applied Water Science*, 7(2), 699–716. <https://doi.org/10.1007/s13201-015-0283-1>
- Allafta, H., Opp, C., & Patra, S. (2021). Identification of groundwater potential zones using remote sensing and GIS techniques : A case study of the Shatt Al-Arab Basin. *Remote Sensing*. <https://doi.org/10.3390/rs13010112>
- Althwaynee, O. F., Pradhan, B., Park, H.-J., & Lee, J. H. (2014). A novel ensemble bivariate statistical evidential belief function with knowledge-based analytical hierarchy process and multivariate statistical logistic regression for landslide susceptibility mapping. *CATENA*, 114, 21–36. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.10.011>
- Arefin, R. (2020). Groundwater potential zone identification at Plio-Pleistocene elevated tract, Bangladesh: AHP-GIS and remote sensing approach. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100340. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100340>
- Aretouyap, Z., Billa, L., Jones, M., & Richter, G. (2020). Geospatial and statistical interpretation of lineaments : Salinity intrusion in the Kribi-Campo coastland of Cameroon. *Advances in Space Research*, 66(4), 844–853. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.05.002>
- Arshad, A., Zhang, Z., Zhang, W., & Dilawar, A. (2020). Mapping favorable groundwater potential recharge zones using a GIS-based analytical hierarchical process and probability frequency ratio model : A case study from an agro-urban region of Pakistan. *Geoscience Frontiers*, 11(5), 1805–1819. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.12.013>
- Arunbose, S., Srinivas, Y., Rajkumar, S., Nair, N. C., & Kaliraj, S. (2021). Remote sensing, GIS and AHP techniques based investigation of groundwater potential zones in the Karumeniyar river basin, Tamil Nadu, southern India. *Groundwater for Sustain Develop*, 14, 100586. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2021.100586>

- Aykut, T. (2021). Determination of groundwater potential zones using Geographical Information Systems (GIS) and Analytic Hierarchy Process (AHP) between Edirne-Kalkansogut (northwestern Turkey). *Groundwater for Sustainable Development*, 12, 100545. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2021.100545>
- Ballukraya, P. N., & Ravi, R. (1999). Characterisation of groundwater in the unconfined aquifers of Chennai city, India Part 1-Hydrogeochemistry. *Journal of the Geological Society of India*, 54(1), 1–11.
- Bodrud-Doza, Md., Islam, A. R. M. T., Ahmed, F., Das, S., Saha, N., & Rahman, M. S. (2016). Characterization of groundwater quality using water evaluation indices, multivariate statistics and geostatistics in central Bangladesh. *Water Science*, 30(1), 19–40. <https://doi.org/10.1016/j.wsj.2016.05.001>
- Chen, W., Li, H., Hou, E., Wang, S., Wang, G., Panahi, M., Li, T., Peng, T., Guo, C., & Niu, C. (2018). GIS-based groundwater potential analysis using novel ensemble weights-of-evidence with logistic regression and functional tree models. *Science of the Total Environment*, 634, 853–867.
- Deepika, B., Avinash, K., & Jayappa, K. S. (2013). Integration of hydrological factors and demarcation of groundwater prospect zones : Insights from remote sensing and GIS techniques. *Environmental Earth Sciences*, 70(3), 1319–1338. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2218-1>
- Dhake, R., Sankaran, S., Kumar, V. S., Amarender, B., Harikumar, P., & Subramanian, S. K. (2016). Demarcating saline water intrusion pathways using remote sensing, GIS and geophysical techniques in structurally controlled coastal aquifers in Southern India. *Environmental Earth Sciences*, 75(5), 363. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4940-3>
- Doke, A. B., Zolekar, R. B., Patel, H., & Das, S. (2021). Geospatial mapping of groundwater potential zones using multi-criteria decision-making AHP approach in a hardrock basaltic terrain in India. *Ecological Indicators*, 127, 107685. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107685>
- Elvis, B. W. W., Arsène, M., Théophile, N. M., Bruno, K. M. E., & Olivier, O. A. (2022). Integration of shannon entropy (SE), frequency ratio (FR) and analytical hierarchy process (AHP) in GIS for suitable groundwater potential zones targeting in the Yoyo river basin, Méginga area, Adamawa Cameroon. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 39, 100997. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.100997>
- Nyam, F. E. A., Yomba, A. E., Tchikangoua, A. N., Bounoung, C. P., & Nouayou, R. (2020). Assessment and characterization of groundwater quality under domestic distribution using hydrochemical and multivariate statistical methods in Bafia Cameroon. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100347. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100347>
- Faniran, A. (1968). The index of drainage intensity - a provisional new drainage factor. *Australian Journal of Science*, 31, 328–330. <https://doi.org/10.4236/nr.2016.78040>
- Fenta, A. A., Kifle, A., Gebreyohannes, T., & Hailu, G. (2015). Spatial analysis of groundwater potential using remote sensing and GIS-based multi-criteria evaluation in Raya Valley, northern Ethiopia. *Hydrogeology Journal*, 23(1), 195–206.
- Fossi, D. H., Djomo, H. D., Takodjou Wambo, J. D., Kouayep Tchoundi, L. C., Deassou Sezine, E., Takam Tchoupe, G. B., & Tchatchueng, R. (2021). Extraction and analysis of structural lineaments from Mokolo area, North Cameroon, using DEM and remote sensing images, and their influence on drainage morphometric. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(19), 2062. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08460-x>
- Gaikwad, S., Gaikwad, S., Meshram, D., Wagh, V., Kandekar, A., & Kadam, A. (2020). Geochemical mobility of ions in groundwater from the tropical western coast of Maharashtra, India : Implication to groundwater quality. *Environment, Development and Sustainability*, 22(3), 2591–2624.
- Ghosh, A., Adhikary, P. P., Bera, B., Bhunia, G. S., & Shit, P. K. (2022). Assessment of groundwater potential zone using MCDA and AHP techniques : Case study from a tropical river basin of India. *Applied Water Science*, 12(3), 37. <https://doi.org/10.1007/s13201-021-01548-5>
- Golkarian, A., Naghibi, S. A., Kalantar, B., & Pradhan, B. (2018). Groundwater potential mapping using C5.0, random forest, and multivariate adaptive regression spline models in GIS. *Environmental Monitoring and Assessment*, 190(3), 149. <https://doi.org/10.1007/s10661-018-6507-8>
- Greenbaum, D. (1985). *Review of remote sensing applications to groundwater exploration in basement and regolith*.
- Halder, B., & Bandyopadhyay, J. (2022). Potential sites' selection of groundwater zones using AHP and GIS-based multi-criteria approach of Kolkata Municipal Corporation. *International Journal of Energy and Water Resources*. <https://doi.org/10.1007/s42108-022-00179-z>
- Hayaty, M., Tavakoli Mohammadi, M. R., Rezaei, A., & Shayestehfar, M. R. (2014). Risk assessment and ranking of metals using FDAHP and TOPSIS. *Mine Water and the Environment*, 33(2), 157–164. <https://doi.org/10.1007/s10230-014-0263-y>
- Heigold, P. C., Gilkeson, R. H., Cartwright, K., & Reed, P. C. (1979). Aquifer transmissivity from surficial electrical methods. *Groundwater*, 17(4), 338–345. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1979.tb03326.x>

- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *GSA Bulletin*, 56(3), 275–370. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[275:EDOSAT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2)
- Hounsinou, S. P. (2020). Assessment of potential seawater intrusion in a coastal aquifer system at Abomey—Calavi Benin. *Heliyon*, 6(2), e03173. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2020.e03173>
- Ibrahim-Bathis, K., & Ahmed, S. A. (2016). Geospatial technology for delineating groundwater potential zones in Doddahalla watershed of Chitradurga district, India. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 19(2), 223–234. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2016.06.002>
- Ismail, A. H., Hassan, G., & Sarhan, A.-H. (2020). Hydrochemistry of shallow groundwater and its assessment for drinking and irrigation purposes in Tarmiah district, Baghdad governorate Iraq. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100300. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100300>
- Jasrotia, A. S., Bhagat, B. D., Kumar, A., & Kumar, R. (2013). Remote sensing and GIS approach for delineation of groundwater potential and groundwater quality zones of Western Doon Valley, Uttarakhand, India. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 41(2), 365–377.
- Jasrotia, A. S., Kumar, A., & Singh, R. (2016). Integrated remote sensing and GIS approach for delineation of groundwater potential zones using aquifer parameters in Devak and Rui watershed of Jammu and Kashmir India. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(4), 1–15.
- Jiang, Y., Wu, Y., Groves, C., Yuan, D., & Kambesis, P. (2009). Natural and anthropogenic factors affecting the groundwater quality in the Nandong karst underground river system in Yunnan China. *Journal of Contaminant Hydrology*, 109(1), 49–61. <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2009.08.001>
- Joseph Martial, A., Stéphane Patrick, A., Philemon, Z. Z., Sébatien, O., Théophile, N. M., Giles Abuara, A., & Joseph, M. O. (2019). The Sangmelima granite-greenstone belts (South Cameroon): Integration of remote sensing and aeromagnetic data for structural interpretation. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 22(1), 37–47. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2018.11.005>
- Jourda, J. P., Saley, M. B., Djagoua, E. V., Kouame, J. K., Biemi, J., & Razack, M. (2006). Utilisation des données ETM+ de Landsat et d'un SIG pour l'évaluation du potentiel en eau souterraine dans le milieu fissuré précambrien de la région de Korhogo (Nord de la Côte d'Ivoire): Approche par analyse multicritère et test de validation. *Télétection*, 5, 339–435.
- Kanagaraj, G., Suganthi, S., Elango, L., & Magesh, N. S. (2019). Assessment of groundwater potential zones in Vellore district, Tamil Nadu, India using geospatial techniques. *Earth Science Informatics*, 12(2), 211–223. <https://doi.org/10.1007/s12145-018-0363-5>
- Kazakis, N., Vargemezis, G., & Voudouris, K. S. (2016). Estimation of hydraulic parameters in a complex porous aquifer system using geoelectrical methods. *Science of the Total Environment*, 550, 742–750.
- Khawla, K., & Mohamed, H. (2020). Hydrogeochemical assessment of groundwater quality in greenhouse intensive agricultural areas in coastal zone of Tunisia : Case of Teboulba region. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100335. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100335>
- Kom, K. P., Gurugnanam, B., & Sunitha, V. (2022). Delineation of groundwater potential zones using GIS and AHP techniques in Coimbatore district South India. *International Journal of Energy and Water Resources*. <https://doi.org/10.1007/s42108-022-00188-y>
- Kulandaisamy, P., Karthikeyan, S., & Chockalingam, A. (2020). Use of GIS-AHP tools for potable groundwater potential zone investigations—A case study in Vairavanpatti rural area, Tamil Nadu. *India. Arabian Journal of Geosciences*, 13(17), 866. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-05794-w>
- Kumar, S., & Sangeetha, B. (2020). Assessment of ground water quality in Madurai city by using geospatial techniques. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100297. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100297>
- Marín Celestino, A. E., Martínez Cruz, D. A., Otazo Sánchez, E. M., Gavi Reyes, F., & Vásquez Soto, D. (2018). Groundwater quality assessment : An improved approach to K-Means clustering principal component analysis and spatial analysis: A case study. *Water*. <https://doi.org/10.3390/w10040437>
- Marín Celestino, A. E., Ramos Leal, J. A., Martínez Cruz, D. A., Tuxpan Vargas, J., De Lara Bashulto, J., & Morán Ramírez, J. (2019). Identification of the hydrogeochemical processes and assessment of groundwater quality, using multivariate statistical approaches and water quality index in a wastewater irrigated region. *Water*. Doi: <https://doi.org/10.3390/w11081702>
- Masoud, A. A., El-Horiny, M. M., Atwia, M. G., Gemail, K. S., & Koike, K. (2018). Assessment of groundwater and soil quality degradation using multivariate and geostatistical analyses, Dakhla Oasis Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 142, 64–81. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.03.009>
- Mueller, T. G., Pusuluri, N. B., Mathias, K. K., Cornelius, P. L., Barnhisel, R. I., & Shearer, S. A. (2004). Map quality for ordinary kriging and inverse distance weighted interpolation. *Soil Science Society of America Journal*, 68(6), 2042–2047.

- Muralitharan, J., & Palanivel, K. (2015). Groundwater targeting using remote sensing, geographical information system and analytical hierarchy process method in hard rock aquifer system, Karur district, Tamil Nadu, India. *Earth Science Informatics*, 8(4), 827–842. <https://doi.org/10.1007/s12145-015-0213-7>
- Murmu, P., Kumar, M., Lal, D., Sonker, I., & Singh, S. K. (2019). Delineation of groundwater potential zones using geospatial techniques and analytical hierarchy process in Dumka district, Jharkhand India. *Groundwater for Sustainable Development*, 9, 100239. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100239>
- Napolitano, P., & Fabbri, A. G. (1996). Single-parameter sensitivity analysis for aquifer vulnerability assessment using DRASTIC and SINTACS. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 235(235), 559–566.
- Nasir, M. J., Khan, S., Zahid, H., & Khan, A. (2018). Delineation of groundwater potential zones using GIS and multi influence factor (MIF) techniques : A study of district Swat, Khyber Pakhtunkhwa. *Pakistan. Environmental Earth Sciences*, 77(10), 367. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7522-3>
- Ndatuwong, L. G., & Yadav, G. S. (2015). Application of geo-electrical data to evaluate groundwater potential zone and assessment of overburden protective capacity in part of Sonebadra district. *Uttar Pradesh. Environmental Earth Sciences*, 73(7), 3655–3664. <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3649-z>
- Obiora, D. N., Ibuot, J. C., & George, N. J. (2016). Evaluation of aquifer potential, geoelectric and hydraulic parameters in Ezza North, southeastern Nigeria, using geoelectric sounding. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 13(2), 435–444.
- Omosuyi, G. O., Oshodi, D. R., Sanusi, S. O., & Adeyemo, I. A. (2021). Groundwater potential evaluation using geoelectrical and analytical hierarchy process modeling techniques in Akure-Owode, southwestern Nigeria. *Modeling Earth Systems and Environment*, 7(1), 145–158. <https://doi.org/10.1007/s40808-020-00915-6>
- Onorati, G., Ventura, R., Poscolieri, M., Chiarini, V., & Crucillà, U. (1992). The digital elevation model of Italy for geomorphology and structural geology. *CATENA*, 19(2), 147–178. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(92\)90022-4](https://doi.org/10.1016/0341-8162(92)90022-4)
- Osiakwan, G. M., Appiah-Adjei, E. K., Kabo-Bah, A. T., Gibrilla, A., & Anornu, G. (2021). Assessment of groundwater quality and the controlling factors in coastal aquifers of Ghana : An integrated statistical, geostatistical and hydrogeochemical approach. *Journal of African Earth Sciences*, 184, 104371. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104371>
- Owona, S., Ondoa, J. M., Ratschbacher, L., Ndzana, S. P. M., Tchoua, F. M., & Ekodeck, G. E. (2011). The geometry of the Archean, Paleoproterozoic and Neoproterozoic tectonics in the Southwest Cameroon. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(4), 312–322. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.12.008>
- Pathak, D. R., Hiratsuka, A., Awata, I., & Chen, L. (2009). Groundwater vulnerability assessment in shallow aquifer of Kathmandu Valley using GIS-based DRASTIC model. *Environmental Geology*, 57(7), 1569–1578. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1432-8>
- Pourghasemi, H. R., Sadhasivam, N., Yousefi, S., Tavangar, S., Ghaffari Nazarlou, H., & Santosh, M. (2020). Using machine learning algorithms to map the groundwater recharge potential zones. *Journal of Environmental Management*, 265, 110525. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.110525>
- Rane, N. L., & Jayaraj, G. K. (2022). Comparison of multi-influence factor, weight of evidence and frequency ratio techniques to evaluate groundwater potential zones of basaltic aquifer systems. *Environment, Development and Sustainability*, 24(2), 2315–2344.
- Rasool, U., Yin, X., Xu, Z., Rasool, M. A., Senapathi, V., Hussain, M., Siddique, J., & Trabucco, J. C. (2022). Mapping of groundwater productivity potential with machine learning algorithms : A case study in the provincial capital of Baluchistan Pakistan. *Chemosphere*, 303, 135265. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2022.135265>
- Rezaei, A., Hassani, H., Hassani, S., Jabbari, N., Fard Mousavi, S. B., & Rezaei, S. (2019). Evaluation of groundwater quality and heavy metal pollution indices in Bazman basin, southeastern Iran. *Groundwater for Sustainable Development*, 9, 100245. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2019.100245>
- Rezaei, A., Hassani, H., Tziritis, E., Fard Mousavi, S. B., & Jabbari, N. (2020). Hydrochemical characterization and evaluation of groundwater quality in Dalgan basin SE Iran. *Groundwater for Sustainable Development*, 10, 100353. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100353>
- Roy, A., Keesari, T., Sinha, U. K., & Sabarathinam, C. (2019). Delineating groundwater prospect zones in a region with extreme climatic conditions using GIS and remote sensing techniques : A case study from central India. *Journal of Earth System Science*, 128(8), 201. <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1205-7>
- Roy, S., Bose, A., & Mandal, G. (2022). Modeling and mapping geospatial distribution of groundwater potential zones in Darjeeling Himalayan region of India using analytical hierarchy process and GIS technique. *Modeling Earth Systems and Environment*, 8(2), 1563–1584. <https://doi.org/10.1007/s40808-021-01174-9>
- Saaty, T.L., (1980). The Analytic Hierarchy Process: Planning, Priority Setting, Resource Allocation.
- Saaty, T. L. (1990). How to make a decision : The analytic hierarchy process. *European Journal of Operational Research*, 48(1), 9–26. [https://doi.org/10.1016/0377-2217\(90\)90057-1](https://doi.org/10.1016/0377-2217(90)90057-1)

- Saranya, T., & Saravanan, S. (2020). Groundwater potential zone mapping using analytical hierarchy process (AHP) and GIS for Kancheepuram District, Tamilnadu, India. *Modeling Earth Systems and Environment*, 1-18.
- Senapati, U., & Das, T. K. (2022). GIS-based comparative assessment of groundwater potential zone using MIF and AHP techniques in Cooch Behar district. *West Bengal. Applied Water Science*, 12(3), 43. <https://doi.org/10.1007/s13201-021-01509-y>
- Sener, E., & Davraz, A. (2013). Assessment of groundwater vulnerability based on a modified DRASTIC model, GIS and an analytic hierarchy process (AHP) method : The case of Egirdir Lake basin (Isparta, Turkey). *Hydrogeology Journal*, 21(3), 701–714.
- Serele, C., Pérez-Hoyos, A., & Kayitakire, F. (2020). Mapping of groundwater potential zones in the drought-prone areas of south Madagascar using geospatial techniques. *Geoscience Frontiers*, 11(4), 1403–1413. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.11.012>
- Setianto, A., & Triandini, T. (2013). Comparison of kriging and inverse distance weighted (IDW) interpolation methods in lineament extraction and analysis. *Journal of Applied Geology*, 5(1).
- Shahinuzaman, M., Haque, M. N., & Shahid, S. (2021). Delineation of groundwater potential zones using a parsimonious concept based on catastrophe theory and analytical hierarchy process. *Hydrogeology Journal*, 29(3), 1091–1116. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02322-2>
- Sinha, M. K., Verma, M. K., Ahmad, I., Baier, K., Jha, R., & Azzam, R. (2016). Assessment of groundwater vulnerability using modified DRASTIC model in Kharun Basin, Chhattisgarh India. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(2), 98. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2180-1>
- Snousy, M. G., Wu, J., Su, F., Abdelhalim, A., & Ismail, E. (2021). Groundwater Quality and Its Regulating Geochemical Processes in Assiut Province, Egypt. *Exposure and Health*, pp. 1-19.
- Soh Tamehe, L., Wei, C., Ganno, S., Rosière, C. A., Nzenti, J. P., Gatse Ebotehouna, C., & Lu, G. (2021). Depositional age and tectonic environment of the Gouap banded iron formations from the Nyong group, SW Cameroon : Insights from isotopic, geochemical and geochronological studies of drillcore samples. *Geoscience Frontiers*, 12(2), 549–572. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.07.009>
- Soro, G., Soro, T. D., Adjiri, O. A., & Soro, N. (2019). Application des méthodes statistiques multivariées à l'étude hydrochimique des eaux souterraines de la région des lacs (centre de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 13(3), 1870–1889.
- Soyaslan, İ. (2020). Assessment of groundwater vulnerability using modified DRASTIC-Analytical Hierarchy Process model in Bucak Basin. *Turkey. Arabian Journal of Geosciences*, 13(21), 1127. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-06101-3>
- Tchameni, R., Mezger, K., & Nsifa, E. N. (1996). Geochemical and Nd-Sr isotope composition of the Archean Ntem granitoids (Sud-Cameroon) : Origine and source characterisation. *Réunion Des Sciences de La Terre*, 16. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=6312976>
- Tepoule, N., Kenfack, J. V., Ndikum Ndoh, E., Koumetio, F., & Tabod Tabod, C. (2021). Delineation of groundwater potential zones in Logbadjeck, Cameroun An integrated geophysical and geospatial study approach. *International Journal of Environmental Science and Technology*. Doi: <https://doi.org/10.1007/s13762-021-03259-5>
- Thapa, R., Gupta, S., Guin, S., & Kaur, H. (2017). Assessment of groundwater potential zones using multi-influencing factor (MIF) and GIS : A case study from Birbhum district. *West Bengal. Applied Water Science*, 7(7), 4117–4131. <https://doi.org/10.1007/s13201-017-0571-z>
- Tiwari, A. K., Singh, A. K., Singh, A. K., & Singh, M. P. (2017). Hydrogeochemical analysis and evaluation of surface water quality of Pratapgarh district, Uttar Pradesh. *India. Applied Water Science*, 7(4), 1609–1623. <https://doi.org/10.1007/s13201-015-0313-z>
- Towfiqul Islam, A. R. M., Shen, S., Bodrud-Doza, M., & Safiur Rahman, M. (2017). Assessing irrigation water quality in Faridpur district of Bangladesh using several indices and statistical approaches. *Arabian Journal of Geosciences*, 10(19), 418. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-3199-2>
- Verma, N., & Patel, R. K. (2021). Delineation of groundwater potential zones in lower Rihand River Basin, India using geospatial techniques and AHP. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 24, 559–570. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2021.03.005>
- Yeh, H.-F., Cheng, Y.-S., Lin, H.-I., & Lee, C.-H. (2016). Mapping groundwater recharge potential zone using a GIS approach in Hualian River Taiwan. *Sustainable Environment Research*, 26(1), 33–43. <https://doi.org/10.1016/j.serj.2015.09.005>

Zhuang, C., Li, Y., Zhou, Z., Illman, W. A., Dou, Z., Yang, Y., & Wang, J. (2022). Effects of exponentially decaying aquitard hydraulic conductivity on well hydraulics and fractions of groundwater withdrawal in a leaky aquifer system. *Journal of Hydrology*, 127439.

**Publisher's Note** Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Springer Nature or its licensor (e.g. a society or other partner) holds exclusive rights to this article under a publishing agreement with the author(s) or other rightsholder(s); author self-archiving of the accepted manuscript version of this article is solely governed by the terms of such publishing agreement and applicable law.

## Authors and Affiliations

**Serges Raoul Kouamou Njifen<sup>1</sup> · Françoise Martine Enyegue A. Nyam<sup>1</sup> · Donald Hermann Fossi<sup>2</sup> · Marcelin Bi-Alou Bikoro<sup>4</sup> · Anita Ngouokou Tchikangoua<sup>1</sup> · Charles Tabod Tabod<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup> Department of Physics, University of Yaoundé I, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon

<sup>2</sup> Centre for Research in Space Imagery (CRIS), Institute for Geological and Mining Research (IRGM), P.O. Box 4110, Yaoundé, Cameroon

<sup>3</sup> Department of Physics, Faculty of Science, University of Bamenda, Box 39, Bamili, Cameroon

<sup>4</sup> Department of Applied Geophysics, University of Maroua, 46 Maroua, Cameroon