

CARACTÉRISATION ET ÉVALUATION DE LA RESSOURCE EN EAU DE MAWANA GAME RESERVE, AFRIQUE DU SUD.

APPROVISIONNEMENT DURABLE EN EAU POUR LES ANIMAUX DU SAFARI

Travail de Master au cœur du Projet Inkawu Vervet (IVP) et de la collaboration bilatérale UniNE - UniZulu



Mémoire présenté en vue de
l'obtention du diplôme de **Master**
en **Hydrogéologie et Géothermie**

Auteur: **Wilfried Steeve D. DJOMATCHOUA**

Superviseurs: **Philip BRUNNER**
Daniel HUNKELER
Vetrimurugan ELUMALAI

Département du CHYN, Université
de Neuchâtel (UniNE)



Projet Inkawu Vervet (IVP)



Département d'Hydrologie, Université du
Zululand (UniZulu)



Table des matières

Résumé.....	- 12 -
INTRODUCTION.....	- 14 -
I) PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE, INTÉRÊT ET BUTS DE L'ÉTUDE.....	- 16 -
I.1) Présentation de la zone d'étude	- 16 -
I.1) a) Localisation géographique.....	- 16 -
I.1) b) Biodiversité et sols.....	- 16 -
I.1) c) Climat et hydrographie	- 18 -
I.1) d) Géologie	- 19 -
I.1) e) Géomorphologie.....	- 22 -
I.2) Intérêt et buts de l'étude.....	- 23 -
I.2) a) Intérêt de l'étude.....	- 23 -
I.2) b) Buts de l'étude.....	- 24 -
II) CALCUL DE LA RECHARGE DES EAUX SOUTERRAINES	- 26 -
II.1) Généralités sur la recharge	- 26 -
II.1) a) Importance et diversités des définitions	- 26 -
II.1) b) Progrès des études sur la recharge	- 27 -
II.1) c) Cadre de l'étude.....	- 29 -
II.2) Choix de la méthode.....	- 30 -
II.2) a) Adaptation aux milieu semi-aride.....	- 30 -
II.2) b) Méthode de Thornthwaite et Mather	- 36 -
II.3) Méthodologie.....	- 39 -
II.3) A) Sources des données.....	- 39 -
II.3) A) i) Données climatiques	- 39 -
II.3) A) ii) Couvert végétal.....	- 40 -
II.3) A) iii) Texture du sol	- 43 -
II.3) B) Calculs des propriétés hydrauliques du sol	- 44 -
II.3) B) i) La teneur en eau au point de flétrissement (Θ_{wp})	- 44 -
II.3) B) ii) La teneur en eau à la capacité au champ (Θ_{fc}).....	- 46 -
II.3) B) iii) L'eau totale disponible (TAW).....	- 46 -
II.3) B) iv) L'eau facilement disponible (RAW).....	- 47 -
II.3) C) Calcul de la Recharge.....	- 47 -
II.4) Résultats et interprétations.....	- 52 -
III) MODÉLISATION HYDROGÉOLOGIQUE : HYDROMODPY	- 62 -
III.1) Données d'entrées et leurs traitements.....	- 62 -
III.1) A) Modèle numérique de terrain.....	- 62 -
III.1) B) Épaisseur de l'aquifère	- 64 -
III.1) C) Transmissivité.....	- 66 -
III.1) D) Recharge moyenne annuelle effective.....	- 67 -
III.2) Méthodologie.....	- 68 -
III.2) A) Régime permanent.....	- 71 -
III.2) A) i) Évaluation de K	- 71 -
III.2) A) ii) Calibration de la recharge.....	- 74 -
III.2) B) Régime transitoire	- 77 -
III.2) B) i) Régime transitoire en haute eau	- 77 -
III.2) B) ii) Régime transitoire basse eau (R_{calib})	- 79 -
III.3) Interprétations des résultats	- 79 -

III.3) A) Régime permanent.....	- 80 -
III.3) B) Régime transitoire.....	- 81 -
III.3) B) i) Volume stockée dans l'aquifère	- 85 -
III.3) B) ii) Besoin en eau.....	- 85 -
III.3) B) iii) Systèmes d'exploitation durable	- 86 -
IV) CHIMIE DES EAUX DE LA RÉSERVE DE MAWANA	- 87 -
IV.1) Échantillonnages et conditions de terrain.....	- 87 -
IV.2) Matériels et méthodologie.....	- 88 -
IV.2) A) Sur le terrain	- 88 -
IV.2) B) Laboratoire.....	- 90 -
IV.3) Résultats et interprétations.....	- 91 -
IV.3) A) Isotopes ^2H et ^{18}O	- 91 -
III.3) B) Ions en solutions.....	- 97 -
V) DISCUSSIONS GÉNÉRALES	- 105 -
V.1) Télédétection	- 105 -
V.2) Modélisation hydrogéologique.....	- 107 -
V.3) Chimie de l'eau	- 108 -

LISTE DES FIGURES

- Figure 1: Situation géographique de Mawana Game Reserve (MGR). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA).....- 16 -**
- Figure 2: Quelques images des animaux de la réserve de Mawana : a) Impala, b) Famille d'éléphants, c) Singes Vervet, d) groupes de Phacochères, e) groupes de Girafes, f) Nyala. Avec b), c), d), et f), des images téléchargées sur le site web d'IVP. a) et e), des images prises par Wilfried DJOMATCHOUA......- 17 -**
- Figure 3 : Carte de l'hydrographie, du type de sols, et de la nature géologique des roches qui affleurent à Mawana Game Reserve. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA).....- 18 -**
- Figure 4 : Évolution mensuelle des précipitations (CHIRPS) sur l'étendue de MGR entre l'année 2000 et 2023. Les points bleus sur le graphe représentent la somme cumulée des précipitations pour chaque mois des années d'intérêt. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA). - 19 -**
- Figure 5 : Carte géologique de l'Afrique du Sud et de ces pays frontaliers modifiée d'après Norman and Whitfield (2006). (Source : Jean-François Moyen, 2008, Introduction à la géologie Sud-Africaine).....- 20 -**
- Figure 6 : Carte de la géologie de MGR. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA).....- 21 -**
- Figure 7 : Cartes des pentes et de la géomorphologie de Mawana. En A, les valeurs des pentes de MGR qui varient entre 0 et 46 degrés. Et en B, les différentes formes de relief qui composent la géomorphologie de Mawana. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)- 23 -**
- Figure 8 : Analyse combinée du NDVI et des données climatiques sur les précipitations (CHIRPS) et l'évapotranspiration potentielle (MODIS), afin d'identifier les années de sécheresse et leur fréquence sur l'étendue de MGR. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA).- 25 -**
- Figure 9 : Schéma conceptuel du Voyage de l'eau, de la surface du sol vers la nappe d'eau souterraine (Source : <http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s3/eaux.souterraines.html>).....- 27 -**
- Figure 10 : Schéma conceptuel des gains (les cours d'eau reçoivent de l'eau du système d'eau souterrain : figure de gauche) et des pertes (les cours d'eau perdent leur eau vers le système d'eau souterrain : figure de droite) connectées des rivières (Source : Winter T.C., Harvey J.W., Franke O.L. (1998))- 28 -**
- Figure 11 : Schéma conceptuel des pertes déconnectées : les cours d'eau déconnectées sont séparées du système d'eau souterrain par une zone insaturée (Source : Winter T.C., Harvey J.W., Franke O.L. (1998)).- 29 -**
- Figure 13 : Images montrant la réalité du terrain. A : Aspect discontinue de la rivière méandrique du Black Umfolozi ; B : Test de traçage au sel réalisé le 21/02/2024 avec une masse de 100 g injectée à une distance de 100 m du point d'observation. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA).....- 33 -**

Figure 14 : Résultat du test de traçage au sel réalisé sur un tronçon de la rivière Hlonyane, le 21/02/2024 avec une masse de 100 g injectée à une distance de 100 m du point d'observation. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)..... - 34 -

Figure 15 : Utilisation du débitmètre à hélices dans l'estimation des flux des cours d'eau intervenant dans le calcul de la recharge des eaux souterraines de Mawana Game Reserve. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)..... - 35 -

Figure 16 : Illustration de la variation du niveau de la nappe phréatique influencée par les propriétés du sol et de la zone vadose, ainsi que, de l'écart entre P et PET (Source : <https://www.space4water.org/fr/news/technologies-spatiales-pour-la-detection-la-surveillance-et-la-gestion-des-eaux-souterraines>)..... - 37 -

Figure 17 : Modèle spatial global de la profondeur effective d'enracinement des plantes (Zr) estimée à partir du modèle coût-bénéfice du carbone de Guswa 2008. (Source : Yang et al.2016) ⁴⁰..... - 41 -

Figure 18 : Photos du couvert végétal de Mawana Game Reserve prises sur terrain (du 20 au 22/02/2024). B et C représentent le biome de la savane de MGR (arbres, arbustes et prairie). A et D mettent en évidence l'affleurement des racines des plantes observés à plusieurs endroits des zones d'érosions. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA) - 42 -

Figure 19 : Résumé des opérations permettant d'estimer la recharge de manière itérative, et de générer des cartes de la recharge des eaux souterraines à partir du script Python développé par Guillaume Attard en 2021 et actualisé le 20 juillet 2024. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)..... - 51 -

Figure 20 : Cartes de la distribution spatio-temporelle de la recharge effective des eaux souterraines à MGR, pour la période allant de l'année 2000 à 2023. Ces cartes présentent deux résolutions spatiales des données, mettant en évidence l'importance du traitement des données, notamment le rééchantillonnage des données des précipitations (5.5 km) et de l'évapotranspiration potentielle (500 m), afin qu'elles puissent avoir des échelles spatiales conformes (500 m), et de ne comporter aucune lacune. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)..... - 53 -

Figure 21 : Cartes de la distribution spatio-temporelle de la recharge effective des eaux souterraines à MGR, pour la période allant de l'année 2000 à 2023. Ces cartes résultent de la discrétisation journalière, et du rééchantillonnage spatial par interpolation bilinéaire des données de précipitations et de l'évapotranspiration potentielle, afin qu'elles puissent avoir une échelle conforme sans aucune lacune. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA) - 55 -

Figure 22 : Évolution annuelle de la recharge effective durant la période estivale sur l'étendue de MGR de l'année 2000 à 2023. En A : la recharge moyenne effective sans discrétisation, ni rééchantillonnage des données de P et PET. Et B : la recharge moyenne effective avec discrétisation journalière et rééchantillonnage des données de P et PET. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)..... - 57 -

Figure 23 : Illustration de l'évolution journalière de la recharge (A), et de la combinaison (B) recharge, précipitations et évapotranspiration entre 2015 et 2023, en un des 11 points pris de façon aléatoire dans et hors de ma zone d'étude : point7 de coordonnées (31.1707, -28.1105) avec un $ST_{fc}=15,8$ mm/jour (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA). - 58 -

Figure 24 : Évolution journalière du potentiel en eau perdu cumulé (A) et du stockage en eau du sol (B), entre 2015 et 2023, en un des 11 points pris de façon aléatoire dans et hors de ma zone d'étude : point7 de coordonnées (31.1707, -28.1105) avec un $St_f=15,8$ mm/jour. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA). - 59 -

Figure 25 : Cartes des réseaux de drainages réalisées avec Hydromodpy. A : réseaux de drainage haute eau ; et B : Réseaux de drainage basse eau existant à l'échelle du bassin versant de MGR. Les couleurs situées en dessous des réseaux de drainages représentent le modèle numérique de terrain (MNT_{fill}) exprimé en mètre, et découpé sur une surface tampon légèrement plus grande que le bassin versant (environ 10%). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)..... - 64 -

Figure 26 : Résumé des opérations effectuées sur les images SRTM afin d'avoir un MNT étendu ne comportant aucune lacune (vides ou trous), permettant d'extraire le réseau de drainage et de délimiter le bassin versant...... - 64 -

Figure 27 : Carte de l'épaisseur de la zone fracturée sur l'étendue de Mawana Game Reserve (MGR). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)..... - 65 -

Figure 28 : Carte des valeurs de la transmissivité sur l'étendue de Mawana Game Reserve (MGR). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)..... - 66 -

Figure 29 : Évolution annuelle de la recharge moyenne effective à MGR pour la période allant de l'année 2000 à 2023. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA) - 68 -

Figure 30 : Identification automatique de la simulation optimale pour l'estimation de la conductivité hydraulique de l'aquifère de Dwyka tillite. Où chaque élément du graphe est calculé à partir de la comparaison graphique entre PM (précision du modèle) et SW (précision de la superposition) de chaque réseau simulé par rapport au réseau observé. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)..... - 72 -

Figure 31 : L'ensemble des simulations réalisées avec Hydromodpy, en vue d'estimer la valeur de la conductivité hydraulique de l'aquifère de Dwyka tillites. Avec $R_{mean}=103$ mm/an, $e=165$ m, et le ruissellement= $0.1 * R_{mean}$, des paramètres additionnels du modèle. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)...... - 74 -

Figure 32 : Ensemble des simulations réalisées avec Hydromodpy, en vue d'estimer la valeur de la recharge moyenne annuelle effective calibrée de l'aquifère de Dwyka tillites, représentative du réseau de drainage basse et haute eau. Avec $K=5.08 \times 10^{-7}$ m/s, $e=165$ m, et le ruissellement= $0.1 * R_{mean}$, des paramètres additionnels du modèle. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)...... - 76 -

Figure 33 : Identification automatique de la simulation optimale représentative d'une saison de précipitations abondantes (haute eau) pour la calibration de la recharge moyenne annuelle effective de l'aquifère de Dwyka tillite. Où chaque élément du graphe est calculé à partir de la comparaison graphique entre PM (précision du modèle) et SW (précision de la superposition) de chaque réseau simulé par rapport au réseau observé. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)..... - 76 -

Figure 34 : Représentation du niveau de la nappe phréatique suivant une coupe longitudinale de l'aquifère. A : Fluctuations du niveau de la nappe phréatique en haute eau par rapport à la surface topographique, visualisées en 2D à l'échelle de Mawana avec Profile Tool. Où la couleur noir, bleue, bleue ciel, et rouge représente le niveau

topographique, et l'élévation moyenne de la nappe([m]) à la date t(0), t(61), t(153) respectivement. B : Carte de l'élévation de la nappe phréatique à l'échelle du bassin versant, générée par Hydromodpy au début de la simulations (t(0)) en régime transitoire haute eau. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)- 78 -

Figure 35 : Carte de l'élévation de la nappe phréatique à l'échelle du bassin versant, générée par Hydromodpy au début de la simulations (t(0)) en régime transitoire basse eau. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)- 79 -

Figure 36 : Cartes de la profondeur de la nappe phréatique à la fin de la saison sèche simulée. A et B représentent respectivement les simulations effectuées avec les valeurs de la recharge calibrée correspondantes à une période de précipitations abondantes ($R_{calib}=79$ mm/an), et une période de sécheresse prolongée ($R_{calib}=1$ mm/an). Les données sont réparties en quatre classes suivant une classification quantile dans Qgis. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA).....- 82 -

Figure 37 : Schéma conceptuel de l'aquifère de Dwyka tillite suivant une coupe longitudinale. La couleur rouge, bleue, et noire représentent respectivement l'élévation du socle, l'élévation de la nappe phréatique et le niveau topographique par rapport au niveau de référence de la mer (niveau zéro). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)- 84 -

Figure 38 : Carte de l'ensemble des points observés et échantillonnés dans la réserve de Mawana entre l'hivers 2023 et l'été 2024. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)- 88 -

Figure 39 : Relève des paramètres physiques des eaux de Mawana, à partir du conductivimètre portatif multifonction (YSI). Ces relèves ont été effectuées durant les descentes sur terrain de février et d'avril 2024.- 90 -

Figure 40 : Analyse graphique et cartographique de la distribution spatiotemporelle des isotopes stables de l'eau (δ^2H et $\delta^{18}O$) dans les échantillons d'eau prélevés dans la réserve de Mawana. A, B et C représentent les résultats des différentes séries de prélèvements (S1, S2, et S3) effectuées respectivement en hivers 2023, et en été 2024. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA).....- 93 -

.....- 93 -

Figure 41 : Analyse graphique des valeurs des isotopes stables de l'eau (δ^2H et $\delta^{18}O$) pour la sélection des 33 échantillons d'eau prélevés à MGR entre l'hivers 2023 et l'été 2024. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)- 93 -

Figure 42 : Effet de l'altitude masqué par les exfiltrations d'eau souterraines sur la variation des valeurs de la déviation de l'isotope stable de l'oxygène ($\delta^{18}O$), pour les échantillons d'eau prélevés durant les campagnes de terrain de l'hiver 2023 (S1) et de l'été 2024 (S2 et S3). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)- 95 -

Figure 43 : Effet saisonnier et des quantités sur les valeurs de l'isotope stable de l'oxygène dans les échantillons d'eau prélevés des rivières tributaires durant les campagnes de terrain de l'hiver 2023 (S1) et de l'été 2024 (S2 et S3). L'origine de notre repère des distances ([m]) est prise au niveau de la jonction de la rivière pérenne Hlonyane avec les rivières tributaires Mkhathali et Mvuthwa respectivement. A : Évolution des valeurs isotopiques de $\delta^{18}O$ le long de la rivière tributaire Mkhathali. B : Évolution des valeurs isotopiques de $\delta^{18}O$ le long de la rivière tributaire Mvuthwa. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA).....- 96 -

Figure 44 : Évolution des valeurs de l'isotope stable de l'oxygène le long de la rivière pérenne Hlonyane durant les campagnes de terrain de l'hiver 2023 (S1) et de l'été 2024 (S2 et S3). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA) - 97 -

Figure 45 : Carte de la distribution spatio-temporelle des anions majeurs dans les eaux de la réserve de Mawana durant les campagnes de terrain de l'hiver 2023 et de l'été 2024. (Auteur Wilfried DJOMATCHOUA)..... - 99 -

Figure 46 : Carte de la distribution spatio-temporelle des cations majeurs dans les eaux de Mawana durant les campagnes de terrain de l'hiver 2023 et de l'été 2024. (Auteur Wilfried DJOMATCHOUA)..... - 100 -

Figure 47 : Carte des linéaments et des points échantillonnés d'intérêts, obtenue grâce à l'analyse en fausses couleurs (ou combinaison colorée) et la détection des contours avec le filtre de Sobel. Cette représentation met en évidence l'interconnexion entre la nappe phréatique et le réseau hydrographique de Mawana, révélé par la présence des structures géologiques souterraines (fractures et ou linéaments). (Auteur Wilfried DJOMATCHOUA) .. - 109 -

LISTE DES TABLEAUX

<u>Tableau 1: Formations géologiques et succession des dépôts rocheux observées à Mawana Game Reserve (Source : WR2012). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)</u>	21 -
<u>Tableau 2: Résumé de la stratigraphie du bassin du Karoo. (Source : Norman & Whitfield (2006), Jean-François Moyen, 2008, Introduction à la géologie Sud-Africaine)</u>	22 -
<u>Tableau 3 : Schéma de la classification climatique généralisée pour les valeurs de l'indice d'aridité (IA). (Source : UNEP 1997) ³⁹</u>	30 -
<u>Tableau 4 : Tableau récapitulatif de la démarche employée pour estimer le volume d'eau stocké dans l'aquifère de Dwyka tillite en période de haute et de basse eau. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)</u>	85 -
<u>Tableau 5 : Composition minéralogique (générale) des formations géologiques retrouvées à MGR.</u>	98 -
<u>Tableau 6 : Tableau récapitulatif des valeurs annuelles des précipitations (P), de l'évapotranspiration annuelle (PET), de l'indice d'aridité (IA) entre l'année 2000 – 2023, ainsi que leurs valeurs moyennes (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA).</u>	119 -
<u>Tableau 7 : Types, caractéristiques et sources des données utilisées pour la modélisation hydrogéologique avec Hydromodpy. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)</u>	119 -
<u>Tableau 8 : Tableau récapitulatif de la moyenne saisonnière et annuelle de la recharge effective à MGR pour la période d'intérêt allant de l'année 2000 à 2023. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)</u>	120 -
<u>Tableau 9 : Fiche de terrain comportant l'ensembles des points d'intérêts observés et ou échantillonnés à Mawana Game Reserve durant l'hiver 2023 et l'été 2024. Les tirets noirs symbolisent respectivement les étangs secs et les endroits échantillonnés pour lesquels les propriétés physiques n'ont pas été relevés. Avec PD, WL, BH, ST, RVp, et RVnp respectivement les étangs, les sols humides, les puits de forages, les ruisseaux, la rivière pérenne, et les rivières tributaires. RVnp1 et RVnp2 respectivement la jonction de la rivière tributaire Mvuthwa et Mkhathali avec la rivière pérenne Hlonyane. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)</u>	121 -
<u>Tableau 10 : Résultats des analyses chimiques des cations effectuées au laboratoire du CHYN sur les échantillons d'eau prélevés à Mawana durant l'hiver 2023 et l'été 2024. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)</u>	123 -
<u>Tableau 11 : Résultats des analyses chimiques des anions effectuées au laboratoire du CHYN sur les échantillons d'eau prélevés à Mawana durant l'hiver 2023 et l'été 2024.</u>	123 -

REMERCIEMENTS

« Rappelle-toi que ceux qui réussissent ne sont pas les plus talentueux, mais ceux qui n'abandonnent jamais ». **ONGONO Yvette Sylvie Bouquet**

Avant tout, je rends grâce à l'éternel Dieu tout puissant, **MAMAN SAGESSE**, l'architecte de l'**Univers**, qui éclaire mon chemin, remplit ma vie d'amour, me donne la force dans les moments de doute, me relève dans les épreuves, et me protège face à l'adversité. Toi qui me donne le souffle de vie, et veille quotidiennement sur ma famille, mes proches et tous ceux que j'aime, je me remets à toi sans peur ni crainte, et je remets tout ce qui m'appartient entre tes mains bienveillantes, car sans toi rien n'aurait été possible.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude aux directeurs de mon projet, le **Professeur Philip BRUNNER** et **Daniel HUNKELER** du Centre d'Hydrogéologie et géothermie (CHYN) de l'Université de Neuchâtel (UniNE), ainsi qu'au **Professeur Vetrimurugan ELUMALAI** du Département d'Hydrologie de l'Université de Zululand (UniZulu). Vous avez cru en moi, et vous m'avez offert le soutien, la motivation et les outils nécessaires pour mener à bien ce travail. Votre patience, votre engagement et votre passion pour l'hydrogéologie m'ont permis de grandir tant sur le plan scientifique que sur le plan personnel.

Je remercie également mes encadreurs postdoctoraux, **Saeed MHANNA** (UniNE), **Ronan ABHERVE** (UniNE), et **Rakesh GANTAYAT** (UniZulu), pour leur accompagnement précieux, leurs encouragements constants, et leur capacité à me pousser toujours plus loin. Votre bienveillance et vos conseils éclairés m'ont aidé à surmonter les obstacles, et à explorer de nouvelles perspectives, même lorsque tout me semblait insurmontable.

Un hommage particulier à ma famille, la famille **DJOMATCHOUA**, qui constitue mon socle inébranlable, mon refuge et ma source inépuisable de motivation. Ma tendre mère, **Hermine TCHAGO DJOMATCHOUA**, une femme battante et dynamique dont l'amour et la force m'inspire chaque jour. Mon père, feu **Louis DJOMATCHOUA**, un guerrier sans pareil, qui a tout donné pour que nous soyons les piliers de demain. Même si tu n'es plus physiquement là, ton âme m'accompagne à chaque instant et tes conseils d'homme sage sont les piliers sur lesquels je me suis toujours appuyé. Mes formidables sœurs, **Winnie Marcelle TCHAMAJEU** (Master à l'Université de Moncton), **Murielle Sandra TIAKO DJOMATCHOUA** (Postdoctorante à l'Université de Princeton) et **Larissa Marlene YAKAM DJOMATCHOUA** (Master à l'Universal Business School Sydney), dont l'intelligence, la détermination et la persévérance m'inspirent chaque jour à me surpasser. Vous êtes mes modèles de résilience et d'excellence, et je suis fier de partager ce chemin de vie à vos côtés.

Ma gratitude s'étend à la famille **AMBANG**, qui n'a cessé de m'encourager et de m'inciter à repousser mes limites, ainsi qu'à la famille **MULANGA**, notamment à **Agath MULANGA MANZIKA**, Ingénieur en gestion pétrolière et gazière, pour son soutien inestimable et son amour infaillible. Un grand merci est également adressé à la famille **STERCHI**, pour leur

gentillesse, générosité, et leur bienveillance sans égale, qui ont été un soutien précieux tout au long de ce parcours.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à l'ensemble de l'équipe du Centre d'Hydrogéologie et de géothermie (**CHYN**) de l'Université de Neuchâtel. Bien que je ne puisse mentionner chacun d'entre vous de manière individuelle, sachez que vous êtes bien plus que des collègues, vous êtes pour moi une véritable famille scientifique, un cercle d'amitié et de partage qui ont enrichi mon parcours de mille manières. Je suis honoré de partager cette belle aventure à vos côtés.

Enfin, je lève mon verre à mes amis de longue date et compagnons de route, qui ont rendu cette aventure plus belle et plus enrichissante. **KAMETCHE POUGUEULEU KAMGA, Honoré MUTWEJILE MAYINGU, René WAKU BOYO, Ali DIOPO, Bienvenue Gilbert NJIKI, Divina NDENGA MALONDA, Abdoul-ahly NOUHOUM, Jules Géraud N'DJE ODJE, Fortune TCHIENGANG SEUKEP**, ainsi qu'à mes amis et collègues dispersés aux quatre coins du monde. Vous êtes des frères et sœurs de cœurs, et je suis reconnaissant pour chaque moment partagé avec vous, les longues discussions tardives, les fous rires malgré la distance qui nous sépare.

Chacun d'entre vous a contribué à sa manière à mon évolution et à la réussite de ce projet. Merci du fond du cœur !

Résumé

Ce mémoire s'inscrit dans le cadre du Projet Inkawu Vervet (IVP), et de la collaboration bilatérale entre l'Université de Neuchâtel (UniNE) et l'Université du Zululand (UniZulu). Il a pour objectif principal **d'évaluer les propriétés hydrauliques et le potentiel en eau de l'aquifère de *Dwyka tillite***, retrouvé à Mawana Game Reserve (MGR), une zone semi-aride du bouclier africain fortement exposée aux effets du changement climatique. Mais également de proposer des solutions concrètes pour garantir un approvisionnement durable en eau des animaux de la réserve en général, et des singes vervet, en particulier.

Face à l'absence des données d'étude préexistante propre à la zone étudiée, entre autres les relevés piézométriques, les débits des cours d'eau, les logs de forages, etc.), nous avons développé une approche innovante et intégrée combinant **téledétection, systèmes d'information géographique (SIG), modélisation hydrogéologique**, et les analyses chimiques des échantillons d'eaux prélevés *in si tu*. Cette méthodologie nous a permis de contourner les limites des approches courantes généralement employées telles que les tests géophysique, les tests de pompage, les tests de traçage, les relevés piézométriques, etc., tout en fournissant des résultats robustes et adaptés au contexte géologique et climatique de MGR.

Les résultats obtenus sont prometteurs, et cadrent avec la fourchette des valeurs typiques des aquifères non confinés et fracturés de *Dwyka tillite* du **super Groupe du Karoo**. A cet effet, la recharge moyenne annuelle effective ($R_{\text{mean}} = 103 \text{ mm/an}$) estimée à partir du script de Guillaume Attard (2021) a été par la suite calibrée à partir du ratio adimensionnel **K/R en supposant l'homogénéité, et l'isotropie** de l'aquifère. Celle-ci vaut $R_{\text{calib}} = 1 \text{ mm/an}$ en période de sécheresse extrême, et $R_{\text{calib}} = 79 \text{ mm/an}$ en conditions humides, traduisant une forte variabilité climatique sur la période allant de l'année **2000 à 2023**. Les propriétés hydrauliques estimées telles que la conductivité hydraulique ($K = 5.08 \times 10^{-7} \text{ m/s}$), et celles calibrées, la porosité efficace (S_y) de **1 %** et l'épaisseur (e) de **165 m** qui suit la topographie, se sont révélées être cohérentes avec les caractéristiques typiques de la *Dwyka tillite* et ont permis de simuler la dynamique des écoulements en régime permanent et transitoire, mais aussi d'évaluer son potentiel en eau. En effet, en période de haute eau (été), le volume d'eau stocké dans l'aquifère vaut **95.3 millions de m^3** , contre **53.3 millions de m^3** en période de basse eau (hiver). Ces résultats sont d'autant plus remarquables qu'ils **apportent une précision supérieure aux données de la conductivité hydraulique ($K = 7.01 \text{ e-6 m/s}$ ou la transmissivité $T = 100 \text{ m}^2/\text{j}$) issues du rapport de l'agences sud-africaines de gestion des ressources en eau (WR2012)**.

Par ailleurs, les simulations ont révélé que le réseau hydrographique de MGR pourrait être alimenté essentiellement par les eaux souterraines. L'analyse des propriétés physique et (géo)chimique des échantillons d'eau ont montré que leur composition ionique reste en deçà des normes sud-africaines de potabilité, la norme **SANS 241**, rendant la ressource exploitable pour la faune, mais aussi pour les êtres humains. En régime transitoire, une baisse marquée du niveau de la nappe et un assèchement progressif des cours d'eau pérennes ont été observés, confirmant la vulnérabilité du site face aux périodes de sécheresses prolongées, similaires aux épisodes de sécheresse extrême enregistrés en **1982** et le plus récent en **2015**.

Face à ces constats, la mise en place de **puits manuels et ou motorisés** dans les zones à fort potentiel hydrique, en complément des étangs artificiels existants, est recommandée pour

renforcer la résilience hydrique de la réserve. Cette stratégie, reproductible ailleurs, ouvre la voie à **des solutions durables en matière d'aménagement du territoire, de gestion des ressources en eau en contexte humide et semi-aride, et de réponse rapide en situation de crise humanitaire ou climatique.**

Ce travail contribue ainsi à la science appliquée en hydrogéologie, en démontrant comment une approche intégrale, multidisciplinaire et accessible peut permettre une compréhension fine et exploitable de systèmes aquifères dans des environnements à données limitées.

INTRODUCTION

Les aquifères constituent les ressources en eau souterraines les plus utilisées à travers le monde pour subvenir aux besoins en eau des hommes et des animaux. Les localiser, évaluer leur potentiel en eau (conductivité hydraulique, porosité, épaisseur) pour une exploitation et une gestion durable est une tâche fastidieuse qui requière un volume important de données, dont l'acquisition, l'analyse et l'interprétation nécessite l'usage des outils de pointe et des méthodes sophistiquées. Ceux-ci concernent généralement : les mesures et analyses piézométriques, les mesures des stations de jaugeages, les tests de traçage, les tests et mesures de laboratoire, les analyses géochimiques, les études géophysiques, les analyses des données satellites, et les modèles numériques.

Cependant, face aux contraintes liées à la collecte (matériels, main d'œuvre) et à la disponibilité des données, il devient indispensable de revoir les méthodes employées. C'est pourquoi, nous proposons une approche innovante qui permet avec un volume limité de données, de produire des résultats robustes et fiables pour la réalisation des projets hydrogéologiques ambitieux. Celle-ci s'adapte parfaitement aux environnements difficiles d'accès et ou soumis à des conditions climatiques extrêmes (milieu humide et semi-aride), et repose sur l'utilisation des outils ingénieux comme la **télédétection**, les **logiciels de systèmes d'informations géographiques (SIG)**, et la **modélisation numérique**.

Elle consiste à utiliser et analyser les données satellites (précipitation, évapotranspiration, propriétés du sol, modèle numérique de terrain, réseaux de drainage, géologie, etc.) afin de les intégrer dans un modèle hydrogéologique qui simule l'écoulements des eaux souterraines et leur interaction avec les eaux de surface, pour évaluer de manière robuste, les propriétés de l'aquifère. Par la suite, nos résultats issus du modèle ainsi que nos hypothèses décrit en amont seront renforcés par les analyses chimiques (cations, anions et isotopes) des échantillons d'eau prélevées *in situ*, afin de nous apporter une compréhension plus approfondie sur la dynamique des eaux locales.

Cette approche alternative est adaptée aux environnements comme Mawana Game Reserve (MGR), un safari situé en Afrique du Sud dans la province du Kwazulu-Natal (KZN), particulièrement vulnérable aux effet des changements climatiques^{1, 2, 3, 4, 5} et pour lequel nous ne disposons que de très peu de données. Nos objectifs visent à évaluer et à caractériser son potentiel en eau souterrain, afin de développer des solutions fiables et durables pour répondre aux besoins en eau de sa faune, de façon à faire face aux épisodes de sécheresse intenses qui frappent la province du KZN. Ces épisodes de sécheresse affectent de façon significative le comportement des animaux du safari, en occurrence les singes vervet. Ils font l'objet d'une étude du comportement animal (langage, groupe, reproduction, adaptation, etc.) dans leur habitat naturel, connu sous le nom d'**Inkawu Vervet Projet (IVP)**⁶.

Le présent travail est reparti en quatre (04) chapitres qui suivent une progression logique :

- Le premier chapitre, offre une description de ma zone d'étude abordant les points comme la localisation géographique, la biodiversité, les sols, le climat, l'hydrographie, la géologie et la géomorphologie de MGR, ainsi que l'intérêt et les buts de notre étude ;
- Ensuite, le deuxième chapitre présente la méthodologie sur l'estimation de la recharge effective des eaux souterraines de Mawana, à partir du script développé par **Guillaume Attard** (2021)²⁴. Celui-ci repose sur la méthode de **Thorntwaite et Mather** (1955, 1957)^{22, 27} simplifiée par les équations mathématiques de **Steenhuis et Van der Molen** (1986)²³, en intégrant des données satellites des précipitation (*CHIRPS*), de l'évapotranspiration potentielle (*MODIS*), de la composition du sol (en sable, en argile, et en carbone organique) (*OpenLandMap*), et les caractéristiques du couvert végétal (Zr et p (**Yang et al** (2016)⁴⁰ et **Allen et al** (1998)⁴⁴)). Ce script permettra d'évaluer l'impact des changements climatiques sur la disponibilité des ressources hydriques grâce à la variabilité spatiale et temporelle des valeurs de la recharge ;
- Le troisième chapitre porte sur la modélisation hydrogéologique. Ici, nous évaluerons les propriétés hydrauliques (porosité, conductivité hydraulique et épaisseur) de l'aquifère de *Dwyka tillite* à partir des simulations de la dynamique des réseaux de drainage durant la période de crue (ou haute eau) et de décrue (ou basse eau) en régime permanent et transitoire. Cette modélisation numérique est réalisée avec ***Hydromodpy***, un modèle hydrogéologique développé par **Ronan Abherve et al** (2023)⁶¹ ;
- Et le dernier chapitre, présente les résultats des analyses chimiques (cations, anions, isotopes) des échantillons d'eau prélevés *in situ*, afin de valider nos résultats et hypothèses décrit en amont, et de fournir une discussion approfondie sur les résultats obtenues, permettant de tirer des conclusions pertinentes.

I) PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE, INTÉRÊT ET BUTS DE L'ÉTUDE

I.1) Présentation de la zone d'étude

I.1) a) Localisation géographique

L'étude se déroule à Mawana Game Reserve (MGR), un safari d'une extrême beauté situé en Afrique du Sud, plus précisément dans la province du **Kwazulu-Natal** (KZN), au 28°0'18.76'' de latitude Sud et 31°12'22.11'' de longitude Est. On le retrouve également logé au cœur d'un bassin versant de 960 Km², drainé par la rivière **Swart-mfolozi**, une rivière pérenne à l'allure méandrique qui coulent vers l'Est sur les plaines inondées de la pittoresque vallée de **Black Umfolozi**, avant de se jeter dans l'océan Indien (*fig.1*).

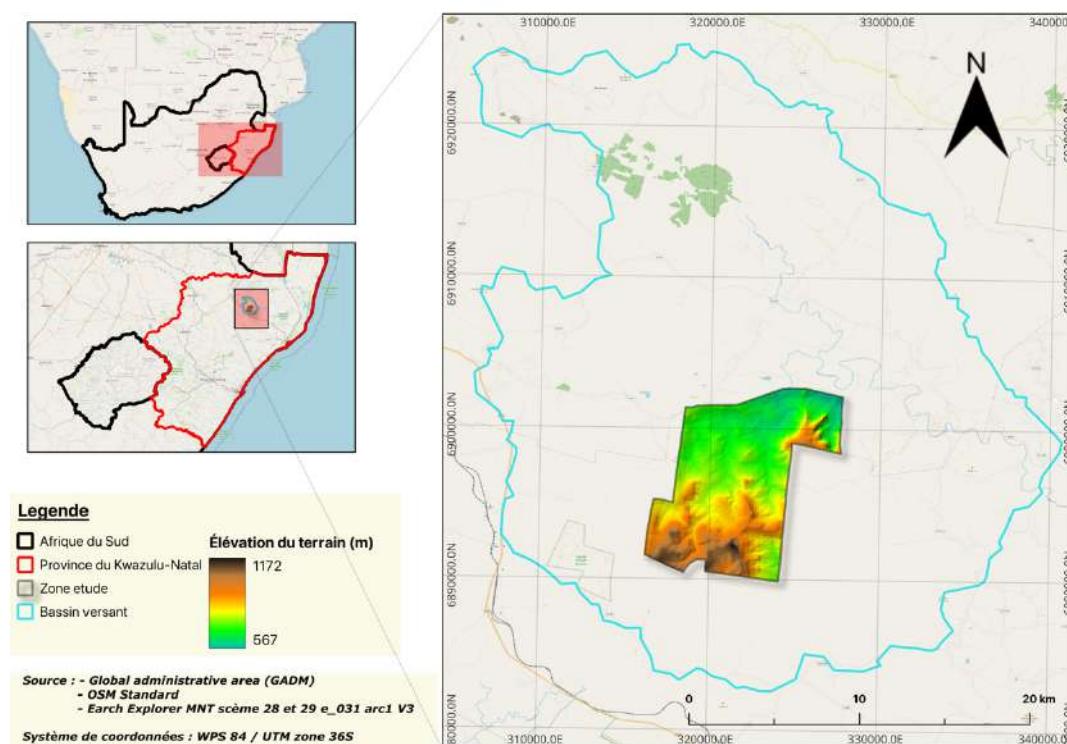


Figure 1: Situation géographique de Mawana Game Reserve (MGR). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

I.1) b) Biodiversité et sols

La réserve de Mawana s'étend sur environ **90.60 Km²**, et présente une diversité aussi bien animale que végétale (*fig.2*) :

- Sa flore se trouve dans le **biome de la savane mésique** d'Afrique du Sud. Selon le document administratif fourni par les responsables du Safari⁶, MGR est composée à 85% de savane dominée par des **acacias** (maintenant appelés **Vachelia**), et les 15% restants, représentent les prairies intercalées entre les arbres. Ces dernières portent le nom de **Veld** et sont principalement retrouvées au Sud de MGR (*fig.4*).

→ Sa faune est composée d'un peu de tout. On y retrouve : les antilopes (la girafe, l'Impala, le Kudu, le Nyala, le céphalophe commun, le blesbok, le blue wildebeest le Water Buck, le Zebra de Burchell), 30 espèces de serpents (le python africain, le mamba noir et le cobra cracheur du Mozambique), 306 espèces d'oiseaux répertoriés, les cochons de brousse, les phacochères, l'oryctérope, la protéle, les éléphants, le serval, le blaireau, les tortues, les térapins, les lézards, les scinques, les caméléons, les scorpions, les araignées, les tiques, et les singes Vervet, à l'exception des rhinocéros, des buffles et des lions. Leurs prédateurs sont les léopards, les hyènes tachetées et brunes, les caracals, les servals et les chacals à dos noir.

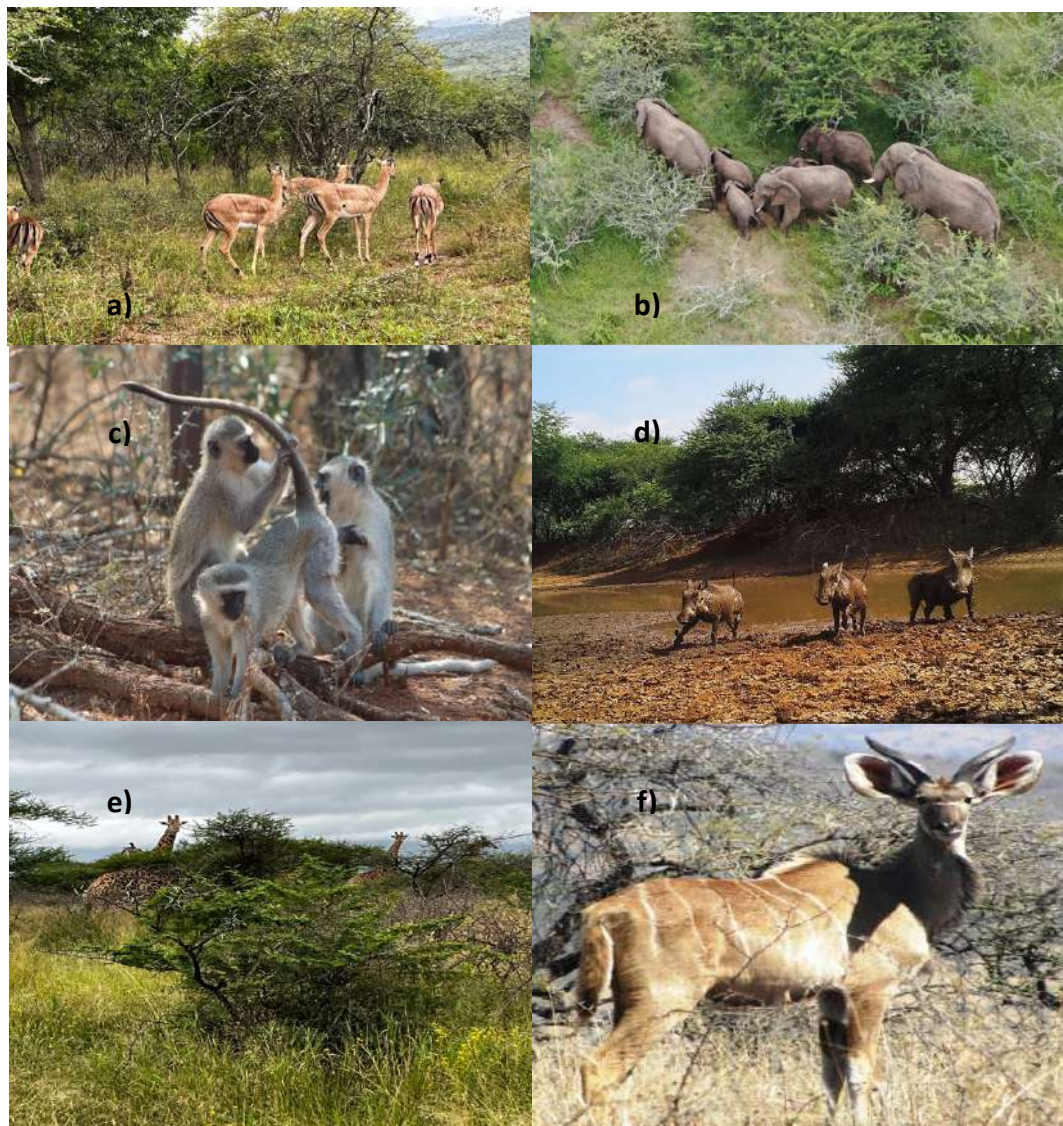


Figure 2: Quelques images des animaux de la réserve de Mawana : a) Impala, b) Famille d'éléphants, c) Singes Vervet, d) groupes de Phacochères, e) groupes de Girafes, f) Nyala. Avec b), c), d), et f), des images téléchargées sur le site web d'IVP. a) et e), des images prises par Wilfried DJOMATCHOUA.

En plus de sa biodiversité exceptionnelle, Mawana présente une diversité de sols composée de deux principaux types qui façonnent son paysage. Selon les documents fournis par les responsables du safari, nous retrouvons au Sud de la réserve, des sols majoritairement schisteux. Leurs conditions géologiques offrent un environnement propice qui favorise la croissance de la végétation. C'est dans cette région que l'on observe une savane bien

développée (*fig.3*). Tandis qu'au Nord, les sols sont plutôt argileux, connus pour leurs fortes capacités de stockage de l'eau et leur faible capacité de drainage. Ces derniers sont recouverts par une végétation arborescente peu dense ou clairsemée.

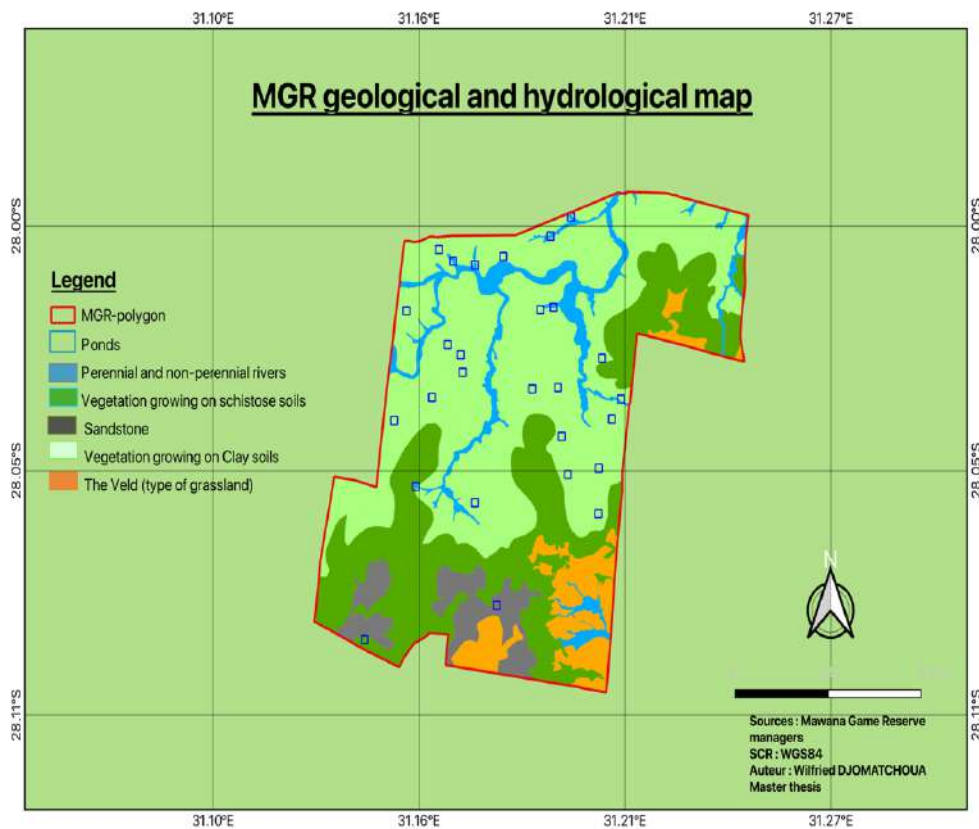


Figure 3 : Carte de l'hydrographie, du type de sols, et de la nature géologique des roches qui affleurent à Mawana Game Reserve.
(Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

I.1) c) Climat et hydrographie

La réserve bénéficie d'un climat de type subtropical relativement agréable tout au long de l'année, et dominé par deux saisons, l'été et l'hiver. Les étés chauds et arrosés durent généralement sept (07) mois, de septembre à avril avec des températures qui peuvent atteindre parfois les 40°C. Tandis que les hivers doux et humides, durent en moyenne cinq (05) mois, c'est-à-dire de mai à septembre, avec des températures qui vont fréquemment en dessous de 0°C (*fig.4*). Cette dernière constitue la période où la chasse touristique a principalement lieu dans la réserve.

Son hydrographie est gouvernée par des étangs et des cours d'eau :

- Les étangs en majorités artificiels, sont créés il y a plus de 80 ans. Ils constituent des bassins creusés dans la terre, dont une partie d'entre eux, les plus récent, ont leurs bases cimentées pour réduire au mieux les infiltrations d'eau de pluies. Répartis dans toute la réserve, ces étangs constituent des points d'eau essentiels pour les animaux durant les périodes hivernales, où les rivières s'assèchent progressivement (*fig.3*).

- La réserve est traversée par deux types de rivières. La **Hlonyane**, une rivière pérenne qui coulent de l'Ouest à l'Est en direction du **Swart-mfolozi**, et les **Mvuthwa** et **Mkhathali**, des rivières tributaires ou des affluents saisonniers qui coulent du Sud au Nord avant de se jeter dans la **Hlonyane** (fig.3).

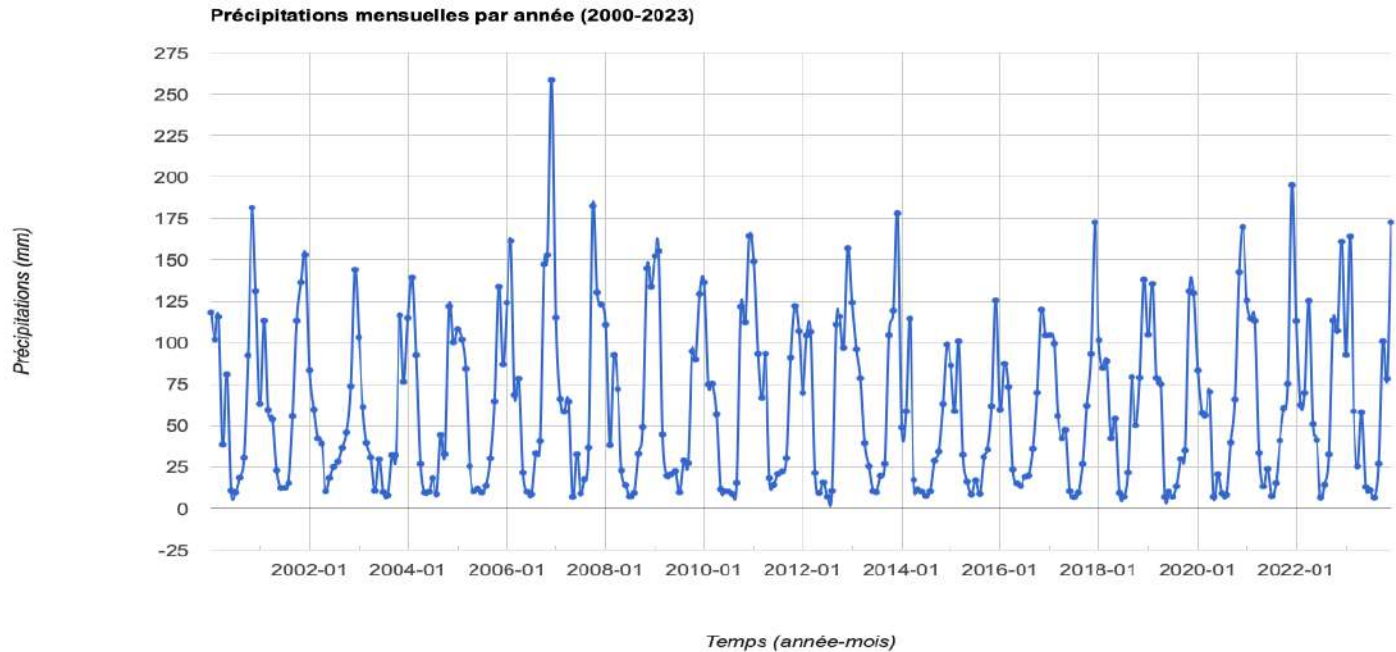


Figure 4 : Évolution mensuelle des précipitations (CHIRPS) sur l'étendue de MGR entre l'année 2000 et 2023. Les points bleus sur le graphe représentent la somme cumulée des précipitations pour chaque mois des années d'intérêt. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

1.1) d) Géologie

MGR a une géologie remarquable et unique en son genre, localisée dans le **Craton de Kaapvaal** ⁷ formé entre 3.5 et 2.7 milliards d'années (Ga), et couvrant une superficie de 1.200.000 Km² (fig.5).

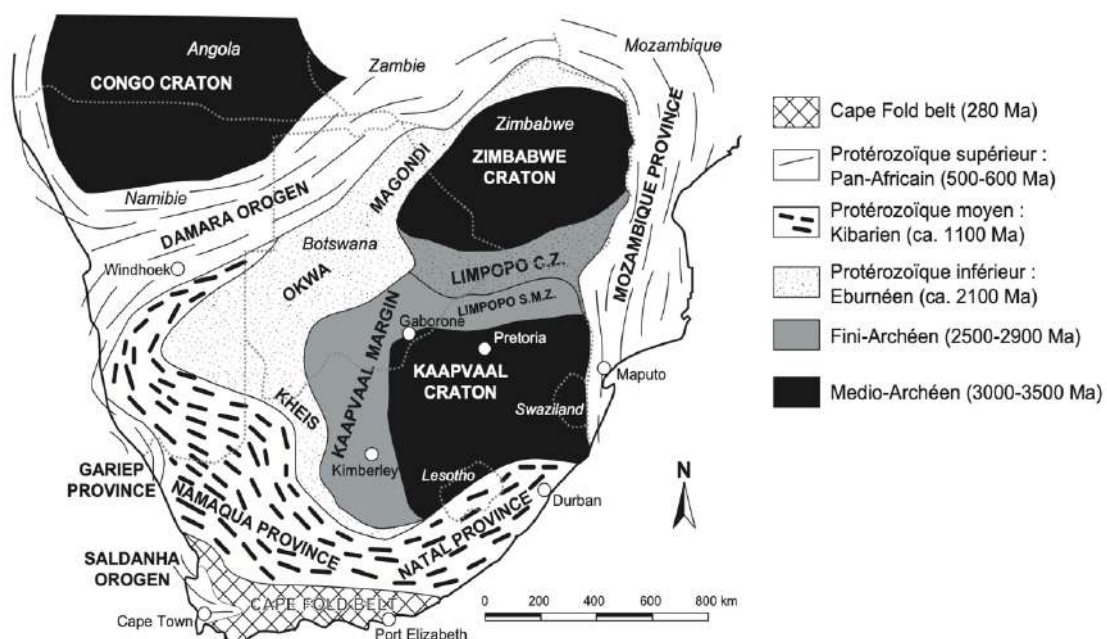


Figure 5 : Carte géologique de l'Afrique du Sud et de ces pays frontaliers modifiée d'après Norman and Whitfield (2006). (Source : Jean-François Moyen, 2008, Introduction à la géologie Sud-Africaine)

Sa géologie est marquée par trois importantes successions de dépôts litho-stratigraphiques survenues au cours du temps^{7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14} :

- À la base, nous retrouvons un socle **archéen** composé de diorite granitiques (3 à 3.5 Ga) et de gneiss tonalitiques (3.6 à 3.7 Ga) provenant des épisodes d'accrétions et d'intrusions plutonique.
- Suivi par les dépôts de grès et de schiste provenant de la plus ancienne glaciation connue survenue au **Mésoarchéen**, il y a près de 2.9 milliards d'années. Par la suite, les dépôts de grès quartzeux ont été métamorphisés au fil du temps en quartzites affleurant à certains endroits de la partie Ouest de la réserve.
- Et en fin, les dépôts sédimentaires du **super groupe du Karoo** survenus entre 350 et 180 millions d'années (Ma) qui remplissent le bassin peu profond du Karoo. Ces dépôts recouvrent la quasi-totalité de la réserve et sont composés :
 - Des tillites du **groupe Dwyka** (Permien, 300 - 260 Ma), fracturées, plissées et résistantes à l'altération, qui constituent des marqueurs géologiques de la glaciation survenue au **Permien**. En effet, les tillites sont des débris rocheux déposés par les glaciers, ils constituent les plus anciens dépôts sédimentaires du super groupe du Karoo. Ceux-ci s'accompagnent d'un peu d'arénite, de schiste et de mudstone.
 - Des schistes et des arénites du **groupe Ecca** (Permien, 260 - 250 Ma) plissés, déposés de façon quasi-synchrone dans le bassin du Karoo. Le groupe Ecca est principalement composé de shale (ou schiste) qui proviennent du métamorphisme des argiles déposés dans la **mer du Karoo** et des marées marneuses peu profonde. Tandis que Les dépôts d'arénites contiennent du charbon provenant de la fossilisation des plantes qui se sont développées autour des paléo-rivières qui composent le **bassin du Karoo**.

De plus, les analyses des données satellites fournies dans le rapport de l'étude **WR2012**⁶² réalisée par l'agence sud-africaine de la gestion des ressources en eau « **Water Ressource** », nous révèlent qu'en plus des formations géologiques décrites précédemment, nous avons aussi la présence de quartzite du **super groupe du Pongola** (fig.6). Cette formation géologique issue du **Randian (archéen)**, s'accompagne de Schiste (ou shale), mais aussi d'Hornfelds, résultant du métamorphisme de contact des roches préexistantes (sédimentaires et ou magmatique) situées à proximité des intrusions magmatiques (tab.1 et 2).

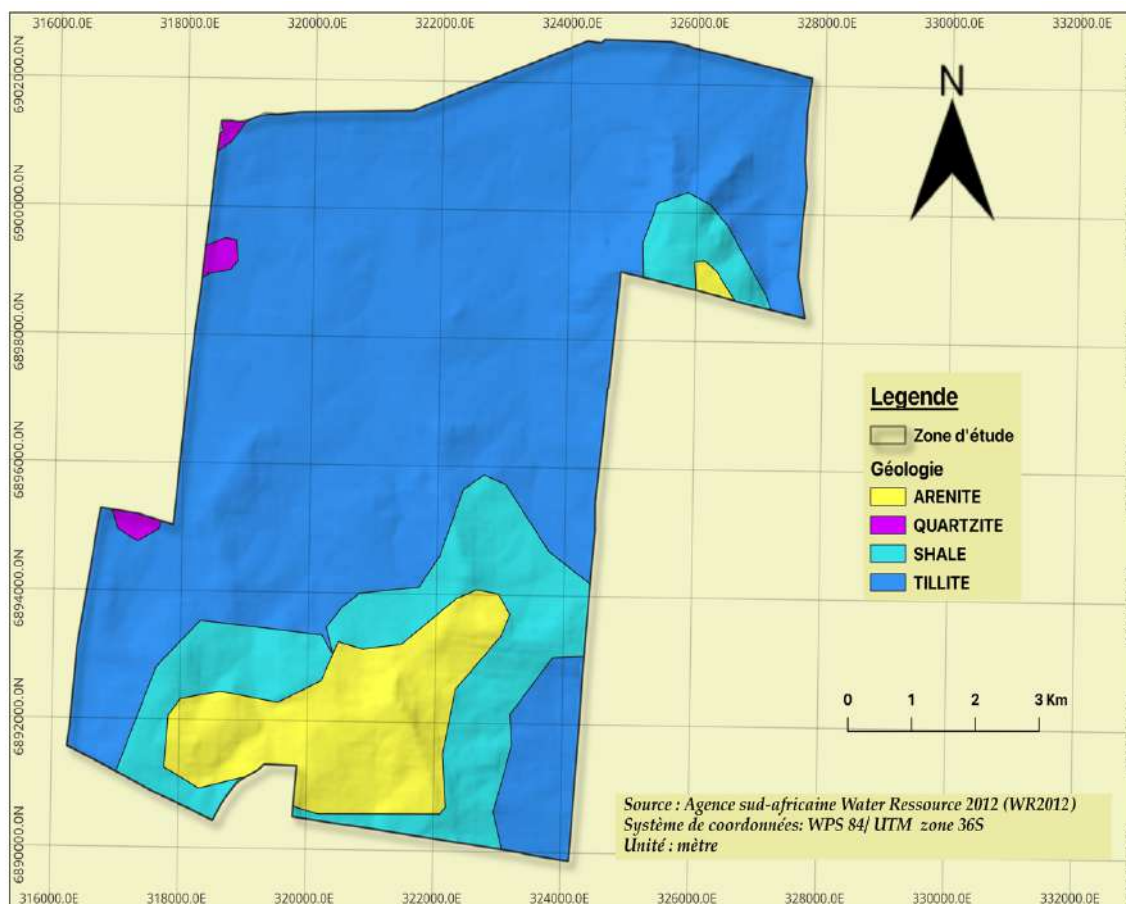


Figure 6 : Carte de la géologie de MGR. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Groupe	Chronologie	Lithologie_1	Lithologie_2	Lithologie_3	Lithologie_4	Surface (%)
Super groupe du PONGOLA	Randian	Quartzite	Schiste	Hornfels	-	0.6
Groupe du KAROO	Paléozoïque	Tillite	Arénite	Mudstone	Schiste	72.5
Groupe ECCA	Paléozoïque	Arénite	Schiste	Charbon	-	10.8
Groupe ECCA	Paléozoïque	Schiste	-	-	-	16.1

Tableau 1: Formations géologiques et succession des dépôts rocheux observées à Mawana Game Reserve (Source : WR2012). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

SUMMARY OF THE ESSENTIAL GEOLOGICAL FEATURES AND FORMATION OF THE KAROO SUPERGROUP IN THE MAIN KAROO BASIN						
AGE*	GROUP		THICK-NESS	MAIN ROCK TYPES	ENVIRONMENT OF DEPOSITION	COMMON FOSSILS AND OTHER MARKERS
183 Ma	Drakensberg Group		>2 000 m	Basaltic lava flows, fed by Karoo dolerite dikes	Continental scale rifting and eruption of flood lavas	No fossils
198 Ma	Clarens Formation	Stormberg Group	<300 m	Fine-grained sandstone and siltstone	Wind-blown, dune-covered desert with occasional wadis	Dinosaur and fish fossils in places
215 Ma	Elliot Formation		<500 m	Red-maroon to green mudstones, with interbedded sandstones	Sinuuous river systems on a semi-arid to arid alluvial plain	Dinosaurs, <i>Massospondylus</i> and <i>Euskelosaurus</i> , and the earliest tortoise
240 Ma	Molteno Formation		<600 m	Alternating sandstone, mudstone and shale, minor coal beds	Braided river systems on a vast flood plain, with lush vegetation	Abundant plants and insects, early dinosaur traces plus coal seams
250 Ma	Beaufort Group		<7 000 m	Mainly grey-green to reddish mudstones, some thick, river-channel sandstones; beds thin to the north of the central Karoo Basin	Extensive alluvial floodplains crossed by meandering north-flowing rivers, and inhabited by diverse primitive land-dwelling reptiles; deposition was mainly from the southern highlands of the rising Cape Fold Belt	Abundant vertebrate fossils, notably the <i>Therapsids</i> or mammal-like reptiles; divided into 8 'assemblage zones' of distinct fossil populations; the Permian/Triassic extinction boundary is in the Upper Beaufort
260 Ma	Ecca Group		<3 000 m	Dark shales, some sandstone layers and coal seams; deep-water sediments in the south grading to shallow-water sediments in the north	Deep-water basin and submarine fans in the south; shallow-water shelf and rivers and deltas in the north	<i>Glossopteris</i> flora and thick coal beds in the north; <i>Mesosaurus</i> , one of the earliest reptiles; Whitehill Shale marker in the south
300 Ma	Dwyka Group		<700 m	Unsorted tillite, minor shale; thickest in the south	Glacial moraine and floating ice sheets	Glacial striations on Basement rocks in places

Tableau 2: Résumé de la stratigraphie du bassin du Karoo. (Source : Norman & Whitfield (2006), Jean-François Moyen, 2008, Introduction à la géologie Sud-Africaine)

I.1) e) Géomorphologie

La géomorphologie de Mawana est gouvernée par un relief varié, composé à environ 70% de plaines et à 30% de collines (*fig.7A*). On y retrouve des collines à pentes douces et abruptes, dont les sommets aplatis et effilés respectivement, sont dominés par des dépôts de schistes et d'arénites du **groupe ECCA**, qui ne s'élèvent pas au-dessus de 1200m d'altitude par rapport au niveau de la mer. En revanche, dans les zones de transitions, les terrains sont légèrement ondulés avec des pentes douces comprises entre 0 et 8 degrés (*fig.7B*), occupées en majeure partie par les dépôts géologiques de tillites, débris de roches plus ou moins fracturés, transportés par les glaciers et résistants à l'altération. C'est sur ces principales formations géologiques que ruissellent les eaux de surface, contribuant ainsi aux dynamiques hydrogéologiques locale.

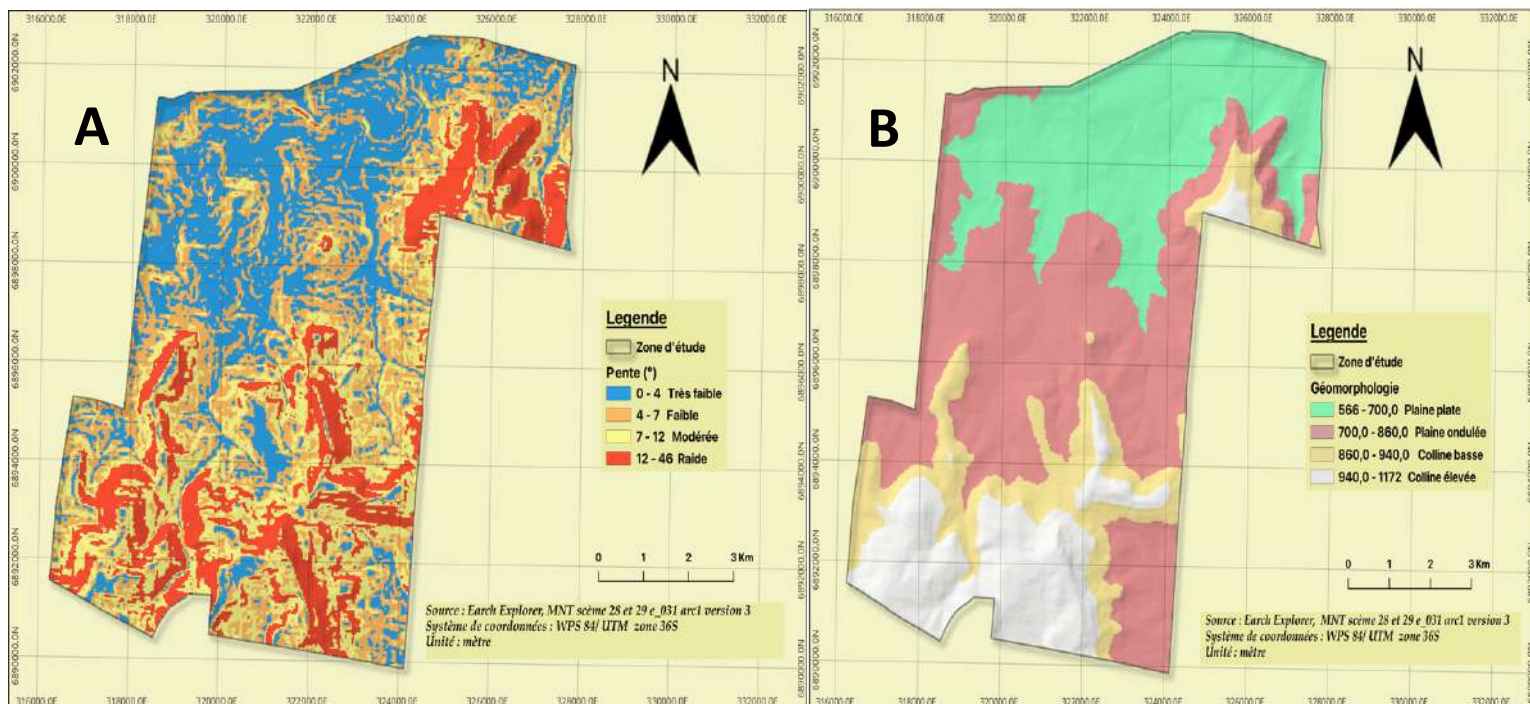


Figure 7 : Cartes des pentes et de la géomorphologie de Mawana. En A, les valeurs des pentes de MGR qui varient entre 0 et 46 degrés. Et en B, les différentes formes de relief qui composent la géomorphologie de Mawana. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

1.2) Intérêt et buts de l'étude

1.2) a) Intérêt de l'étude

Mawana Game Reserve regorge d'une multitude d'espèces animales, dont l'une, en occurrence, les singes vervet, font l'objet d'une étude approfondie connue sous le nom d'**Inkawu Vervet Projet (IVP)**. Cette recherche est menée depuis 2010 par la primatologue, le Professeur **Erica van de Waal** de l'Université de Lausanne (UniL), en collaboration avec les professeurs de l'Université de Neuchâtel (UniNE), et de l'Université de Zurich (UZH)^{15,16}. Elle vise à étudier et à comprendre le comportement des singes vervet dans leur milieu naturel, en abordant des sujets comme la communication, la transmission culturelle, la structure sociale, les migrations, et leur adaptation face aux contraintes environnementales.

Cependant, durant cette étude, Il nous a été rapporté que le comportement des singes vervet en milieu sauvage, s'est fortement dégradé ces dernières années. En raison de la rareté des points d'eau et des fruits des arbres, causées par des sécheresses extrêmes qui surviennent en moyenne tous les deux ou trois ans. Ceux-ci ont tendance à soit migrer pour installer leur habitats proche des points d'eau, soit entrer en compétitions avec d'autres espèces animales pour s'approprier la ressource en eau, ou dans le pire des cas, migrer hors des limites administratives du safari, les exposant ainsi au risque de braconnage et ou de prédation. Choses qui ne cadrent pas avec les objectifs et les missions du projet IVP, ainsi que les règles de fonctionnement établies par les responsables du safari, qui sont dans certains cas (surpopulation, sécheresse extrême, etc.), contraint de : soit délocaliser (ou de déporter) leurs

animaux vers d'autres safaris partenaires, soit d'ouvrir les activités de chasses récréatives, ou tout simplement, vendre leurs animaux aux safaris concurrents, afin de restaurer un certain équilibre écosystémique.

I.2) b) Buts de l'étude

Notre étude vise à :

- (1) Mettre en évidence l'impact des changements climatique sur la disponibilité spatiale et temporelle de la ressource en eau du Safari ;**
- (2) Identifier l'aquifère, et évaluer ces propriétés hydrauliques et son potentiel en eau ;**
- (3) Évaluer la qualité de l'eau, et si possible identifier les endroits à risque de contaminations et proposer des mesures de remédiation ;**
- (4) Proposer des stratégies d'approvisionnement durable des animaux de la réserve ;**

Pour donner une plus-value à notre étude, nous avons réalisé des analyses graphiques des données satellites de l'indice de végétation (**NDVI, MOD13Q1**), les précipitations (**P, CHIRPS**), et de l'évapotranspiration potentielle (**PET, MOD16A2GF**) tirées de Google Earth Engine (GEE) pour la période allant de l'année **2000 à 2023**. Ces analyses nous ont permis par la suite de valider les informations fournies par les étudiants, stagiaires et bénévoles internationaux du projet IVP. Ces données satellites permettent de mettre en évidence l'activité chlorophyllienne des plantes (densité et vigueur du couvert végétal)^{17, 18}, le stress hydrique auquel les plantes sont confrontées, ainsi que le besoin en eau de l'écosystème local (*fig.8*).

Les fluctuations observées dans leurs valeurs respectives sont la preuve de la dynamique de la couverture du sol, fortement influencée par les changements climatiques (local et régional), et par les sécheresses fréquentes (**2 ou 3 ans**), dont la plus extrême a été enregistrée entre **2014 et 2016**, avec un pic en **2015**. Cette date coïncide avec l'année de la sécheresse la plus extrême qu'ait connue l'Afrique du Sud depuis **1982**. Ces résultats ont également été confirmés par les informations publiées par les services météorologiques et chaînes d'actualités sud-africains^{1,2,4,5,19,20}. A ces épisodes de sécheresses fréquentes combinées aux effets des changements climatiques, s'ajoute les anomalies dans le climat locale et régionale de la province du **Kwazulu-Natal**, dû à sa proximité avec l'Océan Indien.

Parmi les principaux facteurs qui influencent ces variations dans le climat, nous pouvons citer :

- Le phénomène climatique **El Niño** qui perturbe les précipitations et intensifie les sécheresse ;
- **Les cyclones tropicaux** qui apportent des vents chauds et humides provenant de l'Océan Indien ;

→ **Les fortes températures durant l'été** qui causent le stress hydrique des plantes (flétrissement), un assèchement considérable des sols, et une grande évaporation des eaux de surface ;

→ **Les tempêtes de grêles** qui gèlent les sols ;

→ **Les orages** qui créent des inondations ressenties un peu partout dans la région du KZN. Face à cette réalité climatique alarmante observée aussi bien à l'échelle régionale (province du Kwazulu-Natal) qu'à une échelle plus petite, telle que la réserve de Mawana, un réel besoin en eau se fait ressentir, et pourrai directement impacter sur la survie et l'épanouissement des animaux du parc en général, et les singes vervet en particulier. C'est pourquoi nous avons décidé de mettre en place des solutions concrètes, adaptées au contexte climatique de Mawana et à la rareté des données disponibles (données des études préexistantes).

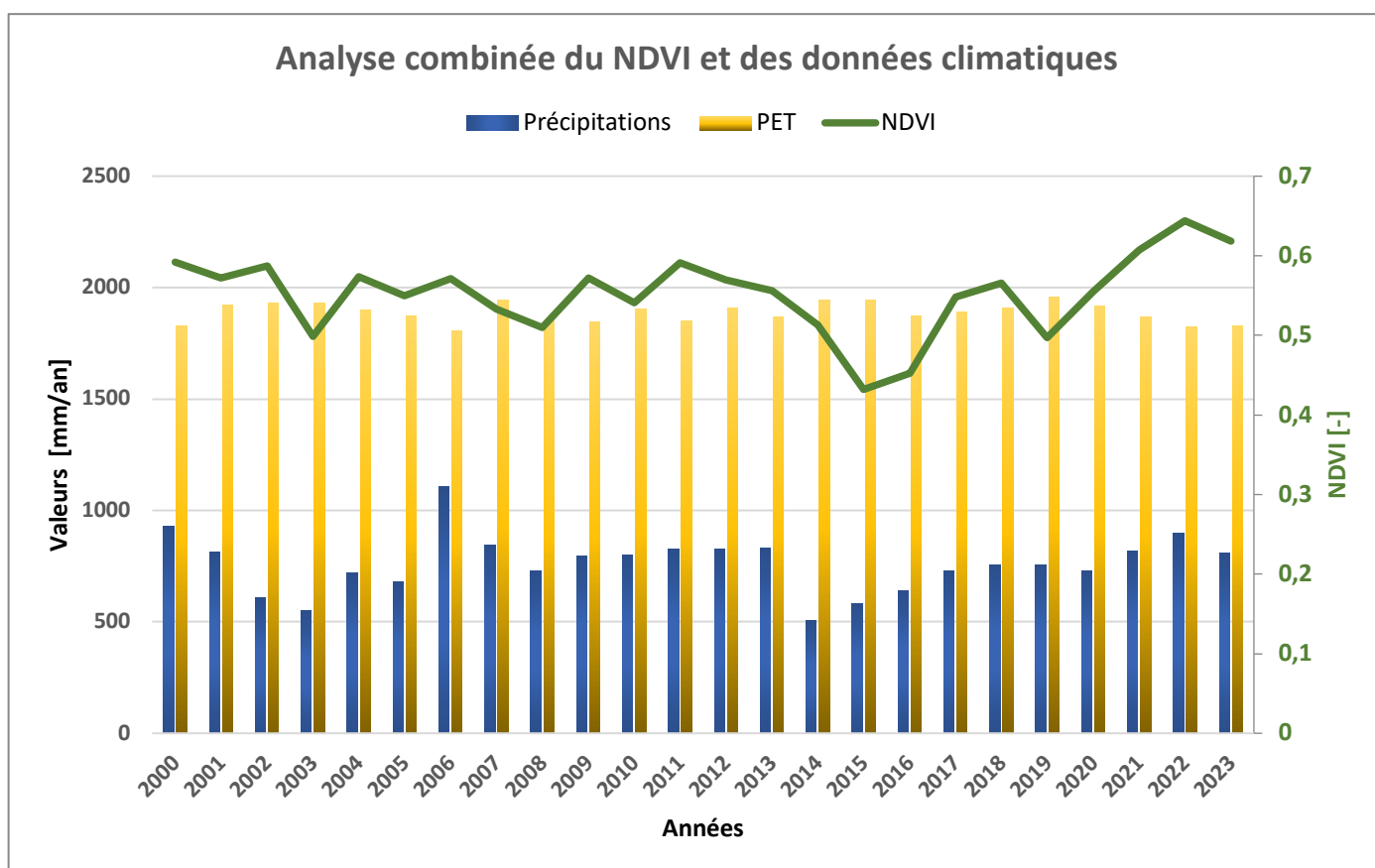


Figure 8 : Analyse combinée du NDVI et des données climatiques sur les précipitations (CHIRPS) et l'évapotranspiration potentielle (MODIS), afin d'identifier les années de sécheresse et leur fréquence sur l'étendue de MGR. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Dans la suite de notre travail, nous présenterons les différentes approches utilisées pour évaluer et caractériser les aquifères rencontrées dans la réserve de Mawana, afin de subvenir durablement aux besoins en eau de sa faune, tout en faisant face à nos défis majeurs liés au manque de données exploitables.

II) CALCUL DE LA RECHARGE DES EAUX SOUTERRAINES

Dans cette section, il sera question pour nous d'estimer de façon ponctuelle, les valeurs de la recharge des eaux souterraines à partir d'une méthodologie intégrée et adaptée au contexte climatique de Mawana (MGR). Puis de générer des cartes de la recharge effectives des eaux souterraines sur l'étendue de la réserve pour chacune des années de la période d'intérêt 2000 - 2023. Cela nous permettra de visualiser en 2D les variations spatio-temporelle de la recharge, et de mettre en évidence l'impact des changements climatiques sur la disponibilité spatiale et temporelle des ressources en eau souterraine et de surface.

II.1) Généralités sur la recharge

II.1) a) Importance et diversités des définitions

La notion de la « **recharge** » joue un rôle fondamental dans la gestion durable des ressources en eau. Elle est essentielle pour faire face aux problématiques liées au stress hydrique, au dimensionnement des ouvrages hydrauliques (puits, pompes, forages, etc.), et aux défis posés par les changements climatiques. Cependant, il est difficile de donner une définition universelle de la recharge, car son interprétation et la méthodologie utilisée pour l'estimer dépend du contexte de l'étude, et des conditions climatiques locales.

Lerner (1997)²¹, définit la recharge comme étant la quantité d'eau qui atteint l'aquifère dans toutes les directions (en haut, en bas ou de façon latérale). **Healy et Scanlon** (2010)³⁷, élargissent cette définition en la considérant comme étant le processus par lequel les eaux souterraines se reconstituent. Toutes ces définitions supposent que l'eau pénètre tout d'abord la surface du sol, traverse la zone vadose et tout ce qu'elle comporte (racine des plantes, nappes perchées, sédiments imperméables, etc.), avant d'atteindre la nappe phréatique (**Healy et Scanlon** (2010)³⁷) ou l'aquifère (**Lerner** (1997))²¹, à condition que la zone située au-dessus d'elle, soit préalablement saturée. Ces concepts sont illustrés dans la figure 9 (*fig.9*), et seront adoptés comme références dans notre étude.

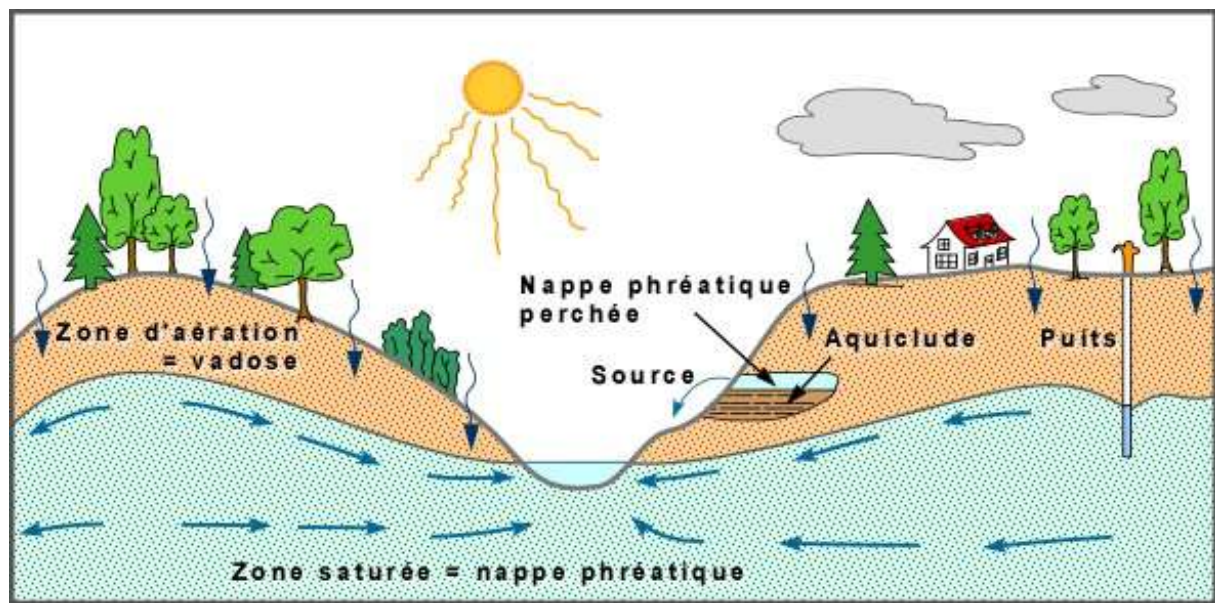


Figure 9 : Schéma conceptuel du Voyage de l'eau, de la surface du sol vers la nappe d'eau souterraine (Source : <http://www2.qql.ulaval.ca/personnel/bourque/s3/eaux.souterraines.html>).

II.1) b) Progrès des études sur la recharge

De nombreuses études, notamment celles de **Lerner *et al.* (1990)⁵⁷**, **Lerner (1997)²¹**, **Rushton (1997)²¹**, **Winter *et al.* (1998)⁴³** et **Scanlon *et al.* (2002)²¹**, ont enrichi notre compréhension des processus de la recharge en mettant en évidence la complexité de son estimation. Celle-ci varie selon la région dans laquelle l'étude se déroule (milieu aride, semi-aride ou humide), la topographie de la zone étudiée, la disponibilité des données (débits des cours d'eau, données isotopiques, climatique, géologiques, de forages, etc.), et des processus par lesquels la recharge se produit (l'activité racinaire du couvert végétal, l'infiltration à travers les joints et les dépressions de la surface topographique, l'infiltration sous les cours d'eau et ou les lacs, etc.).

Les termes comme recharge **diffuse**, recharge **directe**, recharge **indirecte**, recharge **concentrée**, **pertes connectées**, **pertes déconnectées**, recharge **potentielle** et recharge **effective** sont fréquemment employés pour décrire ces processus. Toutefois, les détails sur l'estimation précise de chaque type de recharge, vont au-delà du cadre de ce travail. Nous nous limiterons à fournir une définition de chacun de ces termes, et nous proposerons une lecture bibliographique pour faciliter leur compréhension.

→ Suivant la topographie du milieu et les processus de la recharge, nous avons :

- La recharge **diffuse ou directe** (**Lerner (1997)²¹**), est la recharge qui provient des précipitations ou de l'irrigation et qui se repartie de façon uniforme sur une grande surface (*fig.9*).

- **Les pertes connectées** (Winter *et al.* (1998)⁴³), sont observées lorsque pour une période de l'année (saison sèche ou pluvieuse), un volume d'eau quitte l'aquifère en direction des cours d'eau (recharge des cours d'eau) ou inversement (recharge de l'aquifère), sans traverser une surface imperméable afin de retrouver un certain équilibre hydrostatique (*fig.10*).

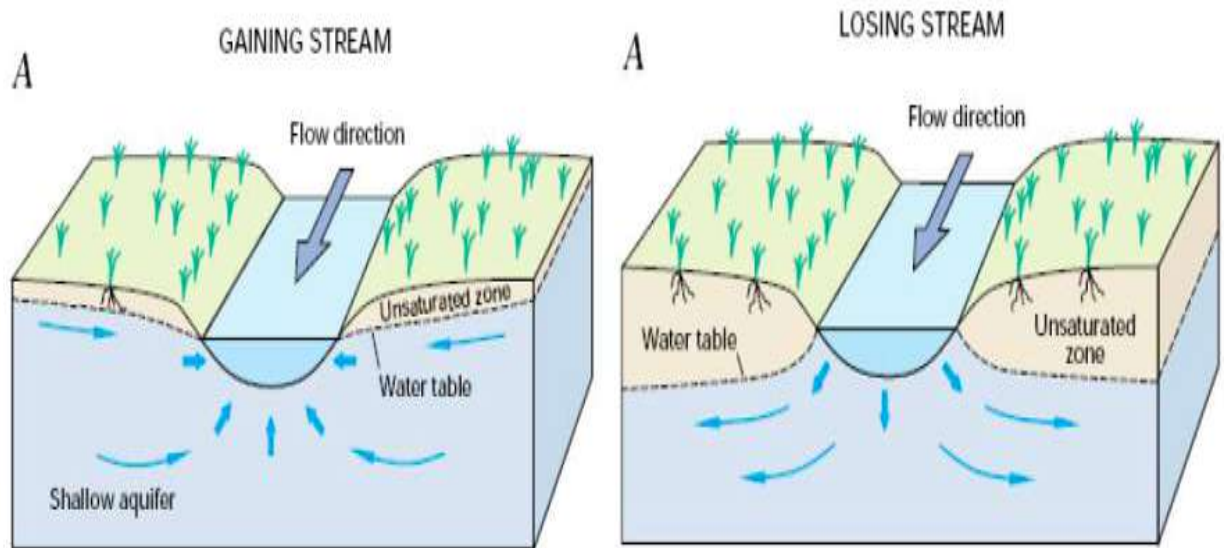


Figure 10 : Schéma conceptuel des gains (les cours d'eau reçoivent de l'eau du système d'eau souterrain : figure de gauche) et des pertes (les cours d'eau perdent leur eau vers le système d'eau souterrain : figure de droite) connectées des rivières (Source : Winter T.C., Harvey J.W., Franke O.L. (1998))

- La recharge **concentrée** ou **localisée** (Rushton (1997))²¹, est une recharge qui provient des petites dépressions, des joints et des ruisseaux. Tans dis que Lerner (1997)²¹, l'a définie comme étant une recharge qui provient des dépressions dans les surfaces topographiques (lacs, rivières, étangs, etc.) (*fig.10*).
- La recharge **indirecte** (Rushton (1997))²¹, est une recharge qui a lieu sous des caractéristiques cartographiables comme les rivières et les lacs (*fig.10*).
- **Les pertes déconnectées** (Winter *et al.* (1998)⁴³), sont observées lorsque les cours d'eau alimentent la nappe phréatique par l'intermédiaire d'une surface imperméable (*fig.11*).

DISCONNECTED STREAM

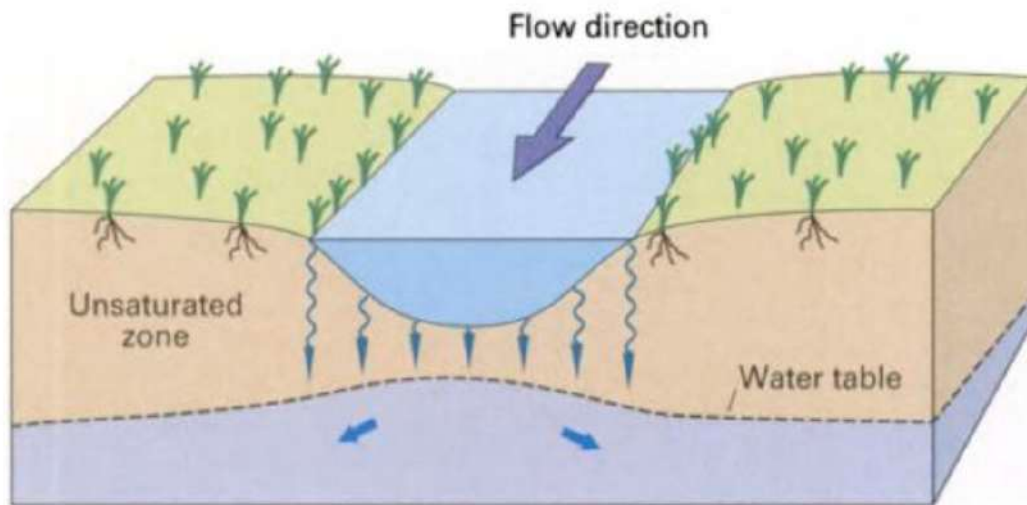


Figure 11 : Schéma conceptuel des pertes déconnectées : les cours d'eau déconnectés sont séparés du système d'eau souterrain par une zone insaturée (Source : Winter T.C., Harvey J.W., Franke O.L. (1998)).

→ Suivant la nature des données et l'origine des eaux, on distingue :

- La recharge **potentielle** : Représente selon **Scanlon et al. (2002)²¹**, et **Hughes et al. (2021)³⁶**, la quantité d'eau maximale estimée à partir des eaux de surface et de la zone insaturée, qui peut atteindre l'aquifère sans considérer les pertes éventuelles durant son parcours (évapotranspiration, ruissellement, etc.).
- La recharge **réelle** : **Scanlon et al. (2002)²¹** et **Hughes et al. (2021)³⁶**, est la quantité d'eau estimée à partir des eaux de la zone saturée, qui arrivent dans l'aquifère ou qui contribue à la reconstitution de la nappe phréatique.

II.1) c) Cadre de l'étude

Les avancées issues des études précédentes ont considérablement amélioré notre compréhension des processus entourant la recharge. Elles nous offrent une vue intégrale et globale sur les interactions complexes entre les ressources hydrologiques, hydrogéologiques et leur environnement, tout en permettant d'effectuer un choix approprié sur les méthodes d'estimations de la recharge (**Scanlon et al. (2002)²¹**, **Moodley et al. (2022)⁵⁸**).

Dans le cadre de notre étude, nous adopterons :

- Le terme « **recharge** » tel que défini par **Lerner (1997)²¹** et **Healy et Scanlon (2010)³⁷** qui englobe l'ensemble des processus par lesquels l'eau atteint l'aquifère ou la nappe phréatique quel que soit sa direction (verticale ou latérale).

→ Le terme « **recharge réelle ou effective** », tel que décrit par **Scanlon et al. (2002)²¹**, qui désigne la quantité d'eau qui atteint l'aquifère ou contribue au renouvellement des ressources en eau souterraines.

Ces définitions guideront notre approche méthodologique et nos analyses.

II.2) Choix de la méthode

II.2) a) Adaptation aux milieu semi-aride

Le choix de la méthode d'estimation de la recharge et son degré de précision dépendent fortement du milieu dans lequel l'étude se déroule. Ainsi, il est nécessaire d'adapter les approches selon le contexte de l'étude, notamment, le climat, les propriétés de la zone étudiée et la disponibilité des données (**Scanlon et al. (2002)²¹** et **Moodley et al. (2022)⁵⁸**).

Sur cette base, nous avons utilisée **l'indice d'aridité (IA)** pour identifier la classe climatique dans laquelle notre zone d'étude se trouve, ce qui nous a permis d'adapter pas à pas, notre approche et les méthodes d'estimation de la recharge des eaux souterraines, tout en prenant en compte les caractéristiques locales du site étudié et le manque de données exploitables. En effet, c'est un indice qui exprime la disponibilité en eau à partir du ratio entre la proportion moyenne annuelle d'eau tombée sur une surface sous forme de précipitations (P_{moyen}) et la proportion d'eau moyenne annuelle qui quitte cette même surface à travers les processus d'évapotranspiration (PET_{moyen}), contrôlés par les conditions atmosphériques (*équation 1*).

$$\text{Indice d'aridité (IA)} = P_{\text{moyen}} / PET_{\text{moyen}} \quad [-] \quad (1)$$

Avec P_{moyen} , les précipitations moyennes annuelle (**mm/an**) et PET_{moyen} , l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle (**mm/an**).

Selon les résultats des travaux d'**Antonio Trabucco et Robert J. Zomer (2018)³⁹** (*tab.3*), et sur la base de la moyenne annuelle de l'IA calculée sur une période de 24 ans (2000-2023) (*tab.6 de l'annexe*), notre zone d'étude avec un IA d'environ **0.41** ($0.2 < IA \leq 0.5$) est classée comme étant **un milieu semi-aride** (*fig.12*).

Aridity Index	< 0.03	0.03 – 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 0.65	> 0.65
Climate class	Hyper Arid	Arid	Semi-Arid	Dry sub-humid	Humid

Tableau 3 : Schéma de la classification climatique généralisée pour les valeurs de l'indice d'aridité (IA). (Source : UNEP 1997)³⁹.

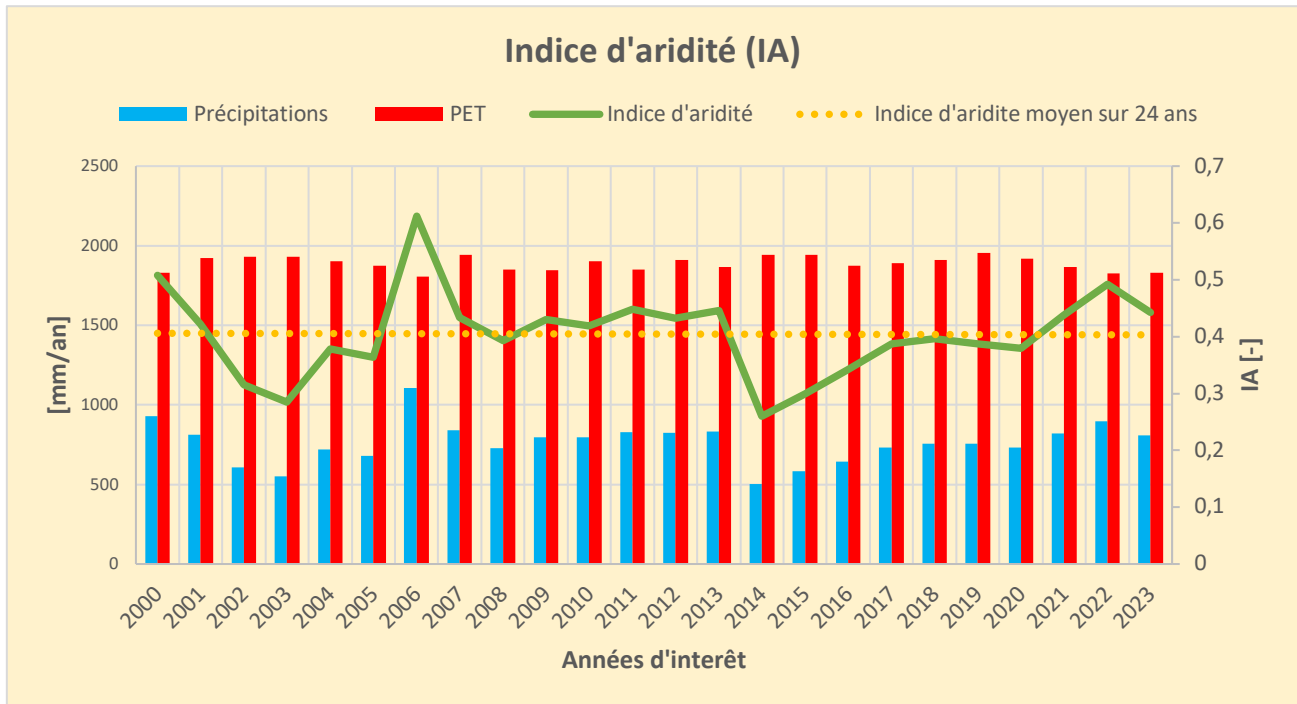


Figure 12 : Évolution annuelle des précipitations, de l'évapotranspiration potentielle, et de l'indice d'aridité sur MGR entre l'année 2000 et l'année 2023. Les points interrompus jaune représentent la valeur moyenne de l'IA sur 24 ans. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Cependant, plusieurs caractéristiques locales de ma zone d'étude limitent l'emploi de certaines méthodes d'estimation de la recharge. Nous pouvons citer :

→ Les contraintes climatiques

L'évapotranspiration réelle (ET) est fréquemment proche, voir plus grande que les précipitations (P) sur des pas de temps mensuel et annuel. En effet, étant donné que **P** et **ET** constituent des variables majeures du bilan en eau qui intervient dans l'estimation de la recharge (*équations 2, 3 et 4*), il est courant d'observer dans les milieux aride et semi-aride, des périodes sans recharge lorsque **ET** est supérieure à **P**.

Par conséquent, leur différence peut entraîner des erreurs de calculs importants lorsque **l'incertitude sur l'estimation de ces paramètres est grande**. De plus, leur écart peut également, atténuer l'effet des épisodes de précipitations sur des temps long, rendant difficile, voire, inapplicable le bilan en eau dans l'estimation de la recharge dans les milieux semi-aride et aride (Scanlon *et al.*, 2002)²¹.

$$P + Q_{on}^{sw} + Q_{on}^{gw} = ET^{sw} + ET^{uz} + ET^{gw} + R_0 + Q_{off}^{gw} + Q^{bf} + \Delta S^{snow} + \Delta S^{sw} + \Delta S^{uz} + \Delta S^{gw} \quad (2)$$

$$R = Q_{off}^{gw} - Q_{on}^{gw} + Q^{bf} + ET^{gw} + \Delta S^{gw} \quad \text{Schicht et Walton (1961)}^{21} \quad (3)$$

En substituant l'équation (3) dans (2), on a :

$$R = P + Q_{on}^{sw} - R_0 - ET^{sw} - ET^{uz} - \Delta S^{snow} - \Delta S^{sw} - \Delta S^{uz} \quad (4)$$

Où chaque variable est exprimée en mm par jour (**mm/jour**), par mois (**mm/mois**) ou par an (**mm/an**). P, R₀, et R représentent respectivement les précipitations, le ruissellement de surface, et la recharge qui atteint la zone saturée. Q_{on} et Q_{off} les flux d'eaux entrants et sortant à la surface (sw), et des eaux souterraines (gw). Q^{bf} le flux de base des cours d'eau provenant de la décharge des eaux souterraines. ET et ΔS, l'évapotranspiration réelle et la variation de stock des eaux de surfaces (sw), de la zone insaturée (uz), des neiges (snow) et des eaux souterraines (gw).

→ La complexité du réseau hydrographique

Le caractère méandrique et discontinue des cours d'eau constitue un obstacle majeur pour l'estimation des flux à l'aide des méthodes classiques telles que :

- **Le test de traçage au sel**

Cette méthode permet d'estimer le débit des cours d'eau (rivière et affluents) afin de les intégrer au calcul de la recharge à travers les équations du bilan en eau des canaux (**channel water budget**).

Pour se faire, nous utilisons sur terrain une masse définie de sel (**NaCl**) (**100 g**, **200 g**, et **300 g**) conditionnée en sachets de 100 g. Cette masse de sel est tout d'abord diluée dans 20 litres d'eau de la rivière à l'aide d'un saut gradué, puis injectée de façon instantanée dans la rivière afin qu'elle soit emportée par son flux. Le passage du nuage salin est contrôlé en aval à l'aide d'un conductivimètre (avec fil) dont le capteur est placé au centre de la rivière à des distances de 100 m, 150 m et 200 m du point d'observation (**fig.13**).

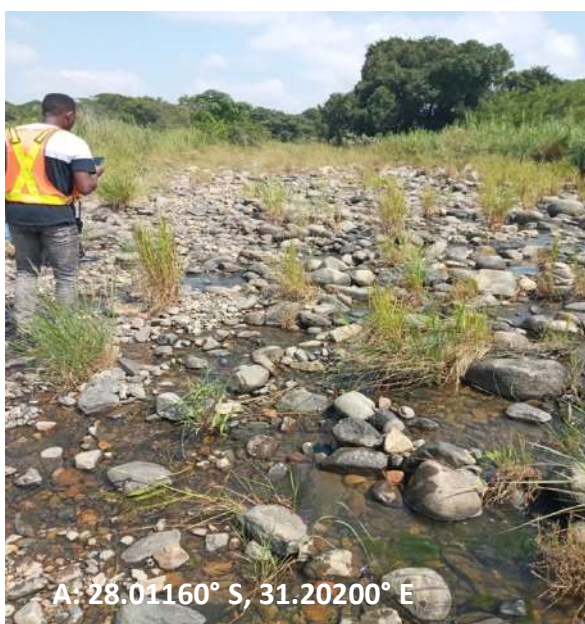


Figure 13 : Images montrant la réalité du terrain. A : Aspect discontinue de la rivière méandrique du Black Umfolozi ; B : Test de traçage au sel réalisé le 21/02/2024 avec une masse de 100 g injectée à une distance de 100 m du point d'observation. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Il nous permet de suivre tout au long du test, la variation de la conductivité électrique de la rivière influencée par la présence des ions Na^+ et Cl^- . Ces variations ont été directement enregistrées sur mon téléphone dès le début du test, puis retranscrit et analysées sur Excel avec des données collectées à une fréquence d'une seconde.

La vitesse à laquelle le nuage salin se dissipe s'est avérée être dépendante de la masse de sel injectée, et inversement proportionnelle au flux de la rivière. Pour arriver à estimer ce flux, nous avons basé nos calculs sur les résultats des travaux de **Worthington et Smart (2003)**⁵⁹ (fig.14).

$$m = a(t * Q * C)^b \quad [\text{g}] \quad (5)$$

$$= 0.73(t * Q * C)^{0.97} \quad (\text{Dole, 1906})^{59} \quad (6)$$

$$\cong 0.73 * t * Q * C \quad (7)$$

$$\Rightarrow Q = m / (0.73 * C * t) \quad [\text{L/s}] \quad (8)$$

$$\text{Avec } C = [\text{NaCl}] = (EC_{\max} - EC_i) / 2$$

Où **m**, **Q**, **t** et **C** représentent respectivement la masse de NaCl (**g**), le débit estimée de la rivière (**L/s**), le temps au pic de concentration (**s**), et la valeur de la concentration de NaCl (**mg/L**), calculée en chaque instant (**t**) du test jusqu'au retour à l'équilibre ionique de la rivière. **EC_{max}** et **EC_i**, respectivement, la conductivité électrique maximale (**μS/cm**) enregistrée par le conductivimètre et celle portée naturellement par l'eau de la rivière au début du test.

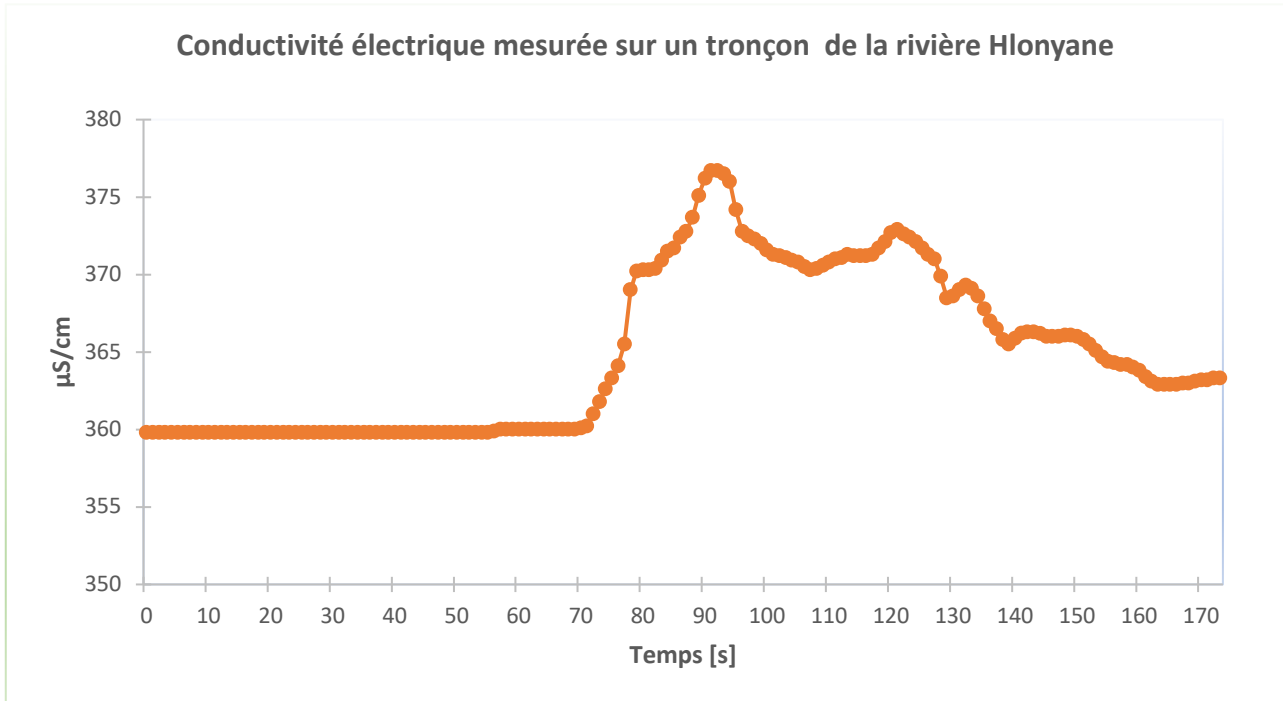


Figure 14 : Résultat du test de traçage au sel réalisé sur un tronçon de la rivière Hlonyane, le 21/02/2024 avec une masse de 100 g injectée à une distance de 100 m du point d'observation. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Les flux calculés sont révélés être au **moins sept (07) fois supérieure à ceux observés sur terrain**, soit **178 L/s** pour la masse de 100 g de NaCl, contre **460 L/s** pour celle de 300 g. Ces écarts s'expliquent par plusieurs facteurs : **l'absorption partiel du sel** par les plantes retrouvées dans la rivière, **les conditions de faibles débits**, ainsi que **la discontinuité de la rivière** due à la présence d'affleurements de tillites ou à d'importants dépôts de sédiments perméables tels que le sable et les graviers (*fig.13*).

Ces caractéristiques propres à ma zone d'étude occasionnent des variations significatives du débit de la rivière. Par conséquent, **le transport du sel est retardé**, ce qui limite sa **diffusion homogène** dans la rivière matérialisée par plusieurs pics de la conductivité électrique (*fig.14*). Ces limites font en sorte que le test de traçage constitue une méthode inappropriée pour estimer les flux des cours d'eau intervenant dans le calcul de la recharge.

Par ailleurs, définir une distance représentative dans un contexte de faibles débits des cours d'eau est une tâche difficile, car une mauvaise estimation de la masse à utiliser peut entraîner une surestimation ou une sous-estimation du flux (perte du traceur). Ce qui influence directement sur le temps d'enregistrement des données. De plus, cette difficulté est amplifiée dans un environnement de safari, où la présence d'animaux sauvages constitue un danger permanent.

- **Le débitmètre à hélices**

Cet outil permet de mesurer automatiquement le flux de la rivière en fonction de la rotation de ces hélices induit par la vitesse d'écoulement de l'eau de la rivière, et les dimensions de la surface occupée par ces eaux en mouvement, notamment sa largeur et sa profondeur. En effet, les valeurs du flux estimé décroissent proportionnellement avec la profondeur à laquelle l'outil est placé. Une prise en compte de l'écart entre la valeur moyenne et celle maximale du flux permet de calibrer l'outil, c'est-à-dire connaître la profondeur à laquelle le placer, afin d'avoir une bonne approximation du flux de la rivière (*fig.15*).



Figure 15 : Utilisation du débitmètre à hélices dans l'estimation des flux des cours d'eau intervenant dans le calcul de la recharge des eaux souterraines de Mawana Game Reserve. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Cependant, en raison de la **variation de la surface d'écoulement causée par un élargissement ou un rétrécissement fréquent du lit de la rivière pérenne, et par la présence d'affleurement de tillites et d'importants dépôts de sédiments perméables** (*fig.15*), le débitmètre à hélices nous a fourni des valeurs de flux surestimées qui sont 3 à 5 fois plus grands que la réalité observée sur le terrain, soit des valeurs de flux compris entre **60 et 100 L/s**.

Bien que cet outil soit légèrement plus précis que le traçage au sel, ces deux méthodes demeurent toutefois, inappropriés pour être employées dans le calcul de la recharge à travers le bilan en eau des canaux (**channels water budget**), dont le degré de précision est dépendant de la mesure des débits.

Ces limitations nous ont conduit à privilégier l'estimation des flux au « **saut** », qui s'adapte bien aux caractéristiques du réseau hydrographique local, marqué

par des débits relativement faibles. Les mesures répétitives associées aux calculs des moyennes, ont permis de réduire au mieux les erreurs, et d'obtenir des estimations fiables du flux comprises entre **2 et 4 L/min**, pour les rivières tributaires, et entre **18 et 25 L/s** pour la rivière pérenne méandrique.

De même que le test de traçage au sel et le débitmètre à hélices, l'estimation des flux au « **saut** » présente certaines limites. Elle est fastidieuse, et ces résultats ne peuvent pas être représentatifs des flux des réseaux hydrographiques de Mawana. En effet, les observations faites sur le terrain ont révélé que le flux des cours d'eau, notamment la rivière pérenne, fluctue considérablement en fonction des heures de la journée, ce qui complique leur estimation précise à partir d'une mesure locale.

→ **Le manque de données sur la zone saturée**

L'absence de données sur des paramètres essentiels comme les niveaux piézométriques, les propriétés hydrauliques des aquifères (conductivité hydraulique, porosité, épaisseur, etc.) limite d'avantage nos options sur la méthode d'estimation de la recharge.

Face à ces contraintes, l'estimation de la recharge dans notre zone d'étude va reposer sur des méthodes dépendantes des propriétés de la zone non saturée, des conditions et de l'état de la surface (climat, végétation, structure du sol, etc.). Cette recharge sera qualifiée de recharge **effective ou actuelle**.

II.2) b) Méthode de Thornthwaite et Mather

L'une des méthodes qui permet d'estimer la recharge à partir des données sur le sol, les conditions climatiques, et le ruissellement de surface est décrite en 1955 par **Thornthwaite et Mather** (T-M) sous le nom de « **bilan en eau** », et revisitée en 1957^{22, 23, 27}. C'est une méthode empirique largement utilisée à travers le monde pour estimer la recharge à partir du bilan en eau du sol : **MAMMOLITI.E et al.**, 2021²⁸ ; **NUGROHO et al.**, 2019²⁹ ; **H Hendrayana et al.**, 2021³⁰ ; **Feleke K. et al.**, 2024³¹ ; de **Oliveira Aparecido et al.**, 2023³².

◆ Principe de la méthode

Cette méthode repose sur l'analyse des données climatiques et pédologique sur un pas de temps journalier ou mensuel. Elle requiert :

- Des données sur la capacité de rétention d'eau du sol mesuré *in situ* ;
- Des données sur la températures moyenne de l'air permettant d'estimer l'évapotranspiration potentielle ;

- Des données sur la latitude du site étudié (hémisphère Nord ou Sud), ainsi que des données sur le ruissellement et les précipitations moyennes qui peuvent être fournies par des stations météo ;
- Et d'utiliser les résultats des tableaux qui serviront d'ajustement et ou de correction des paramètres, afin qu'ils puissent avoir des unités conformes pour le calcul de la recharge.

Cette méthode nous montre que la recharge est principalement conditionnée par la différence entre les précipitations (P) et l'évapotranspiration potentielle (PET). Ainsi, une variation négative du stockage en eau dans le sol, dû à des valeurs de l'évapotranspiration potentielle plus grande que les précipitations ($PET > P$), nous indique une période sans recharge, un assèchement du sol ou une **perte dans le stockage**, mais aussi, une incapacité des précipitations à subvenir aux besoins potentiels en eau du couvert végétal. À l'inverse, une variation positive du stockage en eau dans le sol ($PET < P$), nous indique, une quantité d'eau excédentaire disponible pendant une certaine période, pouvant ruisseler en surface et s'infiltrer en subsurface (*fig.16*).

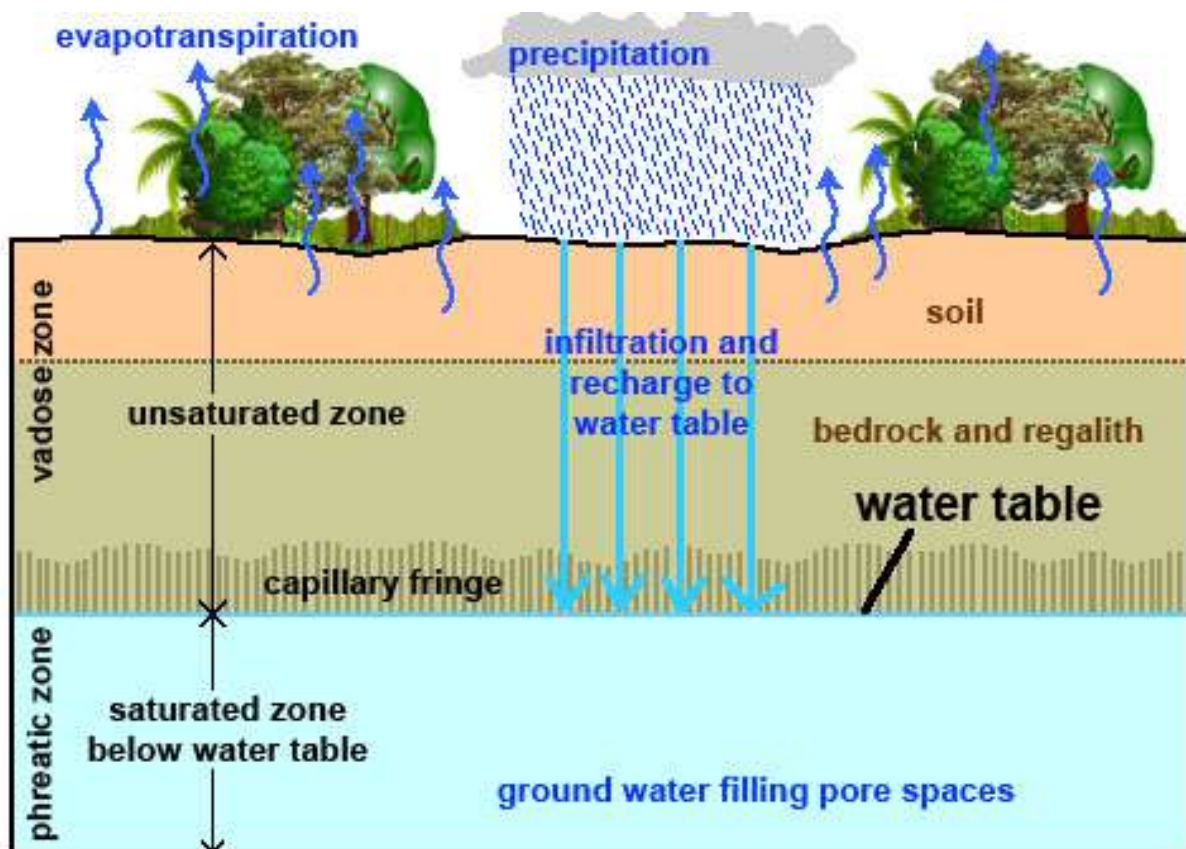


Figure 16 : Illustration de la variation du niveau de la nappe phréatique influencée par les propriétés du sol et de la zone vadose, ainsi que, de l'écart entre P et PET (Source : <https://www.space4water.org/fr/news/technologies-spatiales-pour-la-detection-la-surveillance-et-la-gestion-des-eaux-souterraines>)

◆ Limites et amélioration de la méthode T-M

La méthode T-M vise à minimiser la retenue d'eau dans la zone racinaire tout en prenant en considération les variations (gains ou pertes des stocks) qui peuvent survenir au cours du temps. Cependant, le caractère fastidieux de la méthode, défini par les mesures *in situ* et l'utilisation des tableaux d'ajustement tels que décrits par **Thornthwaite et Mather (1955, 1957)²²**, combiné aux incertitudes sur l'estimation des flux à l'échelle d'un bassin versant, causées en particulier par la difficulté à évaluer l'eau retenue par le profil de sol, a poussé des chercheurs comme **Steenhuis et Van Der Molen (1986)²³** à améliorer et à simplifier mathématiquement cette méthode.

Par la suite, les équations de **Steenhuis et Van Der Molen (1986)²³** vont être combinées à celles d'**Allen et al. (1998)⁴⁴** et **Saxton et Rawls (2006)⁶⁰**, qui introduisent de nouvelles variables qui tiennent compte de l'impact de l'activité racinaire des plantes sur le bilan en eau du sol. Un paramètre clé qui a été négligé dans la méthode T-M, et dont l'importance est aussi démontrée par les travaux de **Black (2007)²⁷**.

Il s'agit notamment de :

- La teneur en eau au point de flétrissement (Θ_{wp}) ;
- La teneur en eau à la capacité du terrain (Θ_{fc}) ;
- La quantité totale d'eau disponible (**TAW**) ;
- Et la quantité d'eau facilement disponible (**RAW**).

Ces variables permettent d'affiner la valeur de la capacité de stockage du terrain (**ST_{fc}**), définie précédemment par la méthode T-M, et de conditionner les pertes en eau du sol (**apwl**) dépendamment des conditions climatiques (**P**, **PET**) et de l'activité racinaire des plantes. Ces paramètres seront détaillés dans la section méthodologie (**section II.3**).

◆ Applicabilité à ma zone d'étude

Ces avancées ont été intégrées dans un script Python développé en 2021 par **Guillaume Attard²⁴**. Ce script utilise les données satellites pour estimer la recharge des eaux souterraines. Il offre l'avantage d'automatiser les opérations de calculs et d'analyses de la recharge, de couvrir de grandes échelles spatio-temporelles, permettant ainsi de gagner en temps, et en matériels, mais aussi de surmonter les défis liés à la complexité du milieu, ainsi que ceux liés à la rareté des données disponibles (mesures *in situ* limitées, coûteuses et fastidieuses) pour l'estimation de la recharge.

Cette méthode a le mérite d'être précise, et s'adapte parfaitement aux contraintes locales (milieu semi-aride ou humide). Elle constitue une alternative efficace de la méthode T-M qui sera utilisée pour l'estimation de la recharge dans ma zone d'étude.

II.3) Méthodologie

II.3) A) Sources des données

Les données d'entrées (inputs) du script écrit par **Guillaume Attard** ²⁴ sont tirées en majeure partie des données satellites de **Google Earth Engine** (GEE), et sont filtrées suivant des filtres spatio-temporel (date et région) d'intérêts. Il s'agit notamment : des données climatiques (précipitations (P), et évapotranspiration potentielle (PET)), des données sur la texture du sol (sable, argile et carbone organique), et des données sur les propriétés du couvert végétal (profondeur racinaire (Zr) et besoin en eau des plantes (p)) qui sont quant à elles issues des travaux de **Yang et al. (2016)**⁴⁰.

II.3) A) i) Données climatiques

Il s'agit notamment des précipitations (**P**) et de l'évapotranspiration potentiel (**PET**). Elles influencent grandement les valeurs de la recharge, car celles-ci dépendent principalement de l'écart entre **P** et **PET**. Dans les régions semi-arides telles que notre zone d'étude (indice d'aridité), il est très souvent observé sur des pas de temps mensuel ou annuelle, que l'évapotranspiration potentielle soit largement supérieure aux précipitations. Cela aura pour conséquence, **d'avoir l'impression qu'il n'y a pas de recharge**. Cette situation est matérialisée par des **masques** (vides ou trous) sur les cartes de la recharge des eaux souterraines.

Pour remédier à ce problème, **une discrétisation journalière** des données climatiques a été jugée **indispensable**, afin d'obtenir une meilleure résolution temporelle de la recharge. C'est-à-dire, localiser les jours du mois ou de l'année où la recharge aura lieu.

- **L'évapotranspiration potentielle (PET)** : [ee.ImageCollection\("MODIS/061/MOD16A2GF"\)](#)
Elle est fournie par les capteurs **MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)** placés à bord des satellites *Terra* et *Aqua*. Le produit **MOD16A2GF** de la version 6.1, est une dérivée de MODIS qui nous fournit les données sur le **PET** (ainsi que d'autres bandes), calculées à partir d'un algorithme qui prend en compte la logique de l'équation de **Penman-Monteith** avec comme données d'entrées, les données météorologiques et les données de télédétection sur la couverture du sol, l'albedo et les propriétés de la végétation.

Les résultats obtenus sont disponibles depuis l'année 2000, contiennent peu ou pas de vides avec une résolution temporelle de huit (08) jours, c'est-à-dire des images contenant des valeurs agrégées de **PET** sur une période de huit jours d'observation satellitale avec une résolution spatiale de **500 mètres (m)**. De plus, l'analyse graphique

sur GEE entre l'année 2000 et 2023, révèle des lacunes importantes dans les données de PET causées par une couverture nuageuse trop importante.

Par conséquent, afin de remédier à ces problèmes liés à la fois aux lacunes dans les données et à la discrétisation temporelle des données de PET, nous avons défini une fonction python qui :

- **Rééchelonne les données de PET en tenant compte des jours et des mois de l'année (bissexile ou normale) et le nombre de jour durant lequel les données ont été enregistrées par le capteur, afin de transformer les images contenant les données de PET agrégées (08 jours), en données journalières, comme étant la moyenne des données agrégées.**
- **Localise et identifie les images contenant des lacunes, et les attribue une valeur qui n'est rien d'autre que la moyenne des données de PET de l'image précédente et de l'image suivante à l'image comportant des lacunes.**

→ **Les données sur les précipitations (P) :** [ee.ImageCollection\("UCSB-CHG/CHIRPS/DAILY"\)](https://climate.geog.udel.edu/data/UCSB-CHG/CHIRPS/DAILY/)

Elles sont fournies par le “**Climate Hazards Center InfraRed Precipitation with Station data**” (**CHIRPS**) de l'Université de Californie à Santa Barbara (UCBS) et sont disponibles dans GEE à une fréquence journalière depuis 1981 avec une résolution spatiale de **5.5 kilomètres** (Km). Ces données satellites nous permet de couvrir les régions où les stations météo au sol présentent des données limitées.

Comparativement aux données de l'évapotranspiration, les données de précipitations sont déjà fournies en jour. Cependant, elles sont fournies avec une résolution grossière onze fois supérieure à celle de **PET** (5.5Km contre 500 m). Cela aura pour conséquence de générer des erreurs significatives dans l'estimation de la recharge, et conduire à une pixélisation grossière des cartes de la recharge (*fig.20*). Pour remédier à ce problème (résolution spatiale **non conforme**), nous avons défini une fonction python qui **rééchelonne les données de P par interpolation bilinéaire vers une résolution spatiale de 500 m**. Permettant d'avoir une même résolution spatiale de **P** et **PET**.

II.3) A) ii) Couvert végétal

Le couvert végétal représente l'une des variables clé du bilan en eau du sol. Cependant, sa prise en compte est rendue complexe par la diversité des sols, et les propriétés spécifiques à chaque type de plantes (taille, âge, profondeur racinaire). Ces paramètres varient considérablement d'un milieu à un autre ce qui rend difficile leur intégration au calcul de la recharge à l'échelle d'un bassin versant.

◆ Approche globale de la profondeur racinaire (Zr)

Afin de surmonter le manque de données sur la profondeur racinaire des plantes (Zr), **Yang et al. (2016)⁴⁰** ont mis sur pied une carte mondiale des valeurs moyennes de Zr couvrant la période allant de 1982 à 2010 avec une résolution spatiale de 5.5 Km. Elle repose sur le modèle analytique coût-bénéfice du carbone développé par **Guswa (2008)⁴⁰**, qui calcule directement les valeurs de Zr en tenant compte de **l'équilibre entre le gain et le coût marginal en carbone des plantes, ainsi que, l'influence des racines profondes sur l'estimation de la recharge.**

Pour valider les valeurs de Zr estimées :

- Ils utilisent un modèle hydrogéologique hautement transparent tel que le modèle **Budyko-Choudhury-Porporato (BCP)**, pour estimer les valeurs de l'évapotranspiration réelle moyenne annuelle (ET_{moyen}) obtenues à partir des estimations de Zr à l'échelle mondiale.
- Puis, ils les comparent aux observations de ET_{moyen} basées sur le bilan hydrique de 32 bassins versants, et aux données satellites de ET_{moyen} à travers le monde.

Les résultats des comparaisons ont révélé une forte corrélation ($R^2 \geq 0.9$) entre les valeurs de ET_{moyen} générées par les estimations de Zr, et celle obtenues des bassins versant et des données satellites, permettant ainsi d'utiliser les valeurs de Zr dans les modèles de point à travers le monde (*fig.17*).

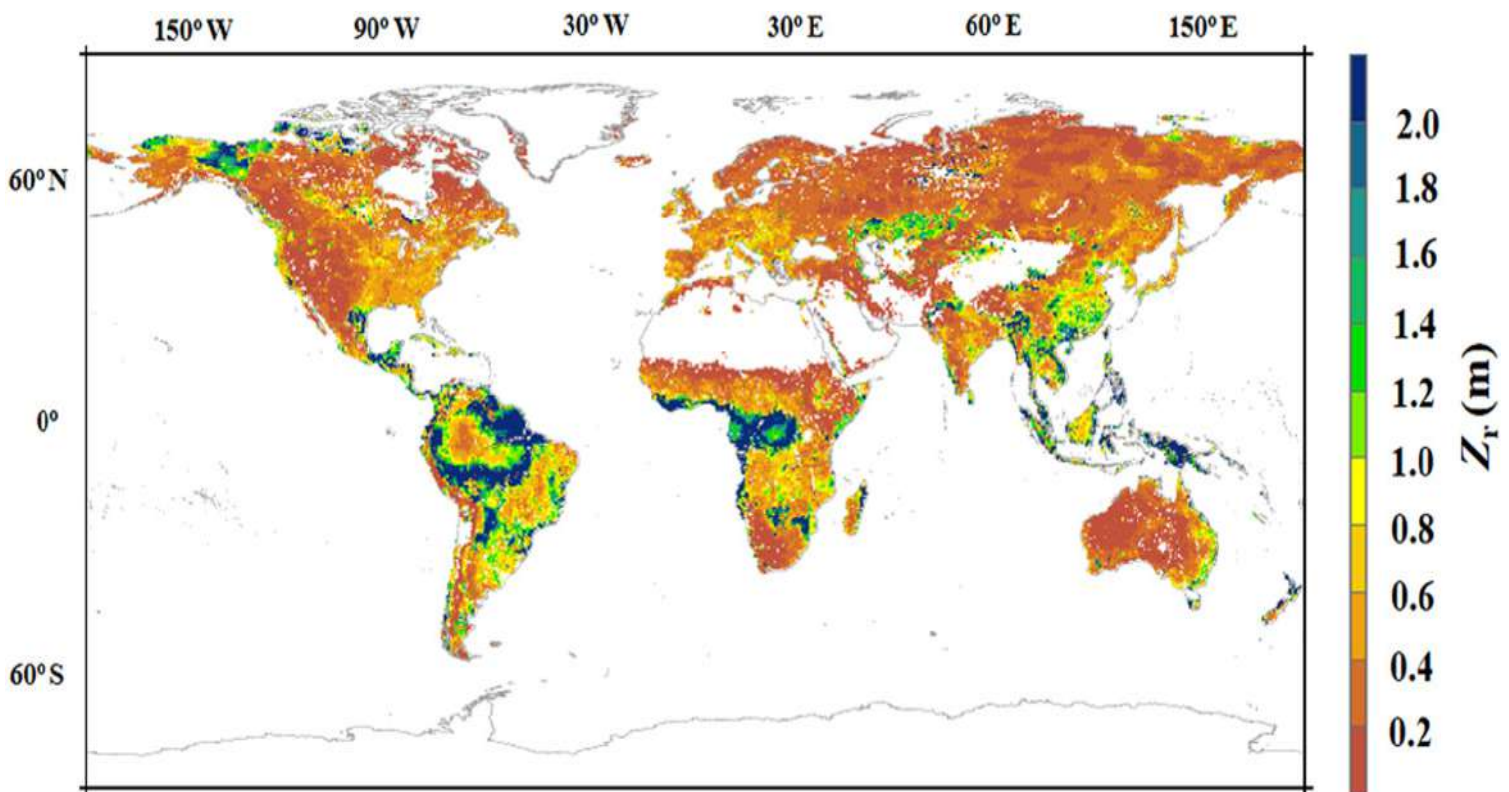


Figure 17 : Modèle spatial global de la profondeur effective d'enracinement des plantes (Zr) estimée à partir du modèle coût-bénéfice du carbone de Guswa 2008. (Source : Yang et al.2016)⁴⁰.

◆ Contexte de l'étude

Dans le cadre de notre étude, les valeurs de **Zr** fournies par **Yang et al. (2016)**⁴⁰ seront utilisées comme des valeurs de références et seront intégrées dans le calcul de la recharge des eaux souterraines à partir du bilan en eau du sol.

Ainsi, tenant compte de la localisation géographique de Mawana Game Reserve, une profondeur racinaire moyenne (**Zr**) égale à **0.4 mètre** a été jugée optimale (**fig.17 et 18**). En effet, les observations sur terrain, ont révélée en différents endroits, une végétation bien aérée (**fig.18 B et C**), caractérisée par des réseaux de racines peu profond et en majeure partie parallèles à la surface du sol (**fig.10 A et D**).

La fraction d'eau disponible (**p**), comprise entre 0 et 1, correspondante à cette profondeur racinaire (**Zr=0.4 m**) et qui permet d'éviter que les plantes qui composent le couvert végétal flétrissent, a été fixé à **0.4**, soit **40%** de la quantité totale d'eau contenue dans le sol. En effet, en raison des faibles valeurs des profondeurs racinaires et d'une végétation bien espacée, retrouvée dans ma zone d'étude, nous avons jugé raisonnable d'attribuer une valeur constante de **p** légèrement en dessous de sa valeur moyenne conformément aux résultats des travaux d'**Allen et al (1998)**⁴⁴. Cela permet de simplifier les calculs effectués par le modèle de la recharge des eaux souterraines de **Guillaume Attard**. Si non, en réalité ce paramètre est dépendant de l'évapotranspiration (**ET_c**) spécifique à chaque plante retrouvée à MGR, leur profondeur racinaire, et leur stade de croissance. Des tableaux de **p** pour différentes cultures, et une équation d'ajustement sont fournis par **Allen et al. (1998)**⁴⁴ (p162-167).



Figure 18 : Photos du couvert végétal de Mawana Game Reserve prises sur terrain (du 20 au 22/02/2024). B et C représentent le biome de la savane de MGR (arbres, arbustes et prairie). A et D mettent en évidence l'affleurement des racines des plantes observés à plusieurs endroits des zones d'érosions. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

II.3) A) iii) Texture du sol

Selon **André Musy et Marc Soutter** (1991)²⁵, le sol résulte de l'altération de la couche superficielle de la croûte terrestre, sous l'action combinée des agents climatiques et biologiques. Ils montrent que le sol, perçu comme un ensemble unitaire, peut être subdiviser de façon conceptuelle en trois phases (solide, liquide et gazeuse) qui s'influencent mutuellement, mais c'est uniquement la phase solide du sol qui varie très lentement en termes de composition et de structure comparativement aux autres phases. Cette caractéristique confère au sol, un aspect relativement stable sur une échelle de temps de quelques mois ou de quelques années.

Par conséquent, dans le cadre de notre travail, nous allons nous concentrer sur la phase solide du sol c'est-à-dire **sa composition en matière organique et en minéraux (sédiments), ainsi que sa relation avec le couvert végétal et le climat, afin de cibler les aspects directement liés à l'estimation de la recharge des eaux souterraines et leur dynamique**. À cet effet, les données utiles dans notre étude sont la texture du sol c'est-à-dire sa composition en **argile**, en **sable** et en **matière organique**.

Il existe plusieurs fournisseurs de données satellites intéressants sur la texture du sol : **Innovative Solutions for Decision Agriculture (ISDA)** fournie entre 2001 et 2017, les données sur les propriétés des sols africains à une résolution spatiale de 30 m, grâce au couplage de l'apprentissage machine et de la télédétection pour les profondeurs comprises entre 0-20 et 20-50 centimètres (cm). Nous pouvons également citer **OpenLandMap**, disponible de 1950 à 2018, fourni des données avec une résolution spatiale de 250 mètres, dont les résultats reposent sur des compilations mondiales de profils et d'échantillons de sols, des données satellites, des observations de terrains et des modèles de prédictions sur l'apprentissage machine, et sont classées suivant le système **USDA** (United State Department of Agriculture) pour six profondeurs standards : 10, 30, 60, 100 et 200 cm.

Dans notre étude, nous allons utiliser les données d'OpenLandMap, car comparativement à celles d'ISDA, elles offrent une plus grande couverture de données spatio-temporelle sur les couches du sol (O, A, B, C et BC). Trois données seront utiles pour le calcul de la recharge :

→ **La teneur en sable (%)** : [ee.Image\("OpenLandMap/SOL/SOL_SAND-WFRACTION_USDA-3A1A1A_M/v02"\)](#)

Exprimée en pourcentage, c'est-à-dire le rapport de la masse en kilogramme de sable (minéraux dont le diamètre apparent est compris entre **0.05** et **2 mm**) et de la masse en kilogramme de sol (Kg/Kg). La teneur en sable influence grandement la capacité du sol à stocker de l'eau. Plus elle est grande, plus le drainage des eaux en profondeur sera meilleur et par conséquent, le stockage dans le sol sera bas. Ainsi, les sols ayant des teneurs élevées en sable seront favorables pour l'approvisionnement de la nappe d'eau souterraines au détriment de la zone vadose.

→ La teneur en argile (%) : [ee.Image\("OpenLandMap/SOL/SOL_CLAY-WFRACTION_USDA-3A1A1A_M/v02"\)](#)

De même que la teneur en sable, la teneur en argile (minéraux dont le diamètre apparent est inférieur à **2 μ m**) est exprimée en pourcentage (Kg/Kg). Plus elle est grande, plus le drainage des eaux en profondeur sera faible et par conséquent, le stockage dans le sol sera important. Ainsi, les sols riches en argiles ont de bonnes capacités de rétention d'eau destinée dans la plupart des cas à l'approvisionnement en eau du couvert végétal (**Musy et al., 1991**)²⁵.

→ La teneur en carbone organique (g/Kg) : [ee.Image\("OpenLandMap/SOL/SOL_ORGANIC-CARBON_USDA-6A1C_M/v02"\)](#)

Exprimée en gramme par kilogramme de sol, la teneur en matière organique est relativement faible par rapport aux autres composants de la phase solide du sol. Cependant, par son **action cohésive**, la teneur en matière organique joue un rôle analogue à celui des argiles (**Musy et al., 1991**)²⁵. En effet, dans les premiers centimètres de sol riches en humus, la teneur en matière organique améliore la capacité de rétention d'eau du sol qui sera mis à la disposition du couvert végétal, et le drainage en subsurface grâce à son influence sur la formation d'agrégats qui créent des pores qui facilitent le mouvement des eaux en subsurface (**HUDSON, 1994**)⁴⁵.

II.3) B) Calculs des propriétés hydrauliques du sol

Les propriétés hydrauliques du sol déterminent la portion d'eau stockée dans le sol et celle qui s'infiltre en subsurface, à partir des interactions qu'entretiennent le sol avec les conditions atmosphériques et le couvert végétal. À cet effet, **Allen et al. (1998)**⁴⁴ et **Saxton et Rawls (2006)**⁶⁰ définirent quatre paramètres importants qui régissent les propriétés hydrauliques du sol. Il s'agit notamment de : la teneur en eau au point de flétrissement (**Θ_{wp}**), la teneur en eau à la capacité au champ ou du terrain (**Θ_{fc}**), la quantité totale d'eau disponible dans la zone du sol (**TAW**), et la quantité d'eau facilement disponible dans la zone du sol (**RAW**). Ces paramètres ont été par la suite intégrés aux équations de **Steenhuis et Van Der Molen (1986)**²³ pour estimer la capacité de stockage du terrain (**ST_{fc}**), qui définit les conditions initiales du sol.

II.3) B) i) La teneur en eau au point de flétrissement (**Θ_{wp}**)

Elle représente le volume d'eau minimal contenu dans le sol qui ne peut plus être extrait par les racines des plantes, dû au fait qu'elle est fortement liée aux particules (ou matrice) du sol. En effet, lorsque les quantités d'eau stockées dans le sol diminuent, la tension matricielle qui y est associée augmente, et devient si importante (**≈1500 Pascal**) au point où l'eau devient difficilement mobilisable par les racines des plantes (**Arnold Klute (1986)**⁴⁶ et **Kenneth Tanji K. (1990)**⁴⁷). Lorsque le point de flétrissement est atteint, **l'absorption par les racines des plantes devient nulle**. Les plantes subissent un stress hydrique qui les contraint à faner ou à flétrir de façon **irréversible**.

Θ_{wp} se calcule à partir des équations mathématiques développées par **Saxton et Rawls** (2006)⁶⁰ (équations 9 à 14).

$$\theta_{wp}(1500t) = \theta_{1500t} + (0.14\theta_{1500t} - 0.002) \quad (9)$$

Avec

$$S = S * 0.01 \quad \text{Conversion \%Kg/Kg en Kg/Kg} \quad (10)$$

$$C = C * 0.01 \quad \text{Conversion \%Kg/Kg en Kg/Kg} \quad (11)$$

$$OC = OC * 0.001 \quad \text{Conversion g/Kg en Kg/Kg} \quad (12)$$

$$OM = 1.728 * OC \quad [\text{Kg/Kg}] \quad (13)$$

$$\theta_{1500t} = -0.024S + 0.487C + 0.006OM + 0.005(S * OM) - 0.013(C * OM) + 0.068(S * C) + 0.031 \quad (14)$$

Où :

- $\theta_{wp}(1500t)$ et θ_{1500t} , représentent respectivement la teneur en eau volumique (m^3/m^3) au point de flétrissement corrigée pour une tension matricielle de -1500 Kilo pascal (1500t), et la teneur en eau volumique initiale au potentiel matriciel de 1500t, élaborées selon des procédures de laboratoire standard (Arnold Klute, (1986)⁴⁶ et Kenneth Tanji K. (1990)⁴⁷).
- $0.14\theta_{1500t} - 0.002$: Représente la correction empirique pour ajuster la teneur en eau volumique en fonction de la texture du sol.
- **S, C, OC**, représentent respectivement la teneur en sable, argile et en carbone organique issues des données satellites d'OpenLandMap, et corrigées suivant leurs échelles respectives afin qu'elles aient des unités conformes (Kg/Kg).
- **OM** : la teneur en matière organique calculée suivant l'équation de **Van BEMMELEN (1890)**, où **1.728** est le facteur de Van BEMMELEN qui permet de convertir le carbone organique en matière organique.
- **$S * OM, C * OM$, et $S * C$** , représentent respectivement les interactions sable-matière organique, argile-matière organique, et sable-argile
- **0.031** : Une constante empirique pour améliorer la précision du calcul.

II.3) B) ii) La teneur en eau à la capacité au champ (Θ_{fc})

C'est la quantité maximale d'eau qu'un sol bien drainé peut retenir contre l'effet de la gravité. En effet, elle marque la limite à partir de laquelle le sol ne peut plus stocker des volumes d'eau excédentaires, dû au fait que les forces gravitationnelles deviennent trop importantes. Dépassé cette limite (**saturation du sol**), l'eau commence à s'infiltrer en profondeur. La pression de succion que les plantes doivent exercer pour extraire du sol, les volumes d'eau indispensables à leur développement est relativement faible (≈ 33 pascalle) (**Arnold Klute, (1986)⁴⁶** et **Kenneth Tanji K. (1990)⁴⁷**).

Θ_{fc} se calcule à partir des équations mathématiques développées par **Saxton et Rawls (2006)⁶⁰** (équations 15 et 16) :

$$\theta_{fc}(33t) = \theta_{33t} + (1.283\theta_{33t}^2 - 0.374\theta_{33t} - 0.15) \quad (15)$$

Avec :

$$\theta_{33t} = -0.251S + 0.195C + 0.011OM + 0.006(S * OM) - 0.027(C * OM) + 0.452(S * C) + 0.299 \quad (16)$$

Où :

- $\theta_{fc}(33t)$ et θ_{33t} représentent respectivement la teneur en eau volumique à la capacité au champ ou du terrain (m^3/m^3) corrigée pour une tension matricielle de -33 Kilo pascal (33t), et la teneur en eau volumique initiale au potentiel matriciel de 33t, élaborées selon des procédures de laboratoire standard (**Arnold Klute, (1986)⁴⁶** et **Kenneth Tanji K. (1990)⁴⁷**).
- $1.283\theta_{33t}^2 - 0.374\theta_{33t} - 0.15$: Représente la correction empirique pour ajuster la teneur en eau volumique en fonction de la texture du sol.
- **0.299** : une constante ajustée empiriquement pour améliorer la précision du calcul.

II.3) B) iii) L'eau totale disponible (TAW)

C'est la quantité totale d'eau contenue dans la zone racinaire du sol. Elle résulte de la différence entre l'eau qui reste dans le sol après une pluie (teneur en eau à la capacité du terrain (Θ_{wp})) et l'eau qui reste inaccessible aux plantes (teneur en eau au point de flétrissement (Θ_{fc})). Plus les racines des plantes sont profondes, plus cette réserve d'eau qui peut être facilement extraite par les plantes est grande. Pour un sol ayant plusieurs horizons ou couches (O, A, B, C, BC), les Θ_{fc} et Θ_{wp} représentent respectivement, la teneur en eau moyenne à la capacité au champ et la teneur en eau moyenne au point de flétrissement de tous les horizons du sol (équation 17) (**Allen et al. (1998)⁴⁴**).

$$TAW = 1000 * (\theta_{fc} - \theta_{wp}) * Zr \quad (17)$$

Où :

- **TAW** représente l'eau disponible dans le sol en millimètre (mm) à une date **t**.
- θ_{fc} et θ_{wp} respectivement la teneur en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement exprimées en m³/m³.
- **Zr** : la profondeur racinaire exprimée en mètre (m). Dans mon cas, elle vaut **0.4 m (voir section II.3) A) ii), carte mondiale des valeurs moyennes de Zr)**.

II.3) B) iv) L'eau facilement disponible (RAW)

C'est la fraction d'eau contenue dans la zone du sol que les plantes peuvent absorber sans subir de stress hydrique ou sans flétrir. En effet, les racines des plantes logées dans le sol absorbent des volumes significatifs d'eau indispensable à leur bien-être. Ceux-ci réduisent la quantité totale d'eau disponible (TAW) dans la zone racinaire. En d'autres termes, la RAW représente la fraction d'eau totale du sol qui n'est pas immédiatement absorbée ou n'est pas retenue de manière trop forte par la matrice du sol, afin d'être accessible aux racines des plantes (*équation 18*) (Allen *et al.* (1998)⁴⁴).

$$RAW = p * TAW \quad (18)$$

Où :

- **RAW** et **TAW** représentent le potentiel en eau du sol exprimé en **mm** à une date **t**.
- **p** La fraction d'eau contenue dans la zone du sol (compris entre 0 et 1) afin d'éviter que les plantes flétrissent. Dans notre cas, nous l'avons fixé à **0.4** (soit 40%) (*cf. II.3) A) ii) Couvert végétal*).

II.3) C) Calcul de la Recharge

Étant donné que notre zone d'étude se trouve dans un **milieu semi-aride**, le calcul de la recharge des eaux souterraines se fera à **une échelle de temps journalière**, et reposera sur deux principaux critères : **l'écart relatif entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle** ($PET > P$ ou $PET \leq P$), et **les conditions de saturation du sol**. Ces critères définissent les conditions dans lesquelles la recharge a lieu, permettant d'évaluer quotidiennement les pertes d'eau potentielles cumulées du sol ($apwl_t$), et d'assurer le suivi de la variation journalière du stockage en eau du sol (ST_{fc}) (*fig.22 et 23*).

Cependant, il est très souvent difficile de faire le choix approprié sur la date à laquelle débiter le calcul de la recharge. En effet, Steenhuis *et Van Der Molen* (1986)²³ ont montré que la date à laquelle on débute les calculs (saison sèche ou pluvieuse) influence considérablement les

estimations de la recharge. C'est pourquoi, ils suggèrent de débiter le calcul de la recharge à la fin de la saison pluvieuse ou au début de la saison sèche, c'est-à-dire lorsque **les plantes ne subissent aucun stress hydrique**. Cela revient à définir deux conditions initiales :

- (i) Le sol contient des quantités suffisantes d'eau équivalente à l'eau facilement disponible ($ST_{fc} = RAW$),
- (ii) Et que le potentiel en eau perdu cumulé antérieure soit nul ($apwl_{t-1} = 0$).

Lorsque ces conditions initiales sont respectées, la recharge se calcule de manière itérative et suit un raisonnement logique décrit ci-après :

→ **Première condition : $PET > P$**

Dans ce cas de figure, l'amplitude journalière cumulée de l'évapotranspiration potentielle **surpasse** celle des précipitations. Il correspond à une période sans recharge ($R_t = 0 \text{ mm/jr}$), durant laquelle le sol perd des quantités importantes d'eau par évapotranspiration. Le stockage en eau du sol diminue de façon exponentielle proportionnellement aux pertes ($apwl$) (*équation 19 et 20*).

$$APWL_t = APWL_{t-1} + (\sum PET_t - \sum P_t) \quad [\text{mm/jr}] \quad (19)$$

$$ST_t = ST_{fc} * [\exp(-APWL_t / ST_{fc})] \quad [\text{mm/jr}] \quad (20)$$

Où t , $APWL_t$, $APWL_{t-1}$, $\sum PET_t$, $\sum P_t$ représentent respectivement le pas de temps journalier, les pertes d'eau potentielle cumulées du jour et du jour précédant, les précipitations et l'évapotranspiration potentielle cumulées journalier. ST_t et ST_{fc} représentent respectivement le stockage journalier du sol et le stockage à la capacité au champ (avec $ST_{fc} = RAW$).

→ **Deuxième condition : $PET \leq P$**

Ici, l'amplitude journalière cumulée de l'évapotranspiration potentielle est **inférieure** à celle des précipitations. Les volumes d'eau stockés dans le sol se reconstituent (*équation 21*). Son degré de saturation conditionne le potentiel en eau perdu cumulé et la recharge effective de la nappe d'eau souterraine.

$$ST_t = ST_{t-1} + (\sum P_t - \sum PET_t) \quad [\text{mm/jr}] \quad (21)$$

Deux cas de figures s'offrent à nous, selon que le stockage actuel (ST_t) soit **inférieur** ou **supérieur** au stockage à la capacité au champ (ST_{fc}).

- $ST_t > ST_{fc}$

Le stockage en eau du sol se reconstitue, et surpasse sa limite de saturation définie par sa capacité au champ (ST_{fc}). Par conséquent, le potentiel en eau

perdu cumulé est nul ($apwl = 0 \text{ mm/jr}$) et les volumes d'eaux excédentaires forment la recharge (R_t) (équation 22).

$$R_t = ST_{fc} - ST_{t-1} + \sum P_t - \sum PET_t \quad [\text{mm/jr}] \quad (22)$$

Cependant, lors de nos vérifications manuelles à l'aide de Google Earth Engine (GEE) et des tableaux Excel, en 11 point distinct situés en dehors et dans notre zone d'étude, nous avons pu déceler deux erreurs importantes qui influencent énormément les résultats :

- **La première réside dans l'équation de la recharge formalisée par Steenhuis et Van Der Molen en 1986** ²³. Elle nous fournies des valeurs de la recharge plus grandes que celle attendue, dû au fait qu'ils ont considéré le stockage à la capacité du terrain (ST_{fc}) comme un input au même titre que les précipitations, et le stockage précédent du terrain (ST_{t-1}), comme un output du bilan en eau du sol, au même titre que l'évapotranspiration potentielle. En d'autres termes, au lieu de retrancher le ST_{fc} du stockage journalier survenu à la date « t », ils ont plutôt retranché le ST_{t-1} du stockage à la capacité du terrain (ST_{fc}), augmenté de la différence entre P_t et PET_t cumulée. **Ce qui gonfle les valeurs de la recharge qui sont en moyenne un ordre de grandeur plus grande que celles attendue (~ 2 ou $3 \cdot 10^1$)** (équation 24).

$$R_t = ST_{fc} - ST_{t-1} + \sum P_t - \sum PET_t \quad (22)$$

$$\text{or} \quad ST_t = ST_{t-1} + (\sum P_t - \sum PET_t) \quad (21)$$

$$\Rightarrow (\sum P_t - \sum PET_t) = ST_t - ST_{t-1} \quad (23)$$

En substituant l'équation (23) dans (22), on a :

$$\begin{aligned} R_t &= ST_{fc} - ST_{t-1} + \sum P_t - \sum PET_t = ST_{fc} - ST_{t-1} + (ST_t - ST_{t-1}) \\ &= ST_{fc} - ST_{t-1} + (ST_t - ST_{t-1}) \\ &= ST_{fc} + ST_t - 2 * ST_{t-1} \quad (24) \end{aligned}$$

- **La deuxième erreur réside dans le code python développé par Guillaume Attard en 2021**, qui calcul la recharge à partir des équations mathématiques de Steenhuis et Van Der Molen (1986) ²³. En effet, lors de l'implémentation de son script, il a considéré dans l'équation de la recharge, le ST_{fc} comme un output et le ST_t comme un input du système auxquels viennent s'ajouter la différence entre $\sum P_t$ et $\sum PET_t$. Cela a pour

conséquence de fournir des valeurs de la recharge plus petites que celles obtenues des équations de **Steenhuis** et **Van Der Molen** (1986), mais qui sont en moyenne deux fois plus grandes, et du même ordre que les valeurs de la recharge réellement attendues selon les équations de **Thorntwaite et Mather** (1955, 1957)²². Celles-ci sont **proportionnelles au double de l'écart entre P et PET (équation 25 et 26)**.

$$R_t = ST_t - ST_{fc} + \sum P_t - \sum PET_t \quad (25)$$

En substituant l'équation (21) dans (25) :

$$\begin{aligned} R_t &= [ST_{t-1} + (\sum P_t - \sum PET_t)] - ST_{fc} + \sum P_t - \sum PET_t \\ &= ST_{t-1} - ST_{fc} + 2 * (\sum P_t - \sum PET_t) \end{aligned} \quad (26)$$

Après avoir corrigé ces erreurs, et réalisées des vérifications manuelles à l'aide des codes développés dans Google Earth Engine (GEE), ainsi que leurs analyses minutieuses sur Excel pour onze (11) points distincts situés dans et hors de notre zone d'étude, **les valeurs de la recharge attendues sont celles qui correspondent aux quantités excédentaires d'eau que le sol ne peut pas stocker**. En d'autres termes, la recharge est le résultat de la différence entre le stockage du sol à la capacité du terrain et le stockage journalier (équation 28). C'est cette équation qui a été finalement adoptée dans le code de **Guillaume Attard**²⁴, qui a publié une version mise à jour de son script le **20 juillet 2024**.

$$R_t = ST_{t-1} - ST_{fc} + \sum P_t - \sum PET_t \quad (27)$$

$$= ST_t - ST_{fc} \quad (28)$$

- $ST_t \leq ST_{fc}$

Le stockage du sol se reconstitue **partiellement**. En effet, les apports en eau provenant des précipitations n'arrivent pas à saturer le sol, ni à répondre efficacement aux besoins en eau des plantes sur une période donnée. Par conséquent, nous n'aurons aucune recharge en subsurface ($R_t = 0 \text{ mm/jr}$), mais plutôt des pertes d'eau considérables vers l'atmosphère ($APWL_t$). Ces pertes ne surviennent que durant les épisodes de précipitations, et évoluent de façon logarithmique (équation 29).

$$APWL_t = -ST_{fc} * \ln (ST_t / ST_{fc}) \quad [\text{mm/jr}] \quad (29)$$

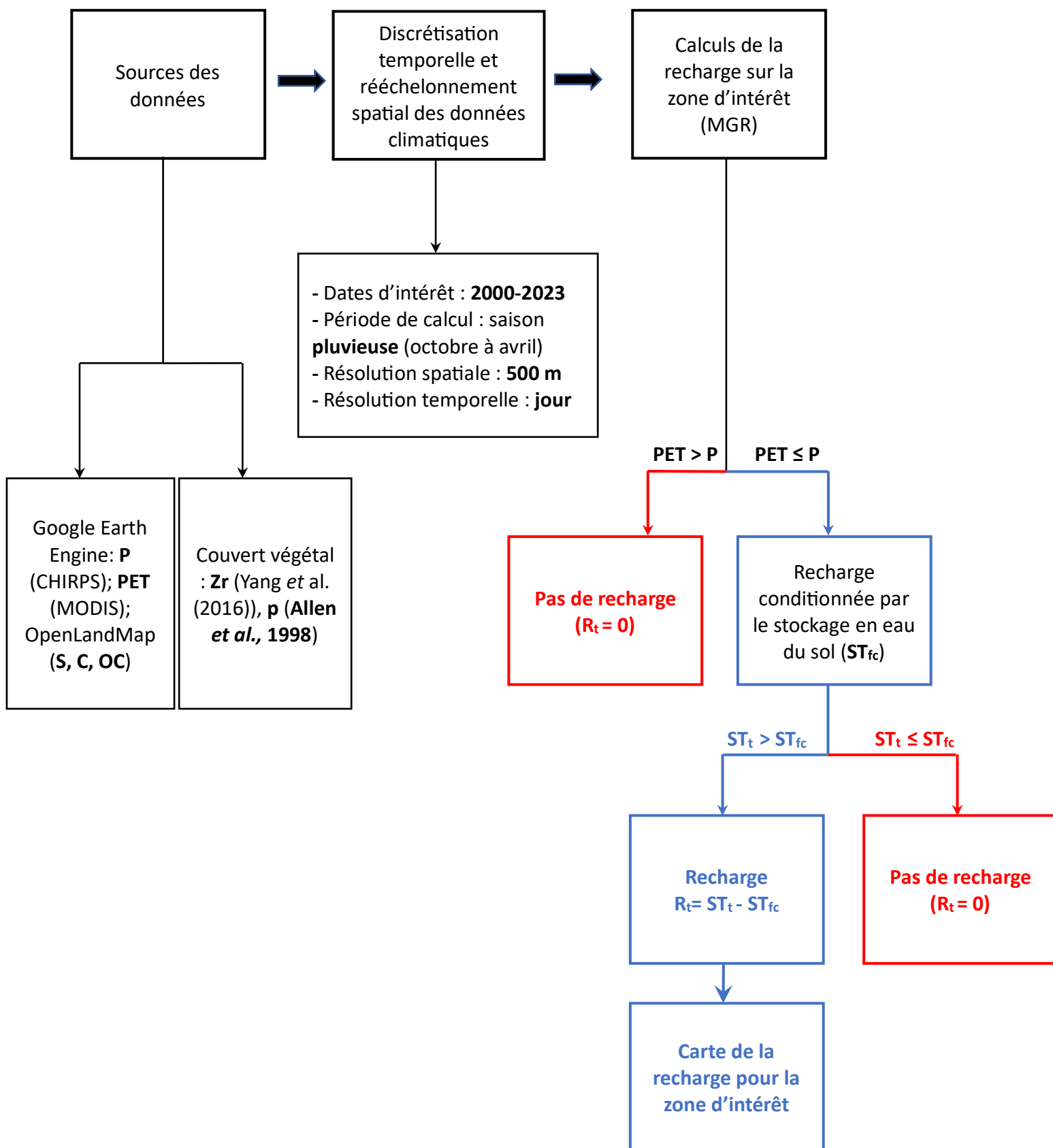
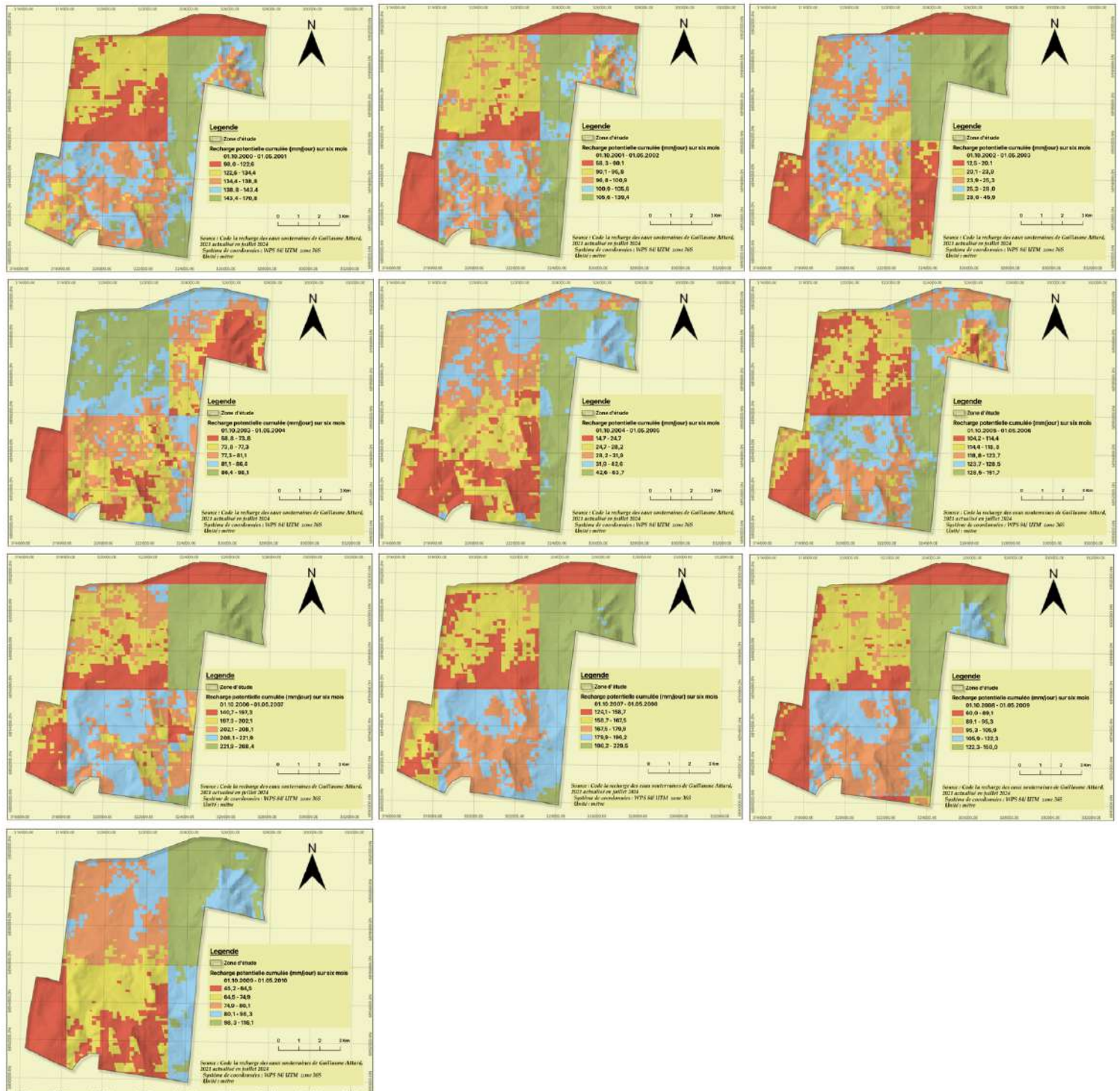


Figure 19 : Résumé des opérations permettant d'estimer la recharge de manière itérative, et de générer des cartes de la recharge des eaux souterraines à partir du script Python développé par Guillaume Attard en 2021 et actualisé le 20 juillet 2024. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

II.4) Résultats et interprétations

Les cartes présentées ci-dessous sont les résultats des calculs de la recharge des eaux souterraines générées par le script de **Guillaume Attard**, sur l'étendue de Mawana Game Reserve (MGR), pour la période allant de l'année 2000 à 2023. Ces résultats ont été exportés vers Google Drive avec une résolution spatiale de 10 m, et réparties en cinq (05) classes suivant une classification quantile des données dans Qgis (*fig.20*). Le système de coordonnées **WGS 84/UTM zone 36S** a été utilisé comme système de référence local.



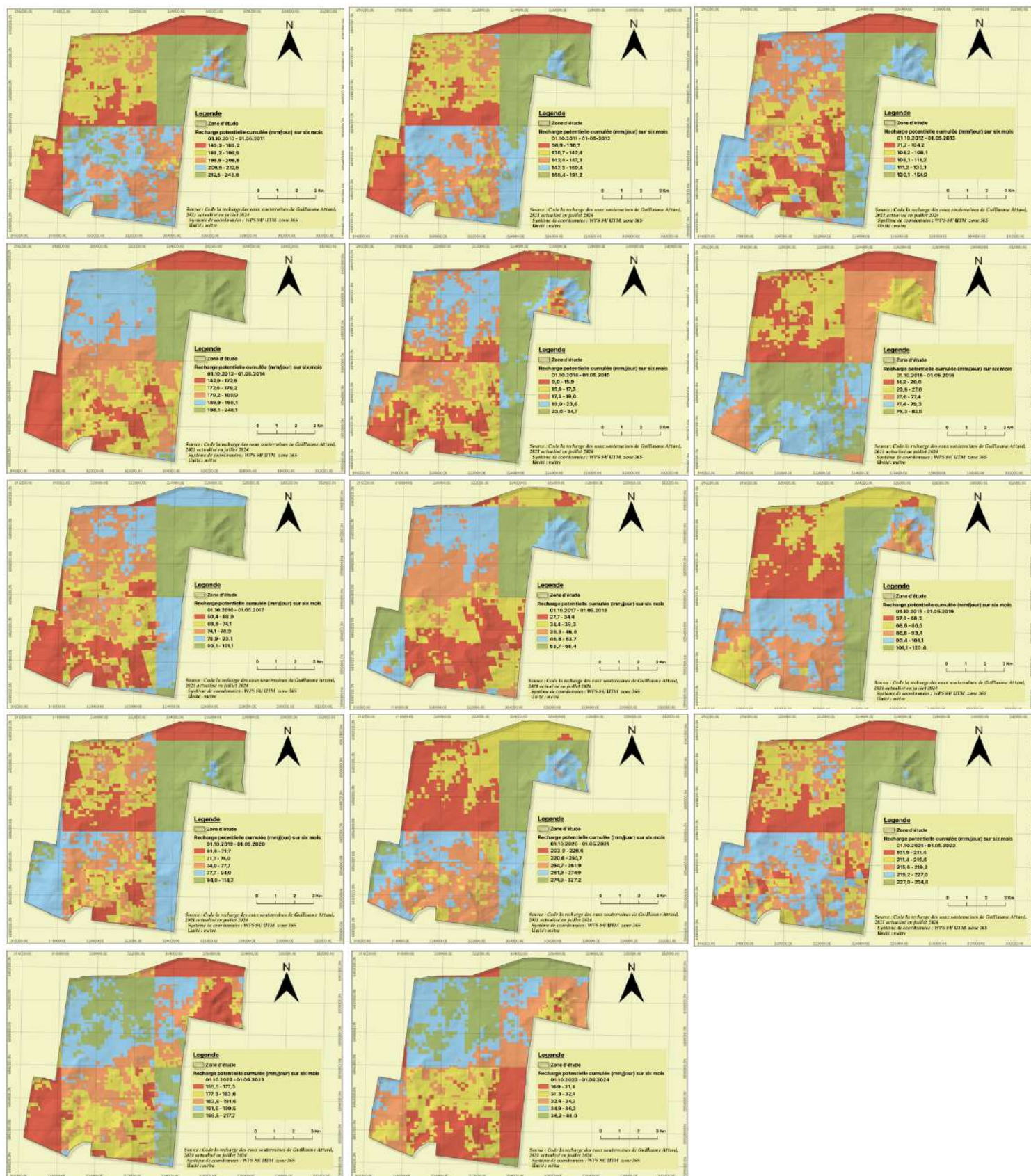


Figure 20 : Cartes de la distribution spatio-temporelle de la recharge effective des eaux souterraines à MGR, pour la période allant de l'année 2000 à 2023. Ces cartes présentent deux résolutions spatiales des données, mettant en évidence l'importance du traitement des données, notamment le rééchantillonnage des données des précipitations (5.5 km) et de l'évapotranspiration potentielle (500 m), afin qu'elles puissent avoir des échelles spatiales conformes (500 m), et de ne comporter aucune lacune. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

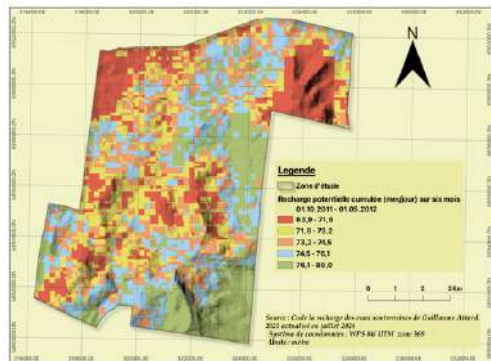
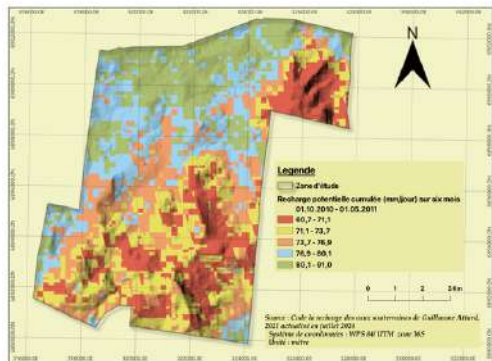
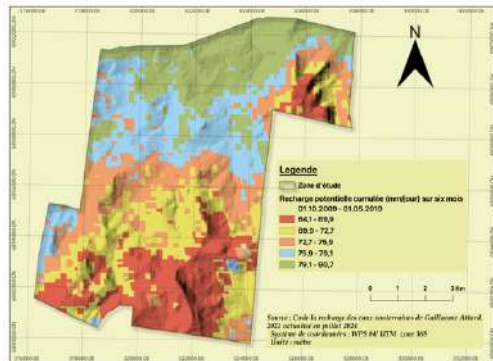
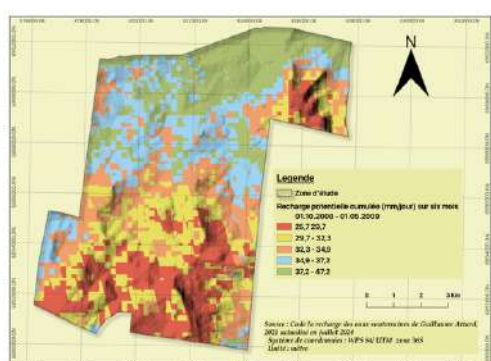
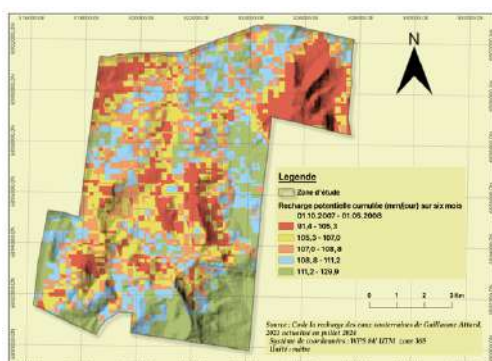
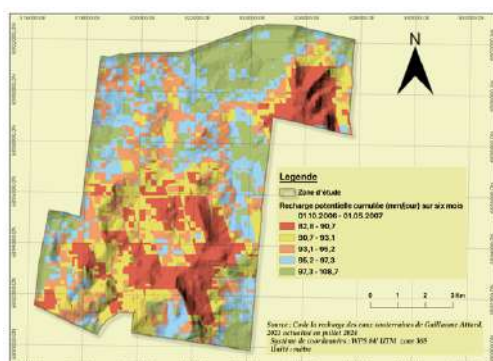
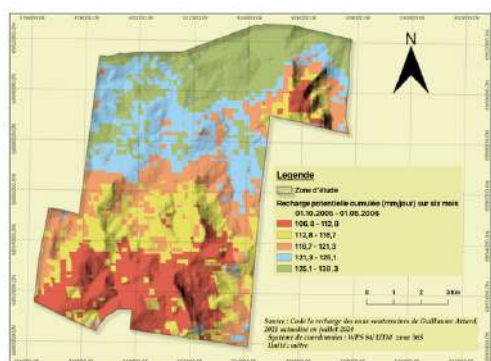
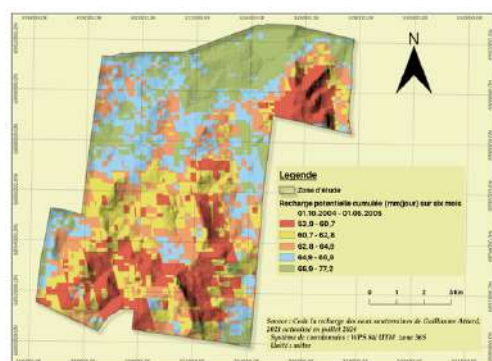
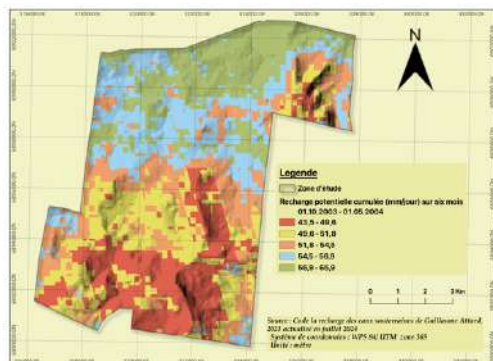
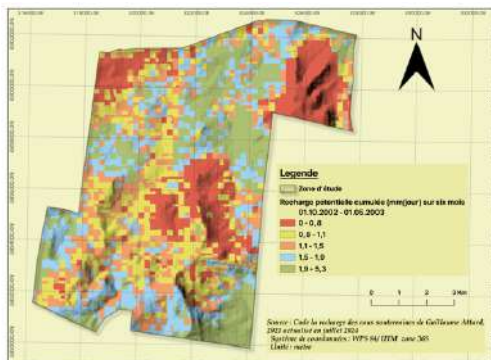
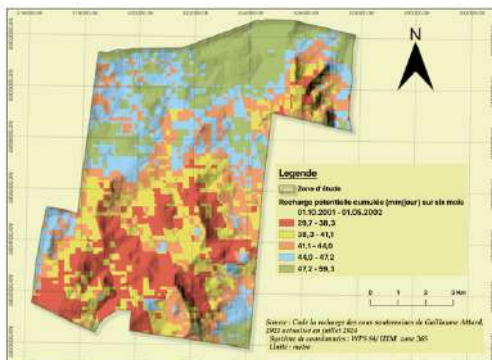
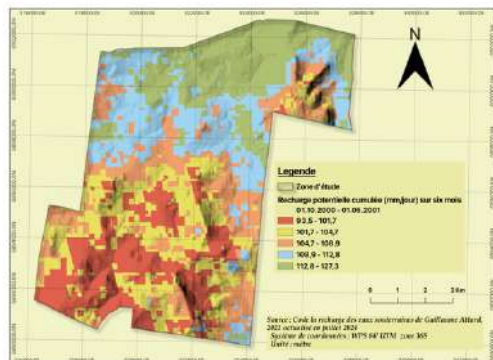




Figure 21 : Cartes de la distribution spatio-temporelle de la recharge effective des eaux souterraines à MGR, pour la période allant de l'année 2000 à 2023. Ces cartes résultent de la discrétisation journalière, et du rééchantillonnage spatial par interpolation bilinéaire des données de précipitations et de l'évapotranspiration potentielle, afin qu'elles puissent avoir une échelle conforme sans aucune lacune. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

♦ Interprétations

- (1) En raison des limites imposées par Google Earth Engine (GEE) sur le volume de données à traiter et le nombre d'opérations à réaliser (mémoire allouée), **il est difficile d'estimer la recharge à une fréquence journalière sur une longue période, par exemple sur l'entièreté d'une année hydrologique**. Une fois cette limite atteinte ou dépassée, les opérations deviennent lourdes et complexes à traiter.

C'est la raison pour laquelle les cartes de la recharge des eaux souterraines présentées ci-haut, **ne couvrent qu'une partie de l'année, correspondante à la saison pluvieuse**. Cette dernière survient durant l'été qui débute généralement à partir du mois d'octobre et s'achève en fin avril (sept mois). Ainsi, les valeurs des cartes de la recharge ne commencent pas nécessairement par une valeur nulle, mais ces cartes représentent plutôt **la somme cumulée des valeurs de la recharge survenues durant la saison de crue sur l'étendue de MGR**.

- (2) **La discrétisation journalière et le rééchantillonnage par interpolation bilinéaire des données climatiques** nous ont permis d'obtenir des données de précipitations (P), et d'évapotranspiration potentielle (PET) avec **une même résolution spatiale et temporelle**. Ainsi, les données de précipitations fournies quotidiennement à une résolution spatiale de 5.5Km sont converties par interpolation bilinéaire en des données journalières avec une résolution spatiale de 500m. De même, les données de l'évapotranspiration potentielle initialement agrégées sur huit (08) jours à une résolution spatiale de 500m, sont converties en des données journalières ne présentant aucune lacune, tout en conservant leur résolution spatiale de départ.

- (3) **La discrétisation et le rééchantillonnage permettent de générer des cartes homogènes de la recharge effective** avec une même résolution spatiale que les données d'entrées, soit 500 m (*fig.21*). Idéalement nous nous attendons à ce que les graphes des variations annuelles de la recharge effective et des précipitations non rééchantillonnées, aient une même allure sur toute la période d'intérêt 2000 - 2023.

Cependant, la discrétisation journalière et le rééchantillonnage que nous avons appliqué aux données de P et PET, ont **modifié la structure originale de ces derniers, impactant directement sur l'amplitude de la recharge tout en fournissant des valeurs précises de la recharge ayant une même résolution spatiale que les données d'entrées** (*fig.22*). Ainsi, au lieu que la recharge la plus faible observée coïncide avec la période où les précipitations non rééchantillonnées sont les plus faibles (2014-2015) tel que prouvé par l'analyse couplée du NDVI, P et PET (*fig.8 et 22 A*), elle tombe plutôt sur la période 2002-2003 (*fig.22 B*). Celle-ci représente la deuxième période de plus grande sécheresse enregistrée à MGR, après celle survenue entre 2014 et 2016.

(4) À part cet inconvénient mineur, la discrétisation et le rééchantillonnage appliquées aux données de P et PET intervenant dans le script de Guillaume Attard, nous offre des valeurs **robustes, continues et homogènes de la recharge effective** pouvant être utilisables dans les modèles hydrogéologiques à l'échelle d'un bassin versant.

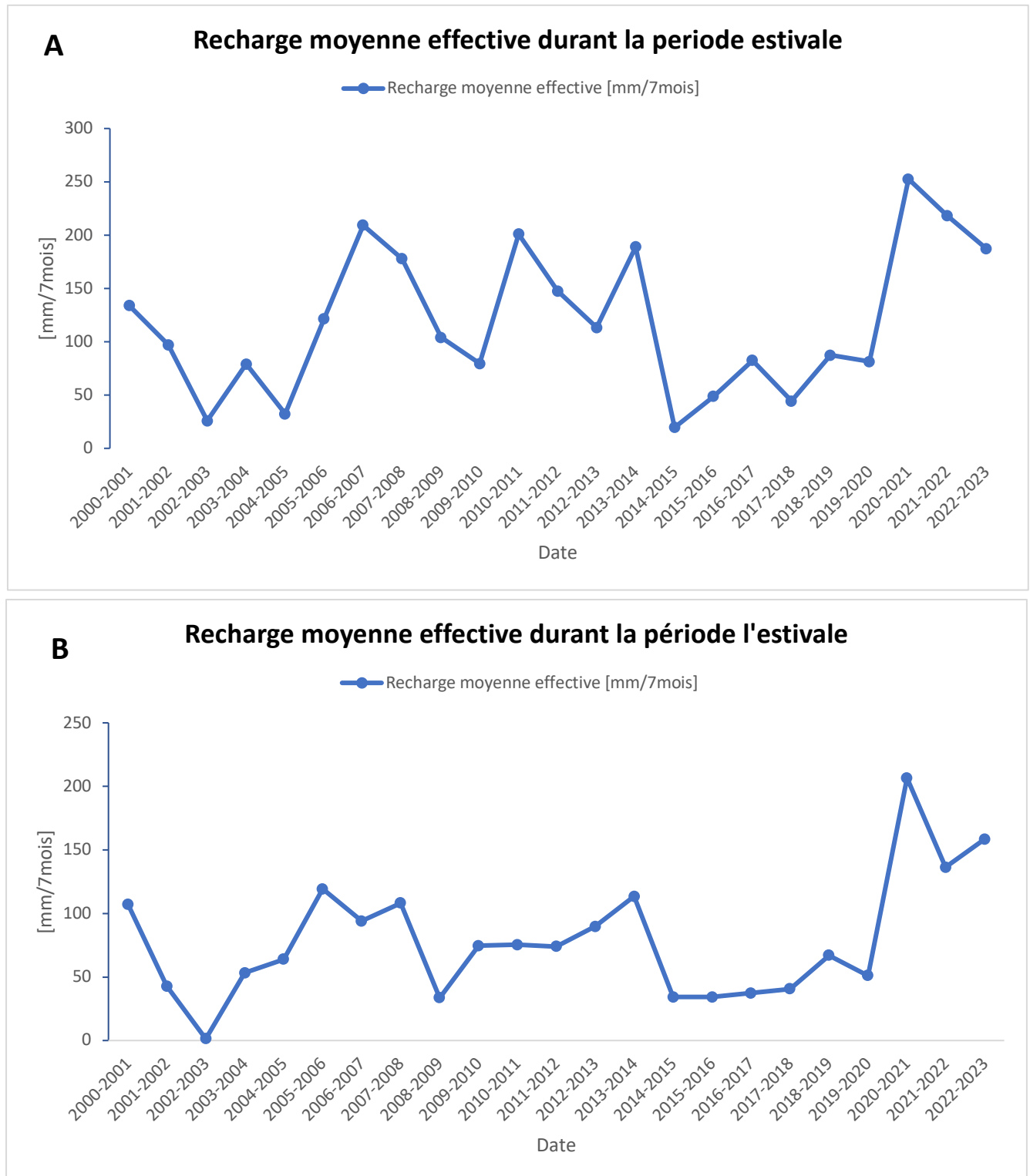


Figure 22 : Évolution annuelle de la recharge effective durant la période estivale sur l'étendue de MGR de l'année 2000 à 2023. En A : la recharge moyenne effective sans discrétisation, ni rééchantillonnage des données de P et PET. Et B : la recharge moyenne effective avec discrétisation journalière et rééchantillonnage des données de P et PET. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

De plus, les analyses graphiques des données satellites faites dans GEE, combinées aux calculs de la recharge réalisés manuellement dans Excel en 11 points distincts (dans et hors de ma zone d'étude) pour chaque année comprise entre 2015 et 2023, nous révèlent que :

→ **Au-delà de la période estivale (en hivers), la recharge estimée est généralement nulle.** Cette observation s'explique par un bilan en eau du sol déficitaire, dû au fait que les précipitations sont largement inférieures à l'évapotranspiration potentielle (Kleidon et Heimann, 1998)⁴¹ (fig.23).

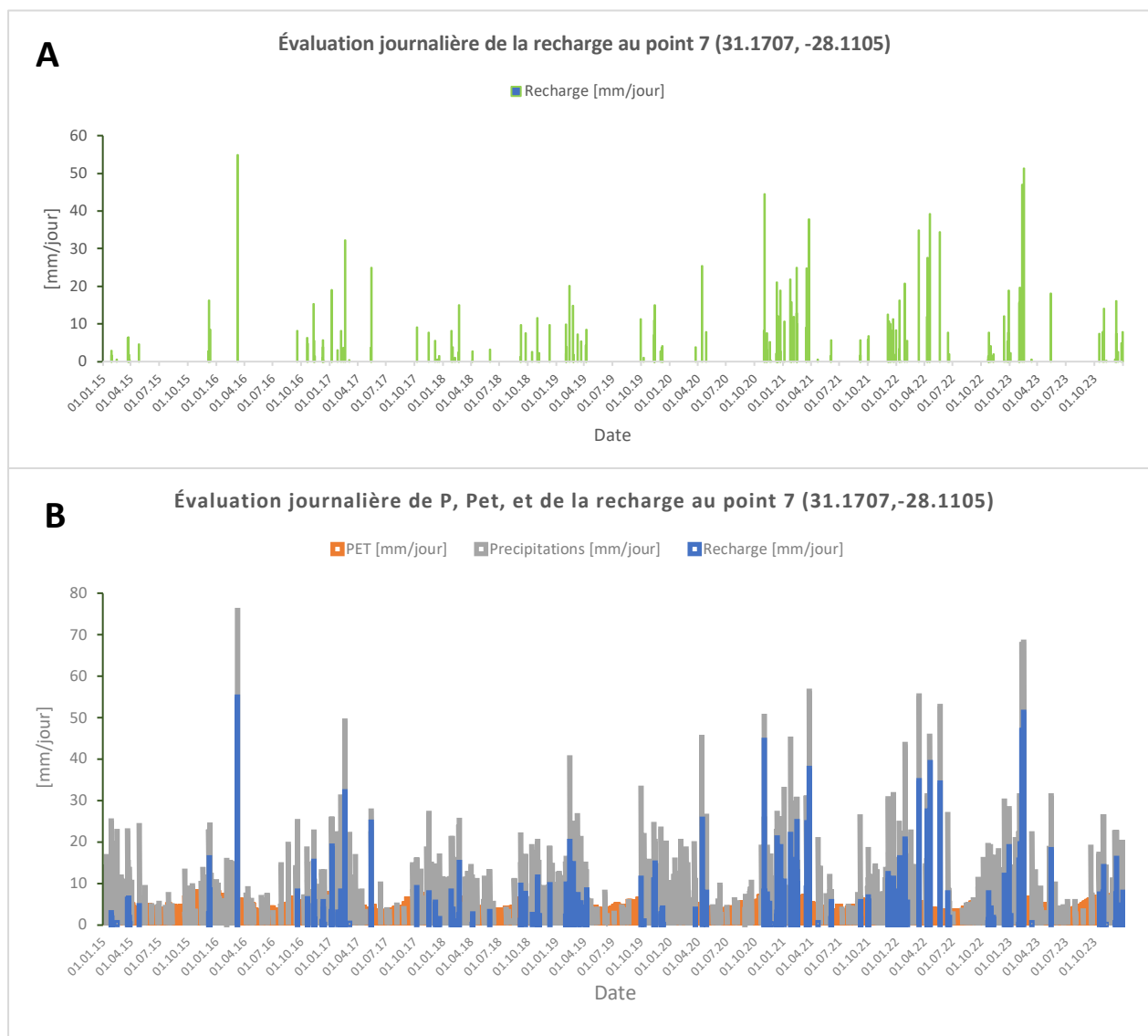


Figure 23 : Illustration de l'évolution journalière de la recharge (A), et de la combinaison (B) recharge, précipitations et évapotranspiration entre 2015 et 2023, en un des 11 points pris de façon aléatoire dans et hors de ma zone d'étude : point 7 de coordonnées (31.1707, -28.1105) avec un $ST_{fc}=15,8$ mm/jour (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA).

→ **Les épisodes de précipitations intenses et consécutifs génèrent de grandes valeurs de la recharge des eaux souterraines (fig.23 B).** En effet, après que le sol ait atteint sa capacité de stockage au champ (ST_{fc}), toutes les quantités d'eau supplémentaires sont

directement convertie en recharge. C'est la raison pour laquelle, on observe des pics de recharge après des épisodes de précipitations consécutifs.

→ Le stockage en eau du sol (St_{fc}) et le potentiel en eau perdu cumulé (apwl) évoluent de manière opposée. En effet, les pics de apwl correspondent aux basses valeurs de St_{fc} , et inversement, les pics de St_{fc} correspondent aux basses valeurs de apwl. Ces cycles alternés de charge et de décharge observés graphiquement entre 2015 et 2023, matérialisent la dynamique de l'aquifère (*fig.24A et B*). Cependant, l'analyse scrupuleuse de l'évolution de apwl révèle que les pics de apwl sont généralement observés entre **juillet et septembre (trois mois)**. Cet intervalle de temps représente pour nous une première estimation du **temps de vidange de l'aquifère**.

La vitesse avec laquelle la nappe se vide dépendra de sa **profondeur**, son **épaisseur**, du **potentiel en eau perdu cumulé (apwl)**, et de son **taux de drainage** vers les cours d'eau avoisinants, défini par la géologie de l'aquifère. Cette partie de notre travail sera développée plus en détail à la section suivante (*III) modélisation hydrogéologique*).

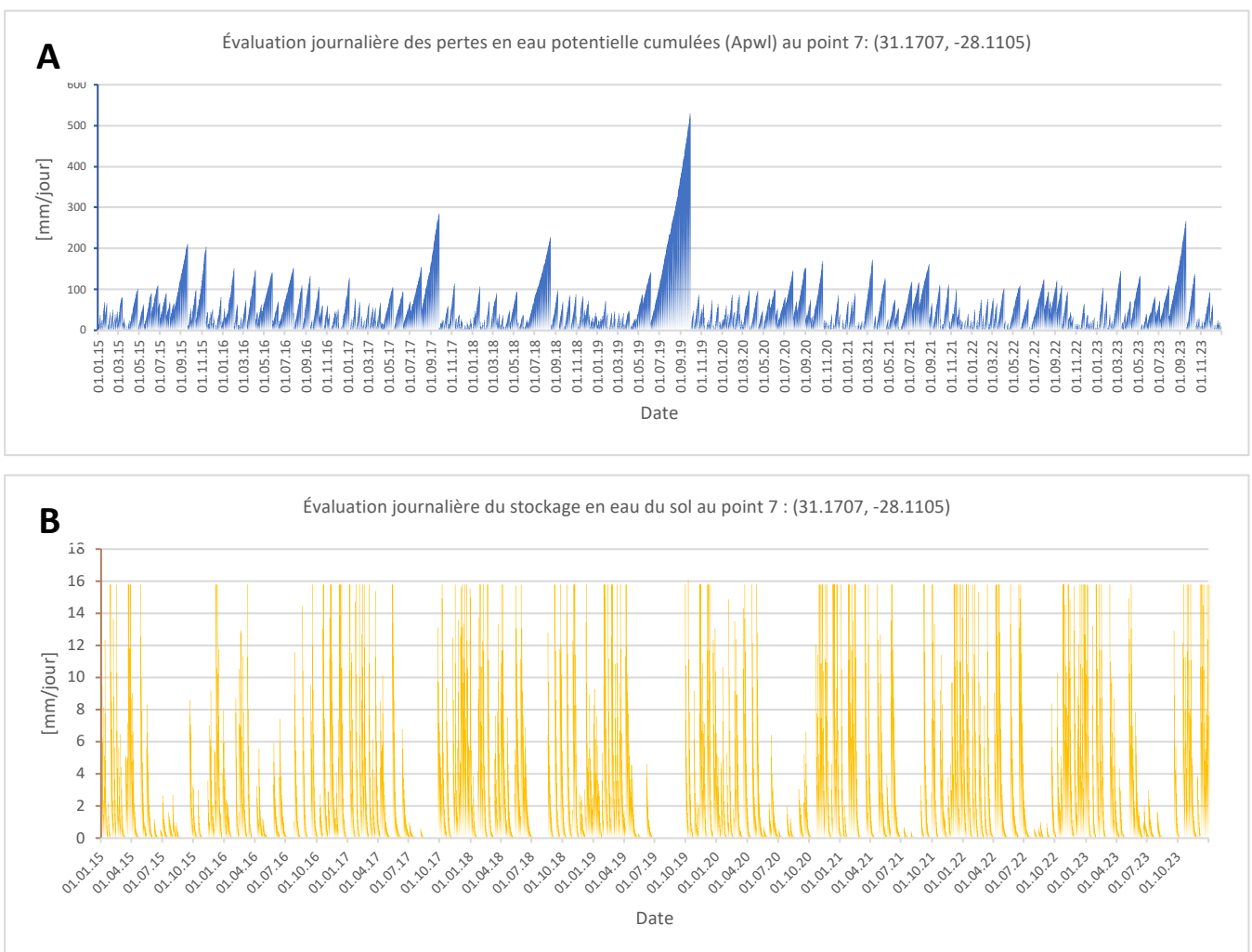


Figure 24 : Évolution journalière du potentiel en eau perdu cumulé (A) et du stockage en eau du sol (B), entre 2015 et 2023, en un des 11 points pris de façon aléatoire dans et hors de ma zone d'étude : point7 de coordonnées (31.1707, -28.1105) avec un $St_{fc}=15,8$ mm/jour. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA).

♦ Limites du modèle

Les limites du modèle de calcul de la recharge résident dans :

- La **précision des données** : Elle dépend des données satellites utilisées, incluant leurs méthodes de calculs (droite de régressions, moyennes, apprentissage machine, etc.), ainsi que leurs résolutions spatiale et temporelle (durée des données disponibles, et leur fréquence d'acquisition) (**Gijsman et al.**, 2002 ⁴⁸ ; **Kern et al.**, 1995 ⁴⁹ ; **Saxton et al.**, 1986 ⁵⁰ ; **Lincoln** 2004 ⁵¹ ; **Williams et al.**, 1983 ⁵²). Ainsi, le modèle est d'avantage performant pour des données satellites ayant la même résolution spatiale (résolution fine), des données existantes sur l'entièreté de la période d'intérêt avec une fréquence journalière, sans toutefois comporter de lacunes (vides ou bandes manquantes). Cela permet d'obtenir des résultats précis, continus, homogènes et cohérents.
- **Les conditions initiales sont des approximations de la réalité** : En effet, pour le calcul de la recharge, elles supposent que le stockage en eau à la capacité du terrain soit égal à l'eau facilement disponible ($St_{fc} = RAW$), et le potentiel en eau cumulé perdu du jour précédent soit nul ($apwl_{t-1} = 0$). Ces hypothèses offrent une bonne approximation de la réalité. D'une part, elle génère très peu d'erreur dans les milieux humides où la disponibilité en eau ne constitue pas un facteur limitant. Et d'autre part, elles simplifient les calculs pour les milieux semi-arides, où l'estimation du potentielle en eau cumulé perdu précédent ($apwl_{t-1}$) est une tâche complexe et fastidieuse.
- **La distribution spatiale des valeurs de la profondeur racinaire (Z_r)** : Elle représente une approximation des valeurs réelles de Z_r sur une unité de surface d'analyse (**Yang et al.**, 2016). En effet, elle suppose qu'une unité de surface d'analyse non couverte par des infrastructures anthropiques, soient associées à un couvert végétal spécifique, de profondeur racinaire constante ou homogène. Elle est dépendante de la texture du sol, de l'évapotranspiration propre à chaque plante et leurs espacements. Une telle hypothèse peut entraîner une **surestimation des volumes d'eau disponibles (TAW) et facilement disponible (RAW)**, et une **surestimation de l'évapotranspiration des plantes dans les zones clairsemées où le couvert végétal est peu dense** (Yang et al., 2016)⁴⁰. Si cela n'affecte pas grandement les zones végétalisées, ces approximations peuvent en revanche engendrer de grands potentiels d'erreurs dans l'estimation de la recharge dans les milieux arides et semi-arides (**Budyko**, 1974 ⁵³ ; **Liang et al.**, 2015 ⁵⁴ ; **McVicar et al.**, 2012 ⁵⁵ ; **Roderick et Farquhar**, 2011 ⁵⁶).
- **Le modèle présente des bugs** : Nous avons observé certaines incohérences significatives dans les valeurs de $apwl$ et ST_{fc} obtenues sur Excel en 11 points distincts pris au hasard dans et en dehors de ma zone d'étude, comparativement à celles générées par le code de Guillaume Attard. En effet, tout au long de la période d'intérêt

allant du 01-01-2015 au 31-12-2023, les analyses des résultats obtenus sur Excel nous ont révélé que le modèle a du mal à calculer parfaitement les valeurs $apwl$, et ST_{fc} sous les conditions sèches ($PET > P$), et sur plusieurs jours des années d'intérêt. Au lieu que les valeurs de $apwl$ évoluent de façon arithmétiques (*équation 19*) tel que décrit par **Steenhuis et Van der Molen** (1986)²³, elles évoluent plutôt de façon logarithmique (*équation 29*). Ce qui a pour conséquence de surestimer les valeurs de $apwl$, de sous-estimer le stockage ST_{fc} , pouvant dans certaines mesures (conditions sur le stockage : ST_{fc} et ST_t), fournir des valeurs de la recharge plus petites que celles attendues.

- **Le modèle ne prend pas en compte l'atténuation de la recharge sous l'effet des pertes en eau potentiel cumulées ($apwl$) excessives ou supérieur à la capacité en eau du sol.** En effet, les analyses graphiques de $apwl$ révèlent que ces valeurs surpassent fréquemment celles de ST_{fc} . Étant donné que le système soit principalement dépendant des conditions atmosphériques, nous pouvons raisonnablement supposer que ces pertes affectent également la recharge cumulée obtenue durant les jours précédent, et influencent le niveau des eaux souterraines.
- La limitation aux **sols riches en humus** : Le modèle n'est pas adapté pour les sols ayant une teneur en matière organique supérieure à 8% en poids. En effet, les échantillons de ce type de sol, ont été exclus de l'ensemble des données analysées pour l'établissement des équations de **Saxton et Rawls** (2006)⁶⁰.
- Les résultats obtenus de la méthode T-M simplifiée par **Steenhuis et Van der Molen** (1986)²³, ne prennent pas en compte :
- La topographie, le ruissellement des eaux, et le réseau de drainage qui tiennent compte du relief et peuvent améliorer ou atténuer la recharge.
 - Les autres sources de recharge de la nappe (eaux de surfaces, l'irrigation, etc.), ni les pertes d'origine anthropique (pompage, modification des surface drainées par un bassin versant, etc.) qui peuvent impacter de façon significative l'estimation de la recharge dans les milieux fortement anthropiques.
 - La géologie (porosité, conductivité hydraulique, épaisseur) définie les volumes stocker et ceux qui seront drainés par les cours d'eaux (**Hughes et al., 2021**)³⁶.

En raison des simplifications précipitées, apportées par **Steenhuis et Van der Molen** (1986)²³ à la méthode de **Thorntwaite et Mather** (1955,1957)^{22,27}, la recharge effective estimée se révèle être une **surestimation de la recharge réelle ou actuelle**. Pour l'affiner, nous allons l'introduire dans un modèle hydrogéologique qui prendra en compte les paramètres négligés dans la méthode T-M et dans les équations mathématiques de **Steenhuis et Van der Molen**, permettant d'évaluer les propriétés hydrauliques de l'aquifère et son potentiel hydrique.

III) MODÉLISATION HYDROGÉOLOGIQUE : HYDROMODPY

La modélisation est une représentation simplifiée de la réalité qui nous permet de trouver des solutions robustes aux problèmes complexes, et d'effectuer des prédictions à partir d'un certain nombre de données et d'hypothèses. Les résultats du modèle qui seront utilisés par la suite doivent être en adéquation avec les hypothèses fixées en amont.

Pour cette étude, nous avons utilisé **hydromodpy**, un modèle hydrogéologique développé par **Ronan Abherve et al** (2023)⁶¹. Ce modèle s'appuie sur le logiciel **MODFLOW** (Harbaugh, 2005)⁶¹, basé sur la méthode des différences finies, et le package **FloPy** (Bakker et al., 2016)⁶¹, pour évaluer les propriétés hydrauliques de l'aquifère non confiné, et simuler l'écoulement des eaux souterraines en trois dimensions (loi de Darcy), à partir de la dynamique (extension et contraction) du réseau de drainage.

Dans cette section, Il sera question pour nous de modéliser en régime permanent et en régime transitoire, la dynamique des cours d'eau à l'échelle d'un bassin versant dans lequel se trouve *Mawana*, tout en ayant une attention particulière sur la dynamique des cours d'eau à l'échelle de ma zone d'étude. Les objectifs spécifiques de ces simulations sont :

- Premièrement, d'évaluer à partir d'un volume de données de terrain limité, les propriétés hydrauliques de l'aquifère du **Karoo**, notamment la conductivité hydraulique, la porosité, l'épaisseur, et le temps de vidange de la formation « **Dwyka tillite** », représentée majoritairement à *Mawana Game Reserve*.
- Puis, dans un second temps, de mettre en évidence, l'impact des changements climatiques dans l'approvisionnement de la faune de MGR à partir de ces ressources en eau souterraines, assurant ainsi une gestion durable et efficace de ces ressources hydriques.

III.1) Données d'entrées et leurs traitements

Pour arriver à modéliser la dynamique des cours d'eau, nous avons utilisé une panoplie de données, à savoir : le modèle numérique de terrain, les images satellites de *Google Maps* pour identifier les réseaux de drainages, les résultats du rapport de l'étude WR2012 réalisé par l'agence sud-africaine de gestion des ressources en eau « **Water Ressource** », ainsi que les cartes de la recharge effective des eaux souterraines de la réserve de Mawana obtenues précédemment.

III.1) A) Modèle numérique de terrain

Généralement utilisé pour réaliser des analyses topographiques, le modèle numérique de terrain (**MNT**) est une représentation numérique des altitudes d'une surface de la terre, y compris les zones habitées, les couvertures végétales, et les surfaces couvertes par l'eau.

Pour notre étude, les données sur le MNT sont obtenues de la base de données **SRTM** (Shuttle Radar Topography Mission) **1 Arc Second-Global** (*tab.7 de l'annexe*), disponibles sur la plateforme d'Earth Explorer depuis le 23 septembre 2014, avec une résolution de 30 m (ou un arc). Elles couvrent MGR grâce à deux images **SRTM**, **s28_e031_1arc_v3** et **s29_e031_1arc_v3**, localisées respectivement au 28^{ème} et 29^{ème} degré de latitude Sud et autour du 31^{ème} degré de longitude Est, et ayant toutes moins de **10%** de couverture nuageuse.

Ces images sont par la suite fusionnées, puis les données masquées (vides ou trous) du MNT sont remplies grâce à l'algorithme **Fill sinks Wang & Liu** du plugin **Processing Saga NextGen Provider** dans **Qgis**. En effet, cet algorithme identifie, localise, et remplit les dépressions et les débordements de façon progressive en ajustant les altitudes des cellules concernées tout en conservant la structure (ou pente) du terrain, garantissant un écoulement continu sur l'étendue du MNT.

Ces opérations nous ont permis de produire un raster étendu ne comportant aucune lacune (MNT_{fill}), nous offrant la possibilité :

→ **D'extraire le réseau de drainage de MGR de façon automatique** grâce à la fonction **strahler order** du plugin **Processing Saga NextGen Provider** dans **Qgis** (*fig.25*). Ces réseaux sont par la suite repartis en :

- Réseau de drainage « **basse eau** » (*fig.25 A*), représentatif d'une saison sèche prolongée ou extrême (impact climatique) ;
- Et en réseau « **haute eau** » (*fig.25 B*), représentatif d'une saison de précipitation abondante.

Cette classification a été validé en comparant ces réseaux aux images satellites de **Google Maps** (*tab.7 de l'annexe*), considérées comme références de nos réseaux de drainages observés ou réels à l'échelle de Mawana, ainsi que ceux existant à l'échelle du bassin versant permettant d'avoir une plus grande précision sur les réseaux observés sur le terrain.

→ **De déterminer les dimensions et les limites du bassin versant** de Mawana dans **Hydromodpy** à partir des coordonnées du point exutoire de la rivière pérenne du **Swart-mfolozi**, cours d'eau principal qui draine le bassin versant dans lequel se trouve notre zone d'étude (*fig.25B*). Cela a été possible grâce à la fonction **whiteTools box** de la bibliothèque **Hydromodpy** qui rééchelonne le raster MNT_{fill} à une résolution fine d'un mètre, permettant de rendre le modèle plus performant tout en améliorant sa précision globale.

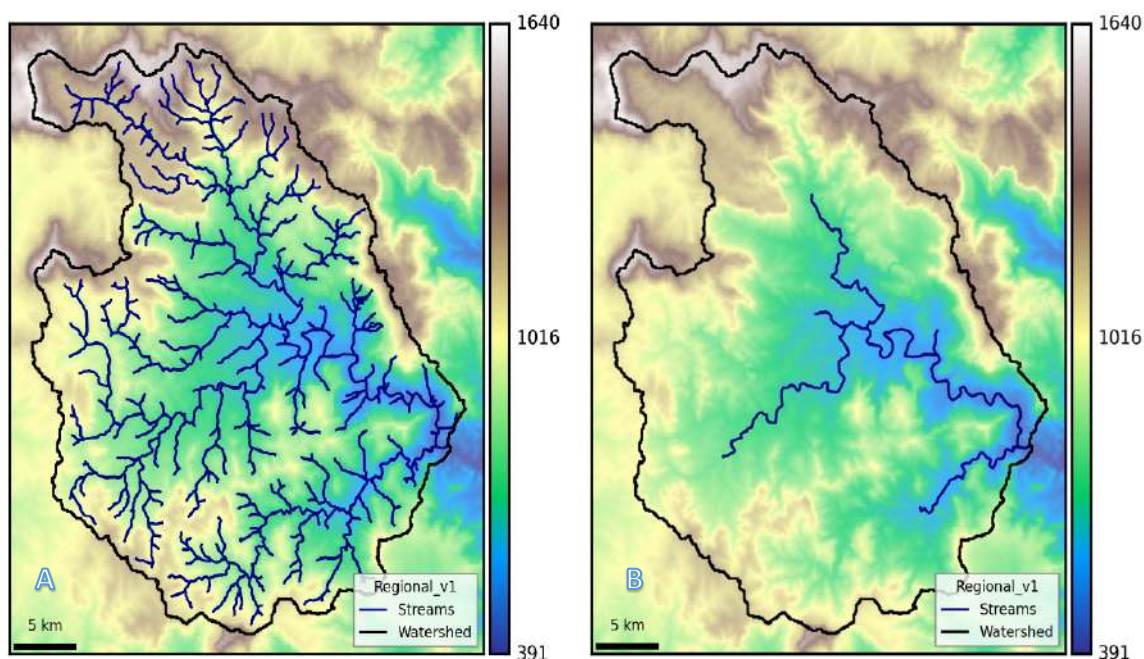


Figure 25 : Cartes des réseaux de drainages réalisées avec Hydromodpy. A : réseaux de drainage haute eau ; et B : Réseaux de drainage basse eau existant à l'échelle du bassin versant de MGR. Les couleurs situées en dessous des réseaux de drainages représentent le modèle numérique de terrain (MNT_{fill}) exprimé en mètre, et découpé sur une surface tampon légèrement plus grande que le bassin versant (environ 10%). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

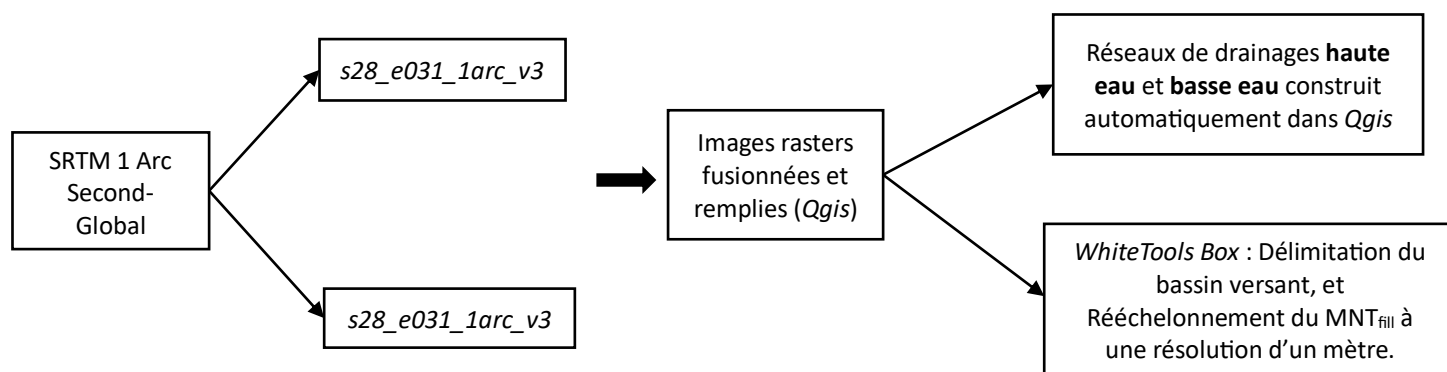


Figure 26 : Résumé des opérations effectuées sur les images SRTM afin d'avoir un MNT étendu ne comportant aucune lacune (vides ou trous), permettant d'extraire le réseau de drainage et de délimiter le bassin versant.

III.1) B) Épaisseur de l'aquifère

Considérée comme étant l'un des paramètres clé de notre modèle, l'épaisseur (**e**) de l'aquifère est tirée du rapport de l'étude **WR2012** réalisé par l'agence sud-africaine de gestion des ressources en eau « **Water Ressource** » (tab.7 de l'annexe). Leurs résultats sont largement employés dans de nombreux projets hydrogéologiques sud-africain, à l'instar des projets d'évaluation du potentiel en eau souterrain et leur gestion durable, permettant une planification efficace des ressources hydrique à l'échelle nationale.

Étant donné que notre zone d'étude soit couverte en grande partie par des dépôts de tillites très peu perméables et fracturés de la formation *Dwyka* du groupe du *Karoo*, la majeure partie de l'eaux souterraines est piégée dans ces fractures. Ainsi, les données utiles pour notre zone

d'étude reposent sur **les données de la zone fracturée (fig.27)**. Celles-ci sont estimées à partir du **modèle Pitman ou modèle WRS2000**⁶². Ce dernier combine les données de terrain telles que les données climatiques (précipitations et évapotranspiration), le ruissellement de surface, le jaugeage de 600 cours d'eau et l'utilisation des terres à l'échelle des bassins versant, afin de réaliser des simulations, et de calibrer le modèle (paramètres de **Sami** et de **Pitman**) à partir des comparaisons entre les données observées et simulées pour avoir des données hydrogéologiques robustes qui se rapprochent le plus possible de la réalité.

Celles-ci sont fournies sous un format raster de l'épaisseur de la zone fracturée ayant une résolution spatiale de 1000 m, et sont réparties en cinq (05) classes suivant une classification quantile à l'échelle de MGR (**fig.27**).

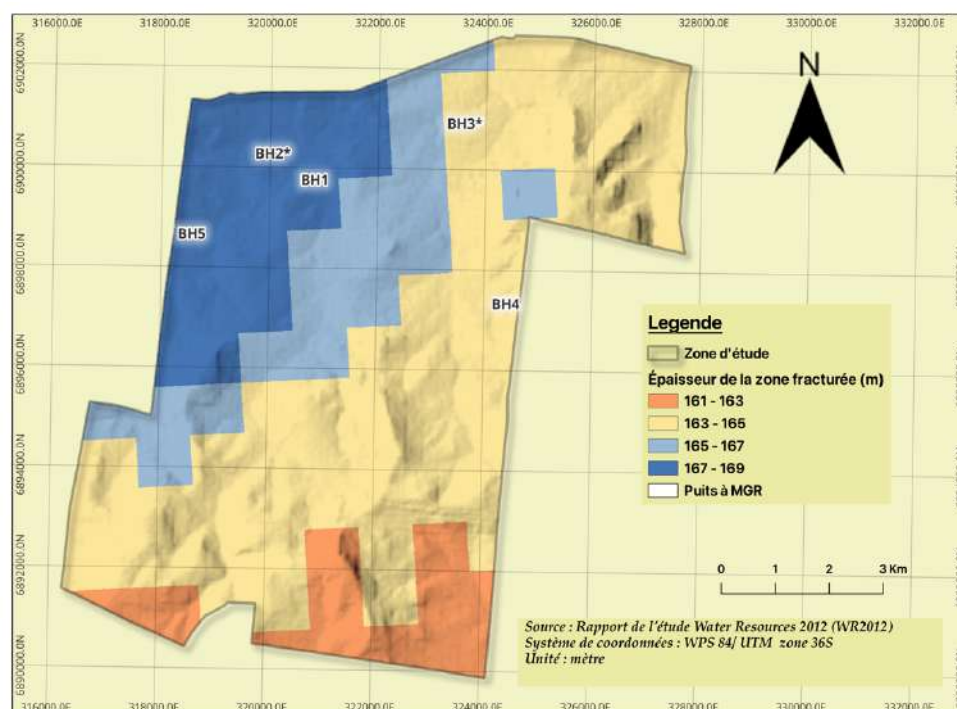


Figure 27 : Carte de l'épaisseur de la zone fracturée sur l'étendue de Mawana Game Reserve (MGR). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Lors de nos descentes sur le terrain, nous avons recensé cinq (05) puits de forages parmi lesquels nous dénombrons deux puits fonctionnels, notamment les puits **BH1** et **BH3**, qui sont tous à usage domestique. De plus, à travers les échanges que nous avons entretenus avec **Johannes van Der Walt** et **Mike Henshall**, respectivement le responsable et le manager principal du Safari, il s'avère que les puits recensés à MGR sont :

- Forés à des profondeurs comprises entre 100 et 120 m dans la zone fracturée (zones bleu foncé et jaune clair (**fig.27**)).
- Scellés ou endommagés par les groupes d'éléphants, rendant impossible la relève des niveaux piézométriques ;
- En majorité vétustes, c'est-à-dire construits il y a plus de 50 ans ;

→ Les logs de forages ainsi que les carottes de forages n'ont pas été conservés. Ne permettant pas d'avoir une idée sur la succession des dépôts géologiques, leur contact lithologique, ni sur leurs épaisseurs respectives. Pouvant constituer des informations utiles qui pourrai nous permettre de réaliser des coupes géologiques ;

Par conséquent, pour notre modèle 3D, nous avons jugé raisonnable d'utiliser une épaisseur moyenne de l'aquifère de **165 m**, en accord avec nos observations et données de terrain. Elle représente l'interface entre la surface topographique et la surface supérieure du socle rocheux (volcanique ou métamorphique).

III.1) C) Transmissivité

La transmissivité (**T**) est une propriété hydraulique importante de l'aquifère. Elle représente la capacité qu'a un aquifère à transmettre l'eau dans sa section saturée. De même que les données sur l'épaisseur de l'aquifère, les valeurs de la transmissivité de l'aquifère non confiné du Karoo sont également tirées des résultats du rapport WR2012, et calculées à partir du modèle *Pitman*⁶². Ces données sont fournies par la couche vectorielle de la transmissivité avec une résolution spatiale de 1000m.

Toutefois, les valeurs de la transmissivité hydraulique ne varient pas beaucoup sur l'étendue de MGR. En effet, nous avons **98.4% de l'étendue de MGR qui a une transmissivité de 100m²/jour contre 1,6% de MGR qui a une transmissivité de 25m²/jour (fig.28)**. Par conséquent, pour notre modèle, nous avons supposé que notre aquifère est homogène et isotrope avec une transmissivité de **100m²/jour**.

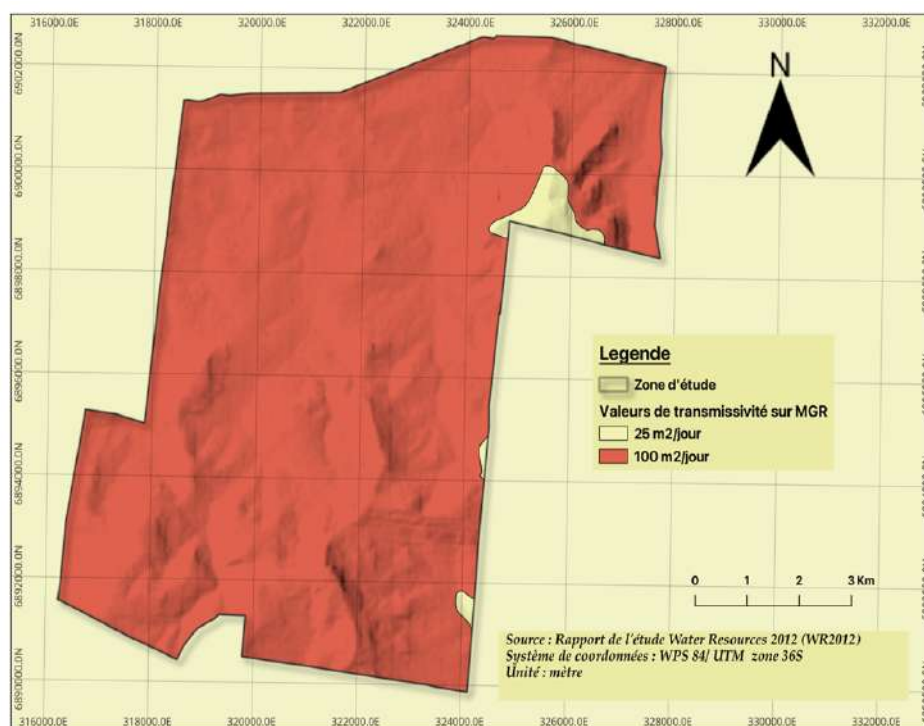


Figure 28 : Carte des valeurs de la transmissivité sur l'étendue de Mawana Game Reserve (MGR). (Auteur : Wilfried DJOMATHOUA)

III.1) D) Recharge moyenne annuelle effective

La recharge fait partie des paramètres essentiels de notre modèle. Elle nous permet de visualiser en 2D, la dynamique des cours d'eau, en particulier, l'extension et la contraction des réseaux de drainage, mais aussi, de visualiser en trois dimensions (3D), les fluctuations saisonnières de la nappe d'eau souterraine, dépendamment des propriétés hydrauliques de l'aquifère.

Pour arriver à modéliser ces phénomènes hydrogéologiques, nous avons importé sur *Google Earth Engine* (GEE), les 24 cartes de la recharge effective générées précédemment à partir du script de **Guillaume Attard** (2021)²⁴. Ensuite, à l'aide d'un script qui intègre la fonction « *ui.Chart.image.byRegion* », nous avons calculé de façon automatique et à une résolution spatiale de 10m, la valeur moyenne de la recharge effective (octobre à avril) de chacune des 24 cartes importées.

Étant donné que l'Afrique du Sud est gouvernée par deux saisons climatique, et que les valeurs de la recharge sont quasiment nulles durant l'hiver, c'est-à-dire de mai à septembre, **nous avons divisé la valeur de la recharge moyenne obtenue sur GEE par deux afin d'obtenir la valeur moyenne annuelle de la recharge effective pour chacune des années d'intérêt (fig.29 et tab.8 de l'annexe)**. Ces opérations ont pour avantages de faciliter les comparaisons des valeurs de la recharge entre les années d'intérêt, et de lisser les fluctuations des données qui surviennent durant l'année à MGR.

Pour évaluer les propriétés de l'aquifère de **Dwyka tillite** présent à Mawana, et garantir un approvisionnement en eau durable de sa faune, il est essentiel pour nous d'identifier deux valeurs extrêmes de la recharge représentative d'une période de basse et de haute eau. L'analyse graphique des valeurs moyenne annuelle de la recharge met en évidence ces deux extrême : La première, **103 mm/an**, est celle la plus grande enregistrée à MGR et représentative d'une période de précipitations abondante ou haute eau. Tandis que la seconde, **1 mm/an**, reflète une période de sécheresse extrême ou de basse eau (**fig.29**). Ces valeurs seront utilisées pour évaluer les propriétés de l'aquifère de *Dwyka tillite*.

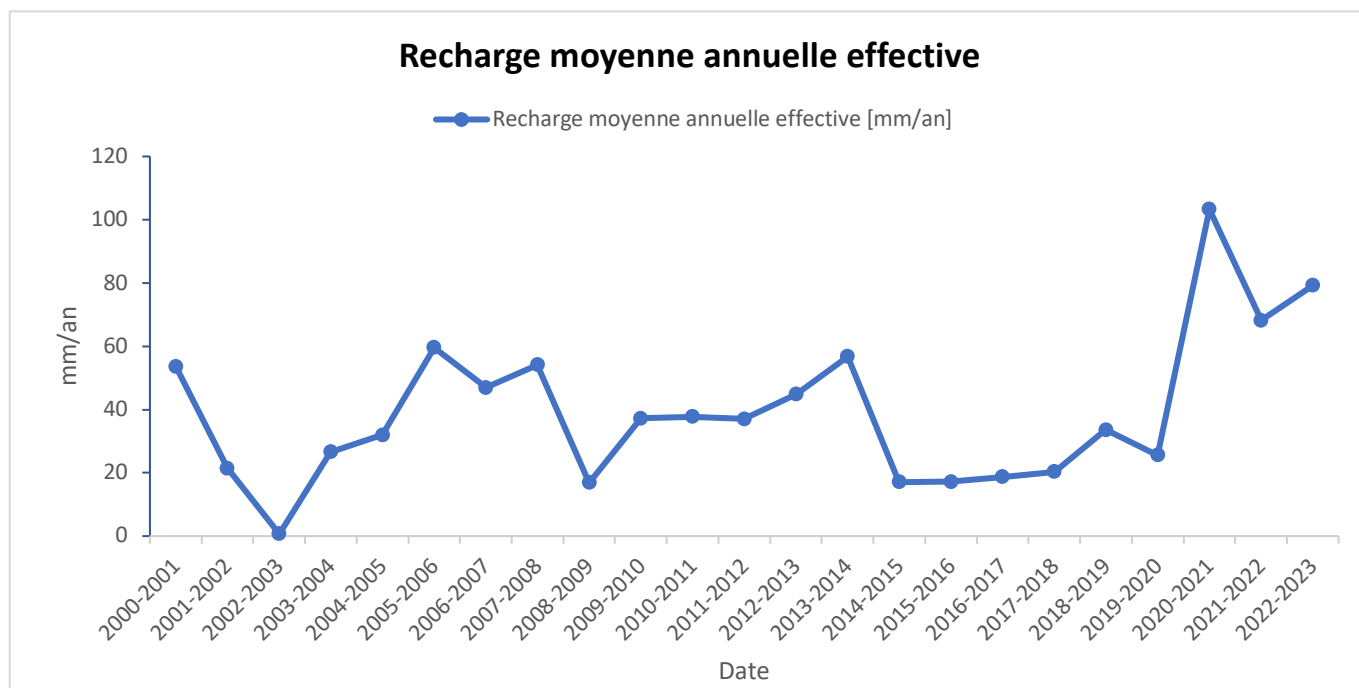


Figure 29 : Évolution annuelle de la recharge moyenne effective à MGR pour la période allant de l'année 2000 à 2023. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

III.2) Méthodologie

Elle repose sur un **modèle parcimonieux**, c'est-à-dire un modèle qui utilise peu de paramètres de calibrations pour arriver à simuler avec robustesse la dynamique des cours d'eau, et à évaluer les propriétés de l'aquifère.

Pour atteindre nos objectifs, nous avons utilisé quatre (04) données d'entrées qui contrôlent à la fois, l'infiltration des eaux à la surface et la fluctuation des niveaux de la nappe phréatique. Il s'agit du modèle numérique de terrain (**MNT**), la recharge moyenne annuelle effective (**R**), l'épaisseur (**e**) et la conductivité hydraulique (**K**) de l'aquifère.

◆ Conditions limites

Du fait que nous ne possédons aucune information sur les niveaux piézométriques dans notre zone d'étude, l'idée fondamentale de notre modèle repose sur un certain nombre de principes qui définiront nos conditions limites :

(1) Recharge fixée et flux nul dans les aquitards (condition de **Neumann** ou de **type 2**) :

Un flux constant et uniforme est reparti sur l'ensemble du modèle. Il correspond à la valeur de la recharge moyenne annuelle effective. À cela s'ajoute les conditions de flux nul au niveau du socle (aquitard volcanique ou métamorphique) retrouvé en dessous de notre aquifère de tillite. Nous avons intégré ces contraintes en utilisant la condition limite de **Neumann** ou de **type 2**.

(2) La dynamique des réseaux de drainage (condition de **Cauchy** ou de **type 3**) : La dynamique et la densité des réseaux de drainage sont contrôlées par les eaux souterraines et les propriétés hydrauliques de l'aquifère, en particulier le ratio adimensionnel (**K/R**) entre la conductivité hydraulique (**K** [m/jr]) et la recharge (**R** [m/jr]). Il permet de trouver un équilibre entre les propriétés hydrauliques de l'aquifère et la dynamique (contraction et extension) des cours d'eau cibles dans les conditions stable (régime permanent) et transitoire (régime transitoire). Elle a pour avantage d'éviter que le système ne soit trop ou peu conducteur, et qu'il ne reçoive pas trop ou pas assez de recharge.

(3) Les cours d'eau pérennes (condition de **Dirichlet** ou de **type 1**) : Les cours d'eau pérennes sont localisés dans les endroits où la nappe phréatique intersecte la topographie. Ceux-ci représenteront notre réseau de drainage basse eau (**fig.25 B**).

(4) Une surface tampon rectangulaire découpée sur un MNT légèrement plus grand que le MNT du bassin versant (environ 10%) a été définie. Elle permet de réduire les incertitudes dans l'estimation des flux à travers les limites topographiques du bassin versant, et de visualiser pour chaque simulation propre au ratio K/R, les réseaux de drainage interconnectés à ceux du bassin versant dans une maille ayant une résolution d'un mètre.

♦ Hypothèses

Pour simplifier notre modèle, nous avons émis plusieurs hypothèses sur l'aquifère et les réseaux de drainage :

- La *Dwyka tillite* est un aquifère non confiné, homogène et isotrope avec une conductivité hydraulique (**K**) calibrée par le ratio **K/R**. En effet, étant donné que la transmissivité estimée par le modèle *Pitman*⁶² utilise plus de paramètres de calibrations que le nôtre, nous avons jugé essentiel de calibrer notre modèle par le ratio adimensionnel K/R, et d'utiliser la transmissivité ($T = K \cdot e = 100 \text{ m}^2/\text{jr}$) obtenue par le modèle *Pitman*⁶² comme la valeur guide de notre aquifère ;
- L'aquifère a une épaisseur constante (**e**) de **165 m** qui suit la topographie ;
- Les zones d'intersection entre les cours d'eau et l'aquifère constituent des endroits où la nappe phréatique affleure. Ils représentent les zones d'exfiltrations des eaux souterraines. L'eau y demeure même pendant les périodes de basse eau.

- La nappe souterraine alimente les réseaux de drainage à partir des surplus de recharge qu'elle ne peut pas stocker, à travers des pertes connectées, c'est-à-dire, des flux d'eau qui ne traversent pas une surface imperméable ;
- Les flux d'eau intermédiaire provenant d'autres sources que la recharge de l'aquifère ne sont pas comptabilisées, car nous n'avons aucune donnée sur eux. De plus, l'estimation du débit des cours d'eau au « **saut** » (*section II.2 a)*), a révélé que ceux-ci sont remarquablement faibles et intermittent, en raison de l'aspect méandrique de la rivière pérenne marqué par des affleurements rocheux de tillites et des dépôts de sédiments perméables. Donc ne pourront pas influencer la recharge moyenne annuelle de façon significative.
- Sur l'ensemble du modèle, nous avons supposé un taux de ruissellement équivalent à 10% de la recharge moyenne annuelle effective. En effet, ce choix repose sur trois facteurs, notamment : la texture du sol riche en sable et en argile, les faibles pentes du terrain (81% de la réserve a des pentes inférieures à 12°), et le couvert végétal dominé par les *acacias* (environ 85%), qui favorisent l'infiltration des eaux au détriment de leur ruissellement.

◆ Critère de validité

(1) En régime permanent :

- Le premier critère de validité correspond à la valeur du ratio **K/R** représentative des réseaux de drainage observés cibles (base et haute eau, (*fig.25*)). Il est obtenu en minimisant en valeur absolue, la différence entre la distance moyenne des réseaux de drainage simulés par rapport au réseau de drainage observé et celle du réseau de drainage observé par rapport aux réseaux de drainage simulés. Pour l'ensemble des simulations du modèle, cet écart est calculé de manière progressive par la fonction objective « **J** » (Ronan Abherve *et al.* (2023)⁶¹) (*équation 30*). Plus l'écart est faible, meilleure est la simulation.

$$J = |D_{os} - D_{so}| \quad [m] \quad (30)$$

Avec **J**, **D_{os}**, et **D_{so}** respectivement la fonction objective d'étalonnage du modèle, la distance moyenne du réseau de drainage observé-simulé et la distance moyenne du réseau de drainage simulé-observé.

- Et le second critère vient renforcer le premier, car il permet d'identifier de façon automatique la simulation optimale. Il repose sur la comparaison graphique de la précision de chaque simulation générée par *Hydromodpy*

(précision du modèle (**PM**)), et de la précision des réseaux simulés par rapport au réseau observé cible (**SW**) (*fig.25*).

Pour cela, nous avons créé un script Python qui converti tout d'abord les fichiers vecteurs générés lors des simulations (y compris celui du réseau observé), en des rasters binaires. Ensuite, il compte le nombre de pixels vrai positifs (**VP**), et Faux positif (**FP**) de chacun des rasters binaires. **Le point d'intersection entre les deux courbes de précisions (PM et SW) représente la simulation optimale.** C'est celle dont la superposition du réseau de drainage simulé, et du réseau de drainage observé, se rapproche le plus possible du réseau de drainage visualisé sur *Google Maps*.

$$PM = VP_s / (VP_s + FP_s) \quad [-] \quad (31)$$

$$SW = VP_s / VP_o \quad [-] \quad (32)$$

Avec **VP_s**, **FP_s**, et **VP_o** représentent respectivement le nombre de pixels vrai positif et faux positif des réseaux de drainage simulés, et les pixels vrai positif du réseau de drainage observé. **PM** et **SW** constituent nos fonctions indicatrices de la simulation optimale, et représentent respectivement la précision du modèle, et la précision de la superposition du réseau simulé avec le réseau de drainage observé, généré à partir du MNT.

(2) En régime transitoire : Il correspond à la combinaison du ratio K/R, la valeur de porosité calibrée, et le temps de vidange de l'aquifère représentative d'une grande fluctuation du niveau de la nappe phréatique durant la période sèche (mai à septembre (5mois)).

III.2) A) Régime permanent

C'est un état dans lequel les paramètres du modèle ne varient pas au cours des simulations. Il nous a permis dans un premier temps **d'évaluer la conductivité hydraulique (K)** de la *Dwyka tillite*. Ensuite, avec la valeur de la conductivité hydraulique, nous avons **calibrer la valeur de la recharge (R_{calib})**, afin qu'elle puisse prendre en compte **la géologie (K, e)**, **la topographie (MNT)**, et **le ruissellement**, qui représentent des paramètres qui ont été négligés dans les équations de Steenhuis *et* Van der Mulen (1986)²³. Ainsi, nous obtenons une valeur de **K** et de **R_{calib}** représentatives des réseaux de drainage cibles (*fig.25*).

III.2) A) i) Évaluation de K

Elle a été effectuée manuellement à l'aide d'une boucle de vingt (20) simulations reposant entièrement sur le ratio **K/R** et sur la prise en compte d'un ruissellement des eaux de surface supposée équivalent à **10%** de la valeur de la recharge moyenne annuelle effective. Cela nous

a permis de mettre en évidence le réseau de drainage simulé optimal, et d'estimer avec précision la valeur optimale de K.

Pour chaque simulation, la valeur de la recharge est fixée et égale à la valeur de la recharge moyenne annuelle effective ($R_{\text{mean}} = 103 \text{ mm/an}$), tandis que la conductivité hydraulique se voit attribuer une valeur différente comprises entre $1\text{e-}9$ à $9\text{e-}7 \text{ m/s}$, générées automatiquement par la fonction **geomspace** (fonction NumPy), et rangées dans une matrice (1x1), dont le ratio entre deux éléments consécutifs est le même. Ces valeurs sont :

$K = \text{np.geomspace}(1\text{e-}9, 9\text{e-}7, 20) = \text{array}([1.00\text{e-}09, 1.61\text{e-}09, 2.61\text{e-}09, 4.21\text{e-}09, 6.80\text{e-}09, 1.1\text{e-}08, 1.77\text{e-}08, 2.86\text{e-}08, 4.62\text{e-}08, 7.47\text{e-}08, 1.21\text{e-}07, 1.95\text{e-}07, 3.14\text{e-}07, \mathbf{5.08\text{e-}07}, 8.2\text{e-}07, 1.32\text{e-}06, 2.14\text{e-}06, 3.45\text{e-}06, 5.57\text{e-}06, 9.00\text{e-}06])$ [m/s]

En appliquant nos critères de validité aux 20 simulations réalisées, seule la simulation **14** ($K = 5.08 \text{ e-}07 \text{ m/s}$) représente de manière optimale le réseau de drainage haute eau observé et simulé. Elle est caractérisée par le ratio $K/R = 155.6$, avec $K = 4.39 \text{ e-}2 \text{ m/jr}$ et $R = 2.82 \text{ e-}4 \text{ m/jr}$ convertis en m/jr. Les autres simulations montrent soit un aquifère peu conducteur, caractérisé par un réseau de drainage très dense (simulations 1 à 13), ou soit un aquifère trop conducteur marqué par un réseau de drainage clairsemé (simulation 15 à 20) (fig.30 et 31).

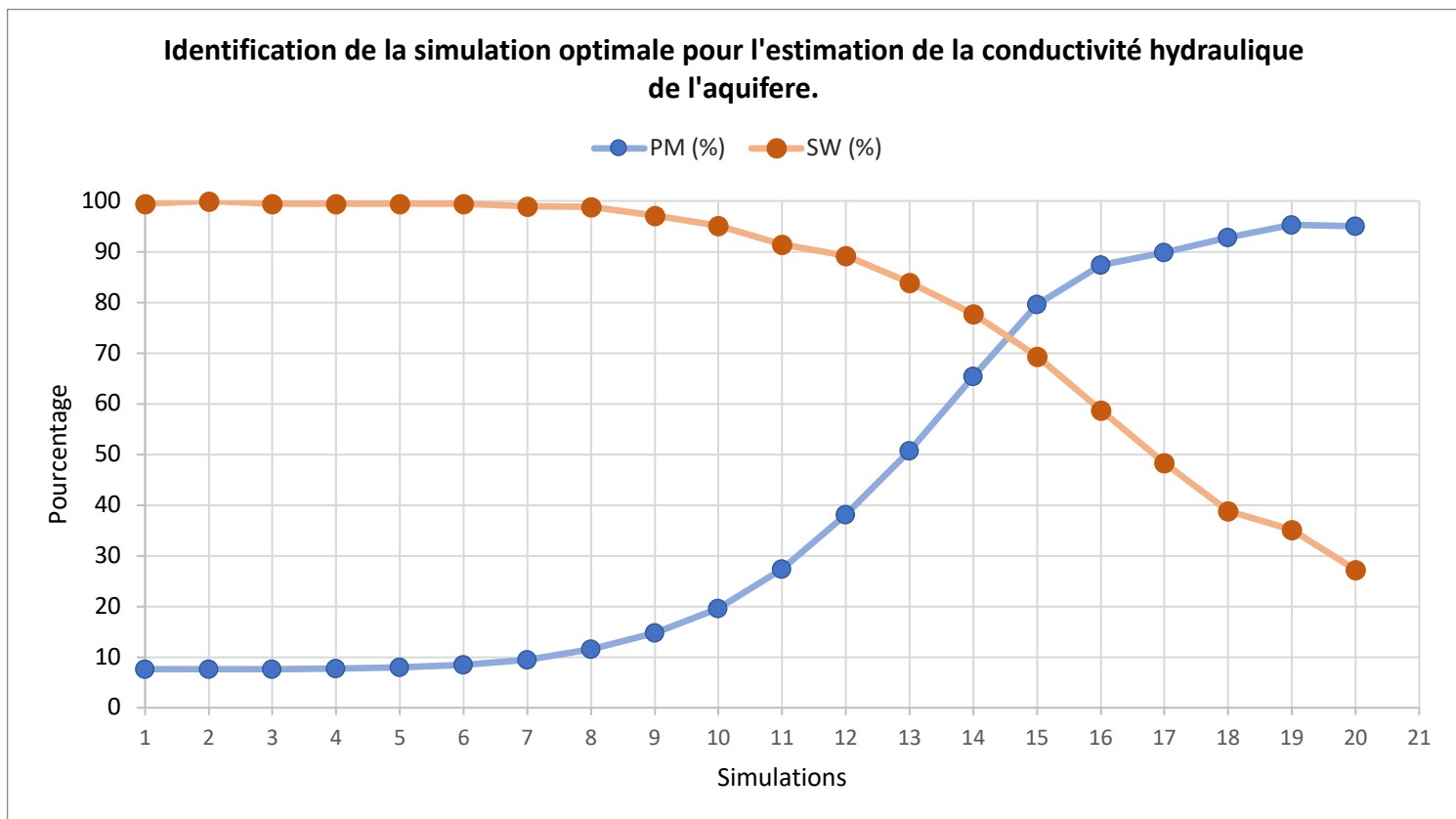
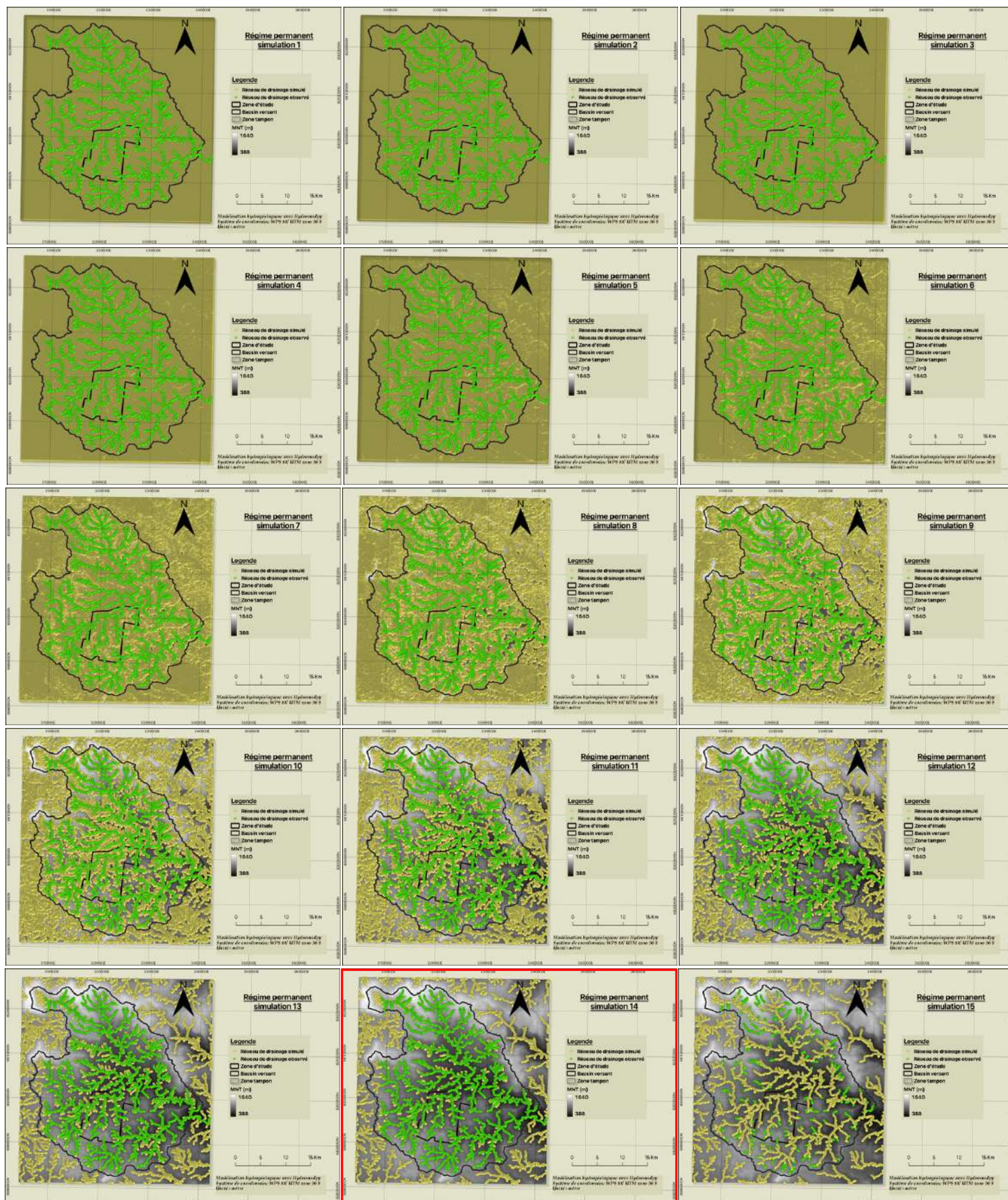


Figure 30 : Identification automatique de la simulation optimale pour l'estimation de la conductivité hydraulique de l'aquifère de Dwyka tillite. Où chaque élément du graphe est calculé à partir de la comparaison graphique entre PM (précision du modèle) et SW (précision de la superposition) de chaque réseau simulé par rapport au réseau observé. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)



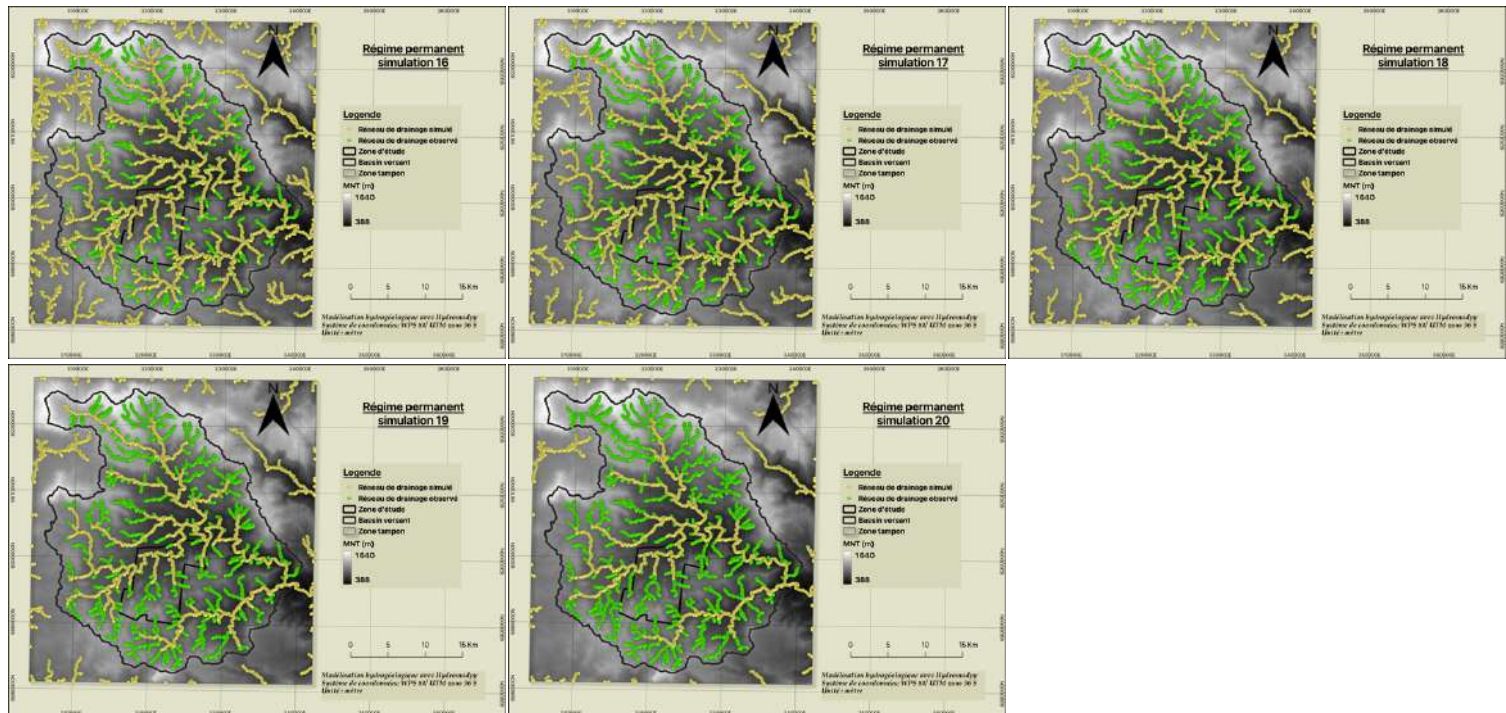


Figure 31 : L'ensemble des simulations réalisées avec Hydromodpy, en vue d'estimer la valeur de la conductivité hydraulique de l'aquifère de Dwyka tillites. Avec $R_{mean} = 103 \text{ mm/an}$, $e = 165\text{m}$, et le ruissellement $= 0.1 * R_{mean}$, des paramètres additionnels du modèle. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

III.2) A) ii) Calibration de la recharge

Étant donné que la recharge moyenne annuelle effective estimée par le modèle de Guillaume Attard (2021)²⁴ ne prend pas en compte le ruissellement des eaux de surface, la topographie (MNT), et les propriétés hydrauliques de l'aquifère (K , e), nous avons jugé raisonnable de calibrer la recharge à partir de la valeur de la conductivité hydraulique optimale (K) obtenue précédemment, afin qu'elle reflète au mieux les propriétés locales de notre zone d'étude.

Cette fois ci, au lieu de faire varier la conductivité hydraulique, nous l'avons plutôt fixée et égalée à la valeur optimale obtenue précédemment, soit $K = 5.08 \text{ e-}07 \text{ m/s}$, puis nous avons fait varier la recharge en lui attribuant une valeur différente pour chacune des 20 séries de simulations. Celles-ci sont comprises entre **1** et **150 mm/an**, générées automatiquement par la fonction **linspace** (fonction Numpy), et sont rangées dans une matrice (1x1), où chaque valeur est espacée de manière égale :

$R = np.linspace(1, 150, 20) = \text{array}([1.00, 8.84, 16.68, 24.53, 32.37, 40.21, 48.05, 55.89, 63.74, 71.58, 79.42, 87.26, 95.11, 102.95, 110.79, 118.63, 126.47, 134.32, 142.16, 150.00]) \text{ [mm/an]}$

En appliquant nos critères de validité aux 20 simulations réalisées, nous constatons que seule la simulation **1** ($R_{calib} = 1 \text{ mm/an}$ avec $K/R_{calib} = 16020.3$) et celle **11** ($R_{calib} = 79.42 \approx 79 \text{ mm/an}$ avec $K/R_{calib} = 202.78$) représentent de façon optimale les réseaux de drainage basse et haute eau respectivement (fig.32 et 33). En dehors de celles-ci, les autres simulations montrent un système contenant peu (simulations 2 à 10) ou trop d'eau (simulations 12 à 20) comparativement au réseau de drainage observés cible (fig.25).



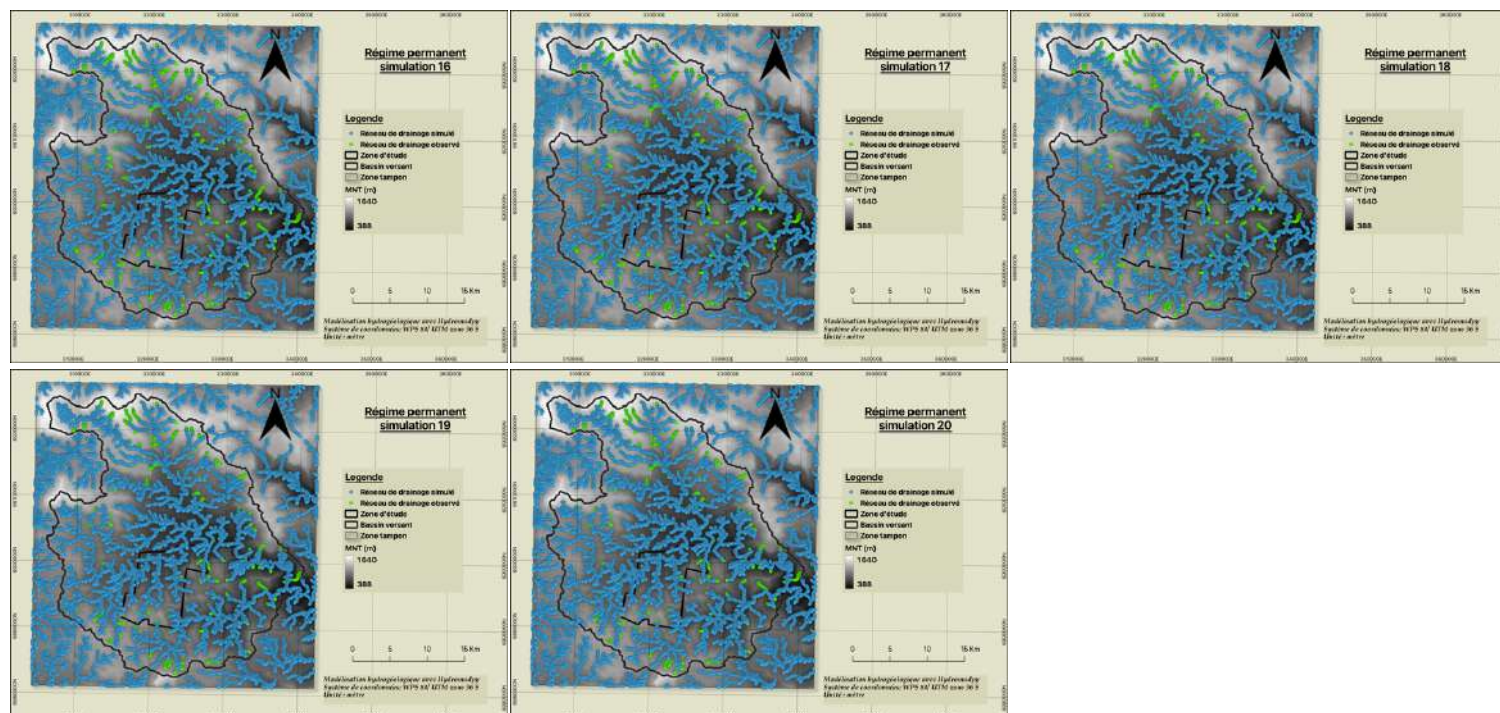


Figure 32 : Ensemble des simulations réalisées avec Hydromodpy, en vue d'estimer la valeur de la recharge moyenne annuelle effective calibrée de l'aquifère de Dwyka tillites, représentative du réseau de drainage basse et haute eau. Avec $K = 5.08 \times 10^{-7} \text{ m/s}$, $e = 165 \text{ m}$, et le ruissellement $= 0.1 \times R_{\text{mean}}$, des paramètres additionnels du modèle. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Identification de la meilleure simulation pour la calibration de la recharge moyenne annuelle effective R.

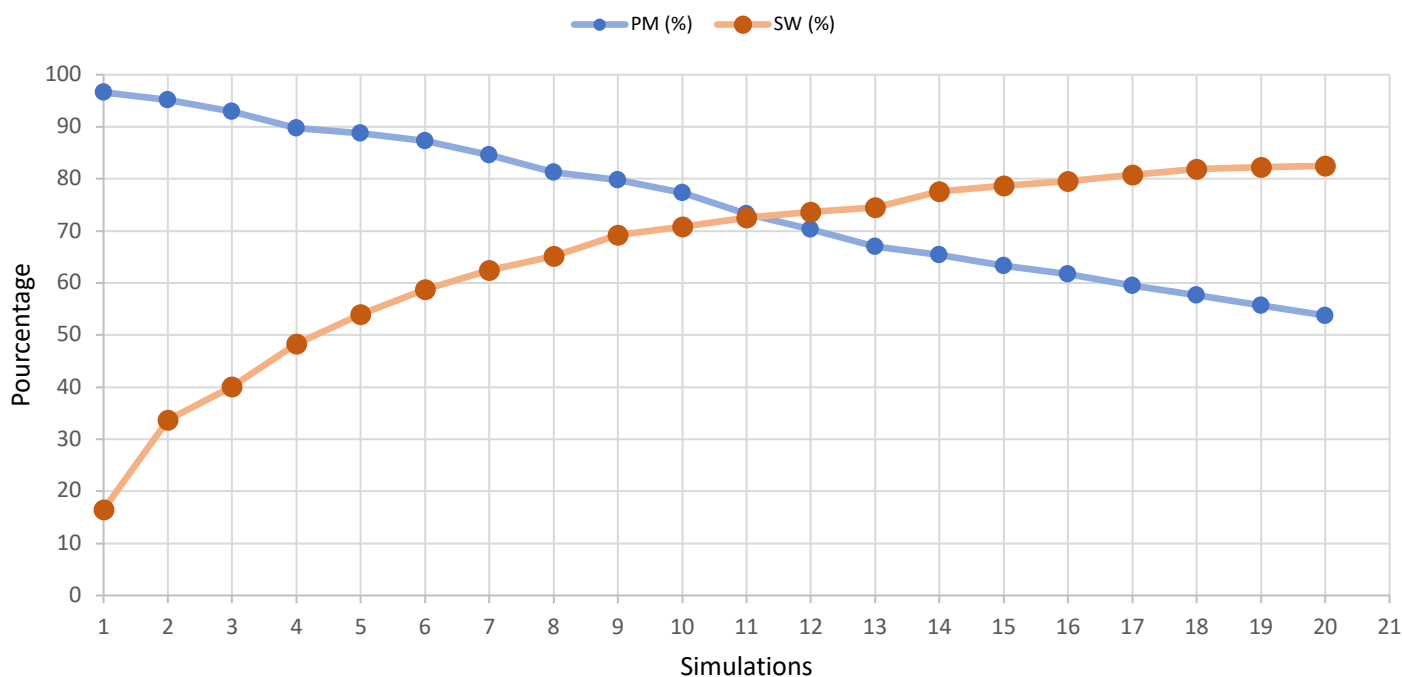


Figure 33 : Identification automatique de la simulation optimale représentative d'une saison de précipitations abondantes (haute eau) pour la calibration de la recharge moyenne annuelle effective de l'aquifère de Dwyka tillite. Où chaque élément du graphe est calculé à partir de la comparaison graphique entre PM (précision du modèle) et SW (précision de la superposition) de chaque réseau simulé par rapport au réseau observé. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Les valeurs d'entrées utilisées pour la modélisation en régime transitoire seront les valeurs de la recharge moyenne annuelle effective basse et haute eau calibrée, et la valeur de la conductivité hydraulique optimale représentatives de la dynamique de l'aquifère de *Dwyka tillite* et du réseau hydrographique de Mawana.

III.2) B) Régime transitoire

Comparativement au régime permanent, les simulations réalisées en régime transitoire permettent de représenter des variations temporelles des paramètres du modèle. Dans notre cas de figure, nous avons fait uniquement varier la recharge au cours du temps, tout en attribuant une porosité homogène et isotrope à l'ensemble du modèle. Les objectifs spécifiques de ces simulations sont d'estimer, premièrement le temps de vidange de l'aquifère de Mawana, qui correspond à une déconnexion de son réseau de drainage pérenne de la surface topographique, puis d'estimer sa porosité à partir des fluctuations du niveau de la nappe phréatique, situées plus bas que le niveau topographique.

En s'appuyant sur les analyses graphiques de la recharge effectuées sur Excel (*fig.23*), nous avons constaté que la recharge est généralement nulle durant l'hivers (mai à septembre). Sur cette base, nous avons établi une série temporelle avec **pandas** (*bibliothèque Numpy*), composé de 154 éléments où le premier élément de la liste représente la valeur de la recharge moyenne annuelle effective calibrée (R_{calib}), et les autres éléments (jours de la saison sèche) représentent des valeurs nulles. Cela nous a permis d'ajuster la valeur de la porosité de l'aquifère, afin d'identifier celle qui correspond à une grande fluctuation du niveau de la nappe phréatique, et à une contraction importante du réseau de drainage pérenne. Ces fluctuations sont visualisées en 2D (section longitudinale de l'aquifère) grâce aux rasters **groundwater elevation** importés dans le plugin **profile Tool** de *Qgis*.

III.2) B) i) Régime transitoire en haute eau

À ce niveau, nous avons utilisé la valeur de la recharge moyenne annuelle effective calibrée représentative d'une saison pluvieuse abondante : $R_{calib} = 79 \text{ mm/an}$, et assigner une porosité différente à l'aquifère, notamment **0.5%, 1%, 2%, et 3%** à chaque simulation réalisée. Celles-ci nous permettent de visualiser les fluctuations de la nappe phréatique en haute eau, afin de calibrer la valeur de la porosité qui correspondrai au ratio K/R (*fig.34*).

Les fichiers rasters de **groundwater elevation** produits durant les simulations, nous ont permis d'évaluer les fluctuations de la nappe phréatique entre le premier ($t(0)$) et le dernier jour ($t(153)$) de la sécheresse simulée (*équation 33*). Ainsi, pour chaque valeur attribuée à la porosité de l'aquifère, nous avons obtenu une fluctuation moyenne de la nappe ($\Delta(H_w)$) de **9.17 m, 2.81 m, 1.26 m et 0.89 m** respectivement sur l'étendue de MGR.

$$\Delta(H_w) = H_w(t(0)) - H_w(t(153)) \quad [m] \quad (33)$$

Avec H_w , l'élévation de la nappe phréatique par rapport au niveau de référence de la mer, pour chacune des valeurs de la porosité attribuée à l'aquifère de *Dwyka tillite*. $t(0)$ et $t(153)$ représentent respectivement le premier et le dernier jour de la saison sèche.

Cependant, la plus grande fluctuation estimée du niveau de la nappe phréatique ($\Delta(H_w) = 9.17$ m) correspondante à $S_y = 0.5\%$ ne coïncide pas avec une contraction importante du réseau de drainage pérenne. En effet, les analyses rigoureuses des rasters **groundwater elevation** importés sur le plugin *Profile Tool* dans *Qgis*, nous révèlent qu'une très faible valeur de la porosité de l'aquifère entraîne un très faible stockage de l'eau dans les hautes terres et une très forte accumulation des eaux dans les basses terres (zones de bas niveaux topographiques). En revanche une grande valeur de porosité ($S_y = 2\%$ et 3%), entraîne un grand stockage de l'eau dans les hautes terres et dans l'aquifère, ainsi qu'une faible dynamique du réseau hydrographique local. **La conséquence est une faible sensibilité du réseau de drainage local à la sécheresse simulée.**

Par conséquent, la valeur de la porosité (S_y) en accord avec nos données, les critères de validité et nos hypothèses fixées en amont vaut **1%** (fig.34).

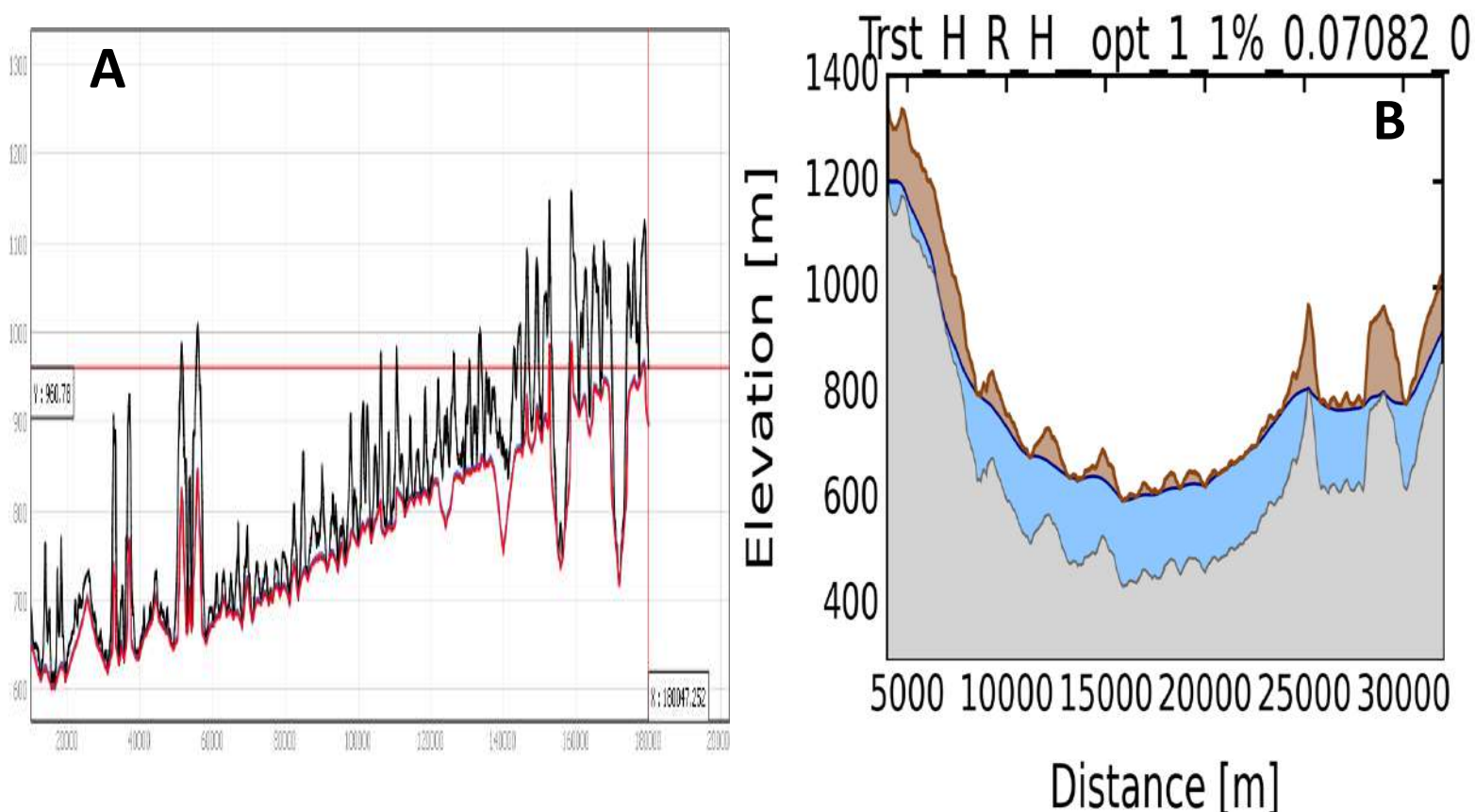


Figure 34 : Représentation du niveau de la nappe phréatique suivant une coupe longitudinale de l'aquifère. A : Fluctuations du niveau de la nappe phréatique en haute eau par rapport à la surface topographique, visualisées en 2D à l'échelle de Mawana avec Profile Tool. Où la couleur noir, bleue, bleu ciel, et rouge représente le niveau topographique, et l'élévation moyenne de la nappe([m]) à la date $t(0)$, $t(61)$, $t(153)$ respectivement. B : Carte de l'élévation de la nappe phréatique à l'échelle du bassin versant, générée par Hydromodpy au début de la simulations ($t(0)$) en régime transitoire haute eau. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

III.2) B) ii) Régime transitoire basse eau (R_{calib})

Connaissant la valeur de la porosité de l'aquifère de *Dwyka tillite*, nous avons répété les mêmes opérations que celles décrites à la section III.2) B) i), avec deux particularités importantes : la valeur de la recharge moyenne annuelle effective calibrée vaut cette fois ci : $R_{calib} = 1 \text{ mm/an}$. Cette valeur est représentative d'une saison sèche prolongée. Et la valeur de la porosité (S_y) est connue et vaut 1%.

Les analyses rigoureuses des rasters **groundwater elevation** importés sur le plugin Profile Tool dans Qgis et délimités à l'échelle de Mawana, nous révèlent une très grande fluctuation ($\Delta(Z_w)$) du niveau de la nappe phréatique entre le premier ($t(0)$) et le dernier jour ($t(153)$) de la sécheresse simulée. Celle-ci vaut **29.23 m** (équation 33) (fig.35).

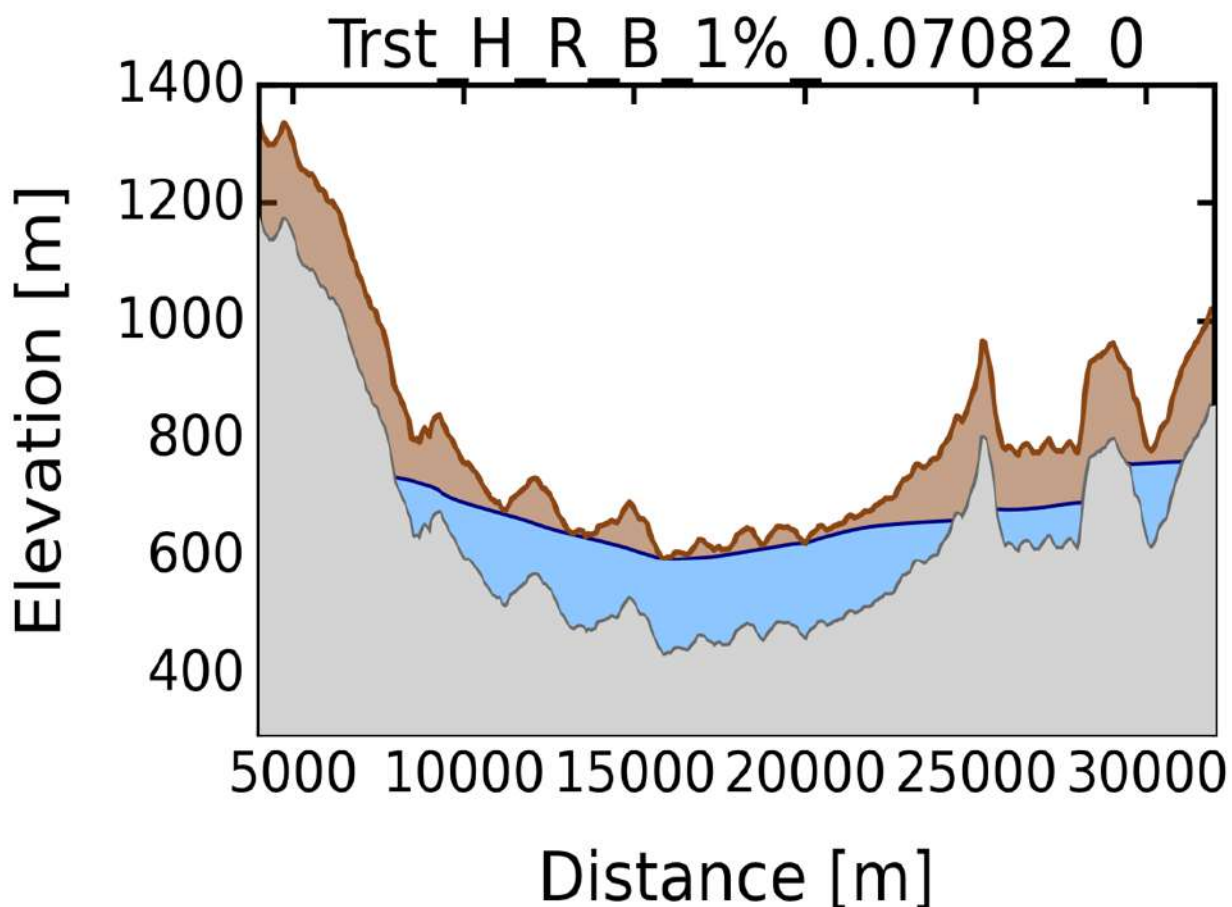


Figure 35 : Carte de l'élévation de la nappe phréatique à l'échelle du bassin versant, générée par Hydromodpy au début de la simulations ($t(0)$) en régime transitoire basse eau. . (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

III.3) Interprétations des résultats

La modélisation hydrogéologique avec *Hydromodpy* nous a permis d'évaluer les propriétés hydrauliques de l'aquifère non confiné de *Dwyka tillite* (K , e , S_y) rencontré à Mawana, que nous avons supposé homogène et isotrope. Elle nous permet également d'évaluer le potentiel

en eau de l'aquifère de sorte à pouvoir subvenir durablement aux besoins en eau de sa faune, à travers des simulations en régime permanent et en régime transitoire.

III.3) A) Régime permanent

Le ratio sans dimension (K/R), entre la conductivité hydraulique et la recharge moyenne annuelle effective, nous a permis de calibrer notre modèle en minimisant la fonction objective **J** (équation 30). Ce ratio s'appuie sur un équilibre entre la dynamique du réseau de drainage et les propriétés hydrauliques de l'aquifère pour estimer de manière robuste, la valeur de la conductivité hydraulique ou la valeur de la recharge moyenne annuelle effective représentative des réseaux de drainages observés (basse eau et haute eau) (fig.25).

Sur cette base, nous avons effectué une série de 20 simulations et nous avons obtenu dans un premier temps, la valeur de la conductivité hydraulique optimal (**K**) égale à **5.08 e-7 m/s** en fixant la valeur de la recharge moyenne annuelle effective estimée à partir du modèle de Guillaume Attard, soit $R_{\text{mean}} = 103 \text{ mm/an}$. Ensuite, nous avons fixé la valeur de la conductivité hydraulique optimal pour obtenir la valeur de la recharge moyenne annuelle effective calibrée (**R_{calib}**), qui prend en compte les propriétés locales de la zone étudiée, afin de représenter au mieux le réseau hydrographique local. Les résultats de la calibration de la recharge nous donnent deux valeurs extrêmes : **1 mm/an** pour le réseau de drainage basse eau, et **79 mm/an** pour le réseau de drainage haute eau représentatives d'une période de sécheresse extrême prolongée et une période de précipitations abondantes respectivement.

Cependant, nous constatons que :

- **Comparativement aux données satellites fournies dans le rapport de l'agence sud-africaine de gestion des ressources en eau WR2012, notre valeur de K obtenue avec Hydromodpy est d'un ordre de grandeur inférieur à la conductivité hydraulique estimée par le modèle Pitman⁶², soit 5.08 e-7 m/s contre 7.01 e-6 m/s (avec $K = T/e$). Cette estimation correspond beaucoup plus à la fourchette des valeurs typiques de la conductivité hydraulique d'un aquifère de tillite fracturé comparativement à celle déduite du modèle Pitman.**

En effet, selon **Freeze et Cherry (1979, Géologie des eaux souterraines)⁶³**, la fracturation de la tillite améliore ses propriétés hydrauliques primaire d'un à trois ordres de grandeur. Ainsi, un aquifère de tillite de faible conductivité hydraulique (e-12 à e-10 m/s), peut avoir une conductivité hydraulique secondaire comprise entre **e-11 et e-7 m/s** lorsqu'il est fracturé. Ces valeurs correspondent effectivement à notre cas de figure.

- Le taux de drainage ou la densité du réseau de drainage diminue au fur et à mesure que la conductivité hydraulique augmente. Cette observation nous a permis

d'identifier parmi les 20 simulations effectuées, la valeur de la conductivité hydraulique représentative des réseaux de drainage observés.

- R_{calib} représentative du réseau de drainage haute eau est inférieure à la valeur de la recharge moyenne annuelle effective estimée par le modèle de Guillaume Attard. En effet, celle-ci prend en compte la topographie (MNT), le ruissellement des eaux de surface et la géologie (propriété de l'aquifère), qui représentent des paramètres qui ont été négligées dans les équations de **Steenhuis et Van der Molen** (1986)²³.

Mise à part ces analyses, un fait marquant attire notre attention. En effet, les analyses statistiques des valeurs moyennes de la recharge effectives durant la saison pluvieuse (été), révèlent que pour toute la période d'intérêt 2000 à 2023, R_{calib} correspond à la moyenne des recharges moyennes effectives calculées durant la saison de pluie, soit $R_{calib} = 79 \text{ mm/an} \cong 79 \text{ mm}/7 \text{ mois}$ (cf. *tab.8 de l'annexe*). Par conséquent, **la moyenne des recharge moyenne effective calculée à partir des cartes générées par le script de Guillaume Attard²⁴ sur toute la période d'intérêt 2000 – 2023, est une bonne approximation de la recharge moyenne annuelle effective représentative du réseau de drainage haute eau.**

III.3) B) Régime transitoire

Les valeurs du ratio K/R_{calib} (basse et haute eau) obtenues en régime permanent, et les analyses graphiques de la recharge réalisées sur Excel (*fig.23 et 24*), nous ont permis de simuler une variation temporelle de la recharge. Celle-ci nous a permis d'estimer le temps de vidange et la porosité de l'aquifère, qui correspondent à une grande fluctuation du niveau de la nappe phréatique et à une importante contraction du réseau de drainage pérenne durant la saison sèche.

Après cinq (05) mois de saison sèche simulée (mai à septembre), nous constatons que :

- La dynamique des cours d'eau, contrôlée par le ratio K/R_{calib} et le ruissellement de surface en régime permanent, est influencée par la porosité et le temps de vidange de l'aquifère en régime transitoire.
- Comparativement au régime permanent qui présente un cours d'eau pérenne qui coulent aussi bien durant les périodes de précipitations abondantes ($R_{calib} = 79 \text{ mm/an}$) que durant les saisons sèche prolongées ($R_{calib} = 1 \text{ mm/an}$), le régime transitoire présente en revanche une autre réalité.

En effet, durant la saison sèche, les réseaux de drainage se contractent progressivement et apparaissent presque entièrement déconnectés de la surface topographique, sauf en certains endroits où la nappe phréatique affleure ou est drainé par le gradient hydraulique. Cette déconnexion du réseau hydrographique s'explique par des abaissements importants de la nappe phréatique estimés à environ **3m** en

périodes de haute eau, et peuvent être dix fois plus importants durant les périodes de sécheresse prolongées (*équation 33*).

→ L'eau stockée dans les zones de haut niveaux topographiques (les collines) s'épuise totalement et s'accumulent par gravitation dans les zones de bas niveaux topographiques (les plaines) (*fig.36*). Cette observation propre aux zones du bouclier africain est également mise en lumière par **Cyrille Scherrer et al**, dans leur article intitulé « **Rapid groundwater potential mapping in humanitarian contexts** » publié en 2021⁶⁴. Par conséquent, en saison sèche prolongée ou en saison de précipitations abondante, les zones à haut potentiel en eau se localisent dans les zones de bas niveaux topographiques.

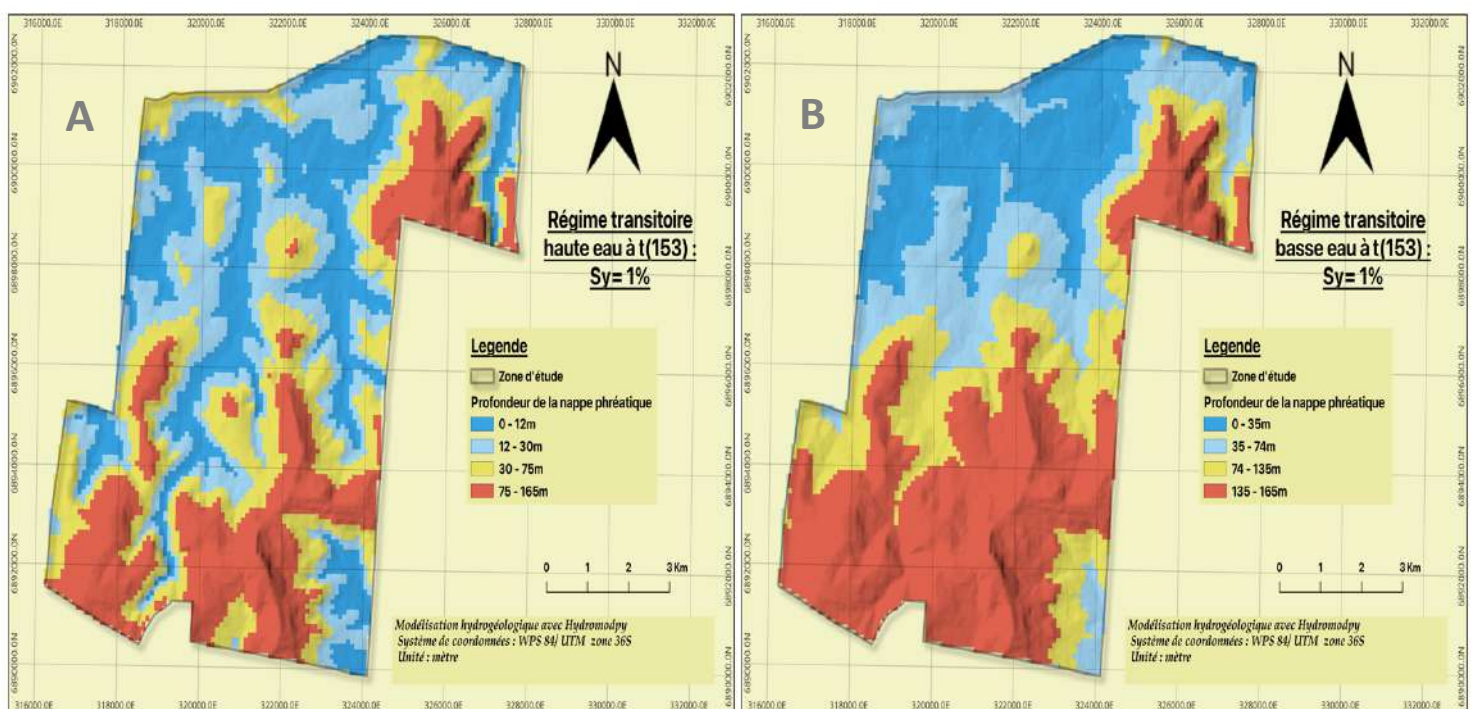


Figure 36 : Cartes de la profondeur de la nappe phréatique à la fin de la saison sèche simulée. A et B représentent respectivement les simulations effectuées avec les valeurs de la recharge calibrée correspondantes à une période de précipitations abondantes ($R_{calib} = 79$ mm/an), et une période de sécheresse prolongée ($R_{calib} = 1$ mm/an). Les données sont réparties en quatre classes suivant une classification quantile dans Qgis. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

→ Le temps de vidange estimé avec le script de Guillaume Attard à partir des pics des pertes en eau potentiel cumulées (apwl), s'avère être deux fois plus petit que celui simulé avec *Hydromodpy* (03 mois (juillet à septembre) contre 05 mois (mai à septembre) de sécheresse simulée). Cette différence non négligeable s'explique par le fait que *Hydromodpy* prend plus de paramètres d'entrées spécifique à la zone étudiée que le script de Guillaume Attard. En effet, l'analyse spatiale avec le plugin **profile Tools** de Qgis révèlent que durant les trois premiers mois de la saison sèche simulée, le réseau hydrographique de Mawana continu à drainer l'aquifère. Cependant, à la date **t (122) = 4 mois** correspondant au mois d'août, nous observons des pixels « **no data** » en différents endroits de la réserve, notamment dans les zones de haut niveau

topographique. Ces pixels représentent des surfaces totalement asséchées. Celles-ci deviennent de plus en plus importantes à la fin de la sécheresse simulée.

Par conséquent, en supposant une **homogénéité et une anisotropie de l'aquifère**, le temps de vidange estimé à partir du script de Guillaume Attard, s'avère être **une sous-estimation du temps de vidange de l'aquifère de *Dwyka tillite***.

- Parmi les valeurs de la porosité attribuées à l'aquifère (0.5%, 1%, 2%, et 3%), seule la valeur de la porosité effective (S_y) égale à **1%** parvient à simuler de façon optimale la déconnexion du réseau de drainage de la surface topographique, et une fluctuation significative du niveau de la nappe phréatique.
- Augmenter la valeur de la porosité effective de l'aquifère n'améliore pas les fluctuations de la nappe ni le temps de réponse de l'aquifère (temps de vidange). En effet, pour une faible valeur de porosité attribuée à l'aquifère ($S_y = 0.5\%$), le réseau de drainage est peu sensible à la sécheresse simulée, car l'aquifère stocke peu d'eau, et la quasi-totalité de l'eau qui entre dans le système est transmise aux cours d'eau avoisinants. À l'inverse, pour de grandes valeurs de porosités ($S_y = 2\%$ ou 3%), l'aquifère à un temps de réponse plus long, avec de faibles fluctuations du niveau de la nappe aussi bien dans les zones de haut et de bas niveaux topographiques.

À ces informations fournies par la modélisation, nous pouvons ajouter nos observations faites sur le terrain. L'aquifère de *Dwyka tillite* présent à Mawana est très sensible aux conditions climatiques de surface. En effet, les débits des cours d'eau varient de manière significative pendant et après les épisodes de pluies. Ces observations ont été validées par les analyses des images satellites disponibles sur **Google earth Pro**, qui présentent un réseau de drainage basse eau (ou réseau pérenne) qui coulent tout au long de l'année, mais de façon discontinue avec des zones d'accumulation d'eau représentant des endroits où la nappe d'eau souterraine affleure ou est drainée par le gradient hydraulique. Ainsi, une porosité de 1% est une bonne approximation de la porosité de notre aquifère, et cadre parfaitement avec les propriétés hydrauliques des aquifères non confinés du Karoo.

III.3) B) Évaluation du potentiel en eau de Mawana

Évaluer le potentiel en eau de Mawana revient à estimer le volume d'eau stocké dans l'aquifère de *Dwyka tillite* en période de basse et de haute eau, les volume d'eau exploitable et ces moyens d'extraction, permettant de subvenir efficacement aux besoins en eau des animaux de la réserve, sans toutefois impacter sur la durabilité des ressources. Étant donné que nous ne possédons pas de piézomètres qui pourraient nous renseigner sur les niveaux piézométriques de la nappe phréatique de Mawana, nous avons utilisé la dynamique (**extension et contraction**) des réseaux de drainage pour recueillir des informations sur la

fluctuation de la charge hydraulique dans l'aquifère au cours des simulations en régime transitoire.

L'idée est d'utiliser les cours d'eau comme des « **pseudo piézomètres** », afin de calculer quotidiennement la charge hydraulique dans l'aquifère. Pour y parvenir, deux fichiers rasters nous ont été d'une grande aide, notamment les rasters **ground water elevation** et **ground water depth** générés automatiquement par *Hydromodpy* lors des simulations. Ceux-ci nous ont permis d'estimer la charge hydraulique (H_w), la profondeur de la nappe (Z_w), l'élévation du socle imperméable (Z_{socle}), et l'épaisseur saturée (e_{sat}) de l'aquifère (*fig.37*), nous permettant ainsi d'évaluer pleinement le potentiel en eau de Mawana (*équations 34, 35 et 36*).

$$Z_{socle} = Z_{topo} - e \quad [m] \quad (34)$$

$$e_{sat} = H_w(t(0)) - Z_{socle} \quad [m] \quad (35)$$

$$Z_{topo} = Z_w + H_w \quad [m] \quad (36)$$

Avec Z_{topo} , Z_{socle} , et H_w respectivement le niveau topographique moyen, l'élévation moyenne du socle par rapport au niveau de référence de la mer, et la charge hydraulique dans l'aquifère. $H_w(t(0))$ et Z_w , respectivement la charge hydraulique moyenne ou l'élévation moyenne de la nappe phréatique au début de la simulation (fin de la saison pluvieuse), et la profondeur moyenne de l'eau par rapport à la surface topographique. e et e_{sat} représentent respectivement l'épaisseur et l'épaisseur saturée moyenne de l'aquifère.

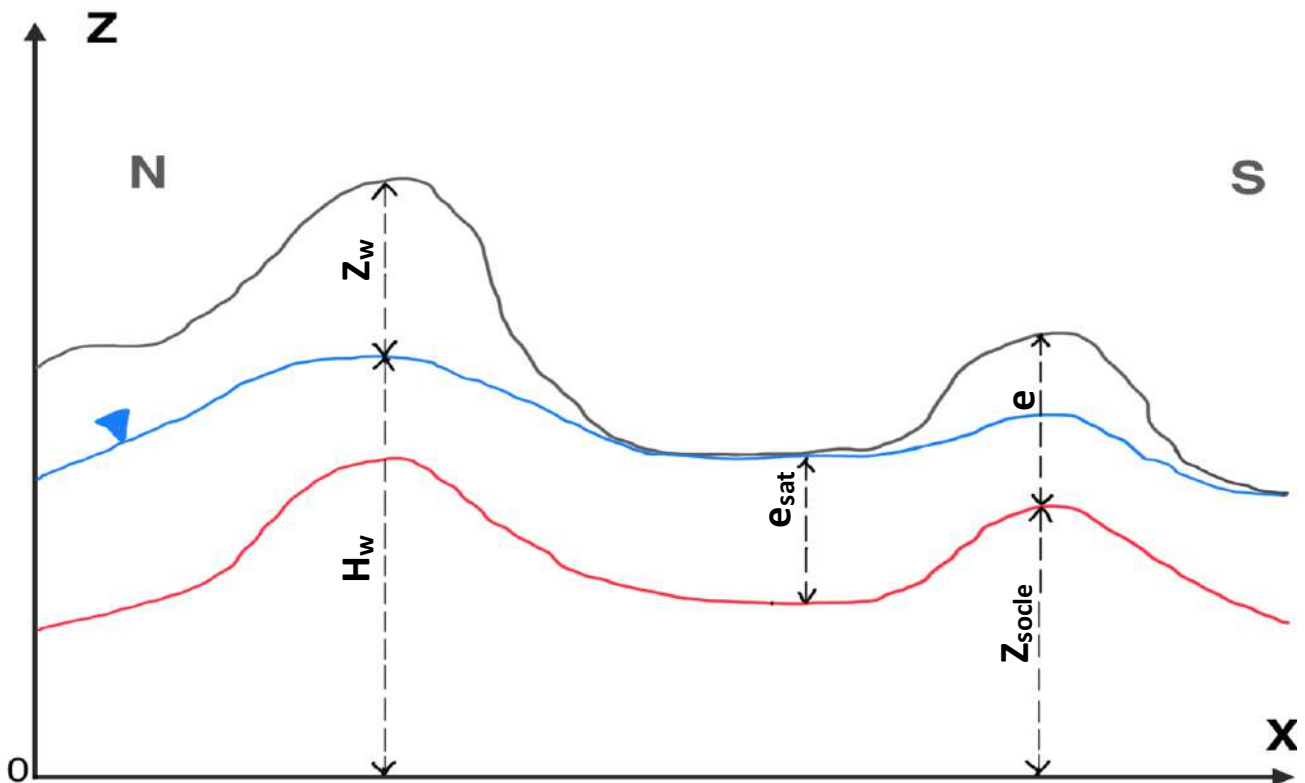


Figure 37 : Schéma conceptuel de l'aquifère de Dwyka tillite suivant une coupe longitudinale. La couleur rouge, bleue, et noire représentent respectivement l'élévation du socle, l'élévation de la nappe phréatique et le niveau topographique par rapport au niveau de référence de la mer (niveau zéro). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

III.3) B) i) Volume stockée dans l'aquifère

Il est dépendant de la valeur de la recharge introduite dans le modèle, et est sensible aux changements climatiques. Connaissant les dimensions moyennes (longueur, largeur), l'épaisseur saturé moyen, et la porosité effective (S_y) de l'aquifère, nous sommes à mesure d'estimer le volume moyen d'eau stocké dans l'aquifère (*équation 37*). Il vaut **9.53 e7 m³** en période de haute eau ou de précipitations abondante, et **5.33 e7 m³** en période de basse eau ou de sécheresse prolongée (*tab.4*).

$$\begin{aligned} V_w &= A_{mean} * e_{sat} * S_y \\ &= L_{mean} * l_{mean} * e_{sat} * S_y \end{aligned} \quad [m^3] \quad (37)$$

Où V_w , L_{mean} et l_{mean} , représentent respectivement le volume d'eau stocké ($[m^3]$), la longueur et largeur moyenne de l'aquifère de *Dwyka tillite*. A_{mean} , e_{sat} et S_y respectivement la surface moyenne ($[m^2]$), l'épaisseur moyenne saturée ($[m]$), et la porosité effective ($[-]$) de l'aquifère.

	$L_{mean} [m]$	$l_{mean} [m]$	$e_{sat} [m]$	$S_y [-]$	$Z_{topo} [m]$	$e [m]$	$Z_{socle} [m]$	$H_w (t(0)) [m]$	$Z_w [m]$	$V_w [m^3]$
Haute eau	9500	8500	118.04	0.01	797.64	165	632.64	750.68	46.96	9.53 e7
Basse eau	9500	8500	66.03	0.01	797.64	165	632.64	698.67	98.97	5.33 e7

Tableau 4 : Tableau récapitulatif de la démarche employée pour estimer le volume d'eau stocké dans l'aquifère de Dwyka tillite en période de haute et de basse eau. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

III.3) B) ii) Besoin en eau

C'est la consommation d'eau moyenne journalière d'un animal de la réserve. Il est important de noter que le nombre d'animaux de la réserve de Mawana fluctue énormément entre la saison pluvieuse (été) et la saison sèche (hiver), en raison **des activités de chasses lucratives, des braconnages, et des prédateurs naturelles**. En effet, durant l'été, période de reproduction, la population animale tend à augmenter, tandis qu'en hiver, les responsables du safari organisent des activités de chasses lucratives pour réguler le nombre d'animaux du safari, de sorte à éviter ou à prévenir une surpopulation ou une baisse excessive d'une espèce, afin de maintenir un certain équilibre écosystémique au sein de la réserve.

Si nous supposons une population moyenne (N) comprise entre **3000** et **9000 animaux**, et une consommation en eau moyenne journalière par animal (C_j) de **50 l/jour**, sans tenir compte des nombreux étangs artificiels retrouvés à Mawana, nous obtenons au bout de 5 mois (ou 154 jours) de saison sèche simulée, un besoin en eau (B_w) estimé entre **23100 m³** et **69300 m³** (*équation 38*). Il représente à peine un millième du potentiel en eau de l'aquifère calculé en

période de précipitations abondante (haute eau), ou en période de sécheresse extrême (basse eau).

$$B_w = C_j * N \quad [m^3/jr] \quad (38)$$

III.3) B) iii) Systèmes d'exploitation durable

En se référant aux travaux de **Cyrille Scherrer *et al.* (2021)**⁶⁴ particulièrement adaptés aux régions du **bouclier africain**, il est possible d'identifier rapidement les zones à haut potentiel en eau, les moyens d'exploitations de l'eau souterraine, et leurs rendement potentiel à partir de deux paramètres hydrogéomorphologiques clés, à savoir : **la topographie** et **la conductivité hydraulique de l'aquifère**. Ces paramètres jouent un rôle « **indicateur** », qui nous renseigne sur la probabilité d'obtenir de l'eau souterraine et sur l'équipement approprié pour son extraction de l'aquifère. Mais ne remplace en rien les méthodes usuelles (géophysiques, test de pompage, etc.) qui offrent une analyse plus détaillée que celle-ci.

À cet effet, les résultats des simulations obtenus en régime transitoire, montrent que notre aquifère de *Dwyka tillite* supposé homogène et isotrope possède une faible valeur de conductivité hydraulique (**5.08 e-7 m/s**), et présente **une disponibilité en eau élevé dans les zones de bas niveau topographique, notamment les plaines (fig.36 et 37)**. Cette combinaison entre disponibilité en eau élevé et faible capacité du réservoir fait de notre aquifère, un « **aquifère à faible potentiel en eau** » ayant pour seuls moyens d'extractions d'eau, **les pompes manuelles ou des petits systèmes de pompes motorisés, si les forages interceptent des structures géologiques souterraines (fractures ou linéaments), pouvant augmenter de façon considérable leurs débits de pompage journalier.**

En supposant un fonctionnement journalier moyen des systèmes de pompage de 8 heures, et un débit moyen des pompes manuelles compris entre **1 et 3 m³/h**, il nous faudra un total de **sept (07) à vingt (20) puits manuels**, ou **quatre (04) à sept (07) puits motorisés** ayant un débit de pompage compris entre **5 et 7 m³/h** pour subvenir efficacement et durablement aux besoins en eau de la faune de Mawana (*équation 29*).

$$n = B_w / D_p \quad [-] \quad (39)$$

Où **B_w**, **n**, et **D_p** représentent respectivement le besoin en eau journalier des animaux de Mawana ([m³/jour]), le nombre de puits de pompage à construire ([-]), et leurs débits de pompage journalier ([m³/jour]).

IV) CHIMIE DES EAUX DE LA RÉSERVE DE MAWANA

Cette section repose sur l'analyse chimique des échantillons d'eau prélevés à Mawana, visant à valider les hypothèses établis en amont, ainsi que les résultats obtenus du script de la recharge des eaux souterraines développé par **Guillaume Attard** (2021)²⁴, et de la modélisation hydrogéologique avec *Hydromodpy* (**Ronan Abherve et al.** (2023)⁶¹). L'approche adoptée intègre **l'analyse des propriétés physico-chimiques** (pH, conductivité électrique, TDS, oxygène dissout) et de **la composition géochimique** (cations, anions, isotopes) des échantillons d'eau, afin d'identifier **l'origine des eaux** (de surface ou eau souterraine) qui coulent à Mawana durant l'année, et de **mettre en évidence les échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface** à partir des interactions entre les processus climatiques, hydrogéomorphologiques, géologiques et environnementaux. En complément, l'analyse chimique nous permettra d'évaluer la qualité des eaux pour la consommation humaine et animal conformément aux normes établies par les autorités sud-africaines.

IV.1) Échantillonnages et conditions de terrain

Les échantillons d'eau ont été prélevés de manière successive au cours des deux saisons climatiques que possède l'Afrique du Sud, ce qui nous a permis d'obtenir une distribution spatio-temporelle des paramètres physique et chimique de l'eau, visualisés en 2D dans *Qgis*. À cet effet, nous avons effectué trois séries de descentes sur le terrain (*fig.38*), à savoir :

- La première (**S1**) effectuée en pleine saison sèche (mi-août 2023) par l'un des encadreurs de mon projet, le **Professeur Philip Brunner (PB)** (UniNE),
- La seconde et la dernière série (**S2 et S3**), ont été réalisées par mes soins durant la saison des pluies, respectivement à la fin du mois de février et au début du mois d'avril 2024.

Cependant, en raison de la densité du couvert végétal et du risque de rencontrer des animaux sauvages, il était difficile pour nous de nous déplacer dans la partie Sud de Mawana. C'est pourquoi, nous avons concentré nos prélèvements d'eau dans la partie Nord de la réserve (*fig.38*). Au total nous avons visité **44 points d'intérêts**, et **prélevé 83 échantillons d'eau** dans les étangs, et les cours d'eau, ainsi que des échantillons d'eau au niveau des installations domestiques (robinets). Car nous n'avons pas d'accès direct aux puits fonctionnels (BH2 et BH3) de la réserve, qui représentent des points d'échantillonnages essentiels pour obtenir des informations sur la composition chimique des eaux souterraines

Les objectifs spécifiques de ces analyses sont :

- D'identifier l'origine des eaux (eau pluvial ou souterraine) qui coule dans le réseau hydrographique de la réserve de Mawana à travers les analyses des valeurs isotopiques des isotopes de l'eau, notamment, l'oxygène 18 (**18O**) et le deutérium (**2H**) ;

- D'identifier les roches sur lesquelles les eaux ont ruisselé et ou celles dans lesquelles elles ont été stockées à travers les analyses méticuleuses des valeurs de la conductivité électrique, du pH, du TDS, de l'oxygène dissout, et des teneurs en cations et anions ;
- Et d'évaluer la qualité de l'eau locale pour la consommation humaine et animale conformément aux normes de potabilités sud-africaines ;

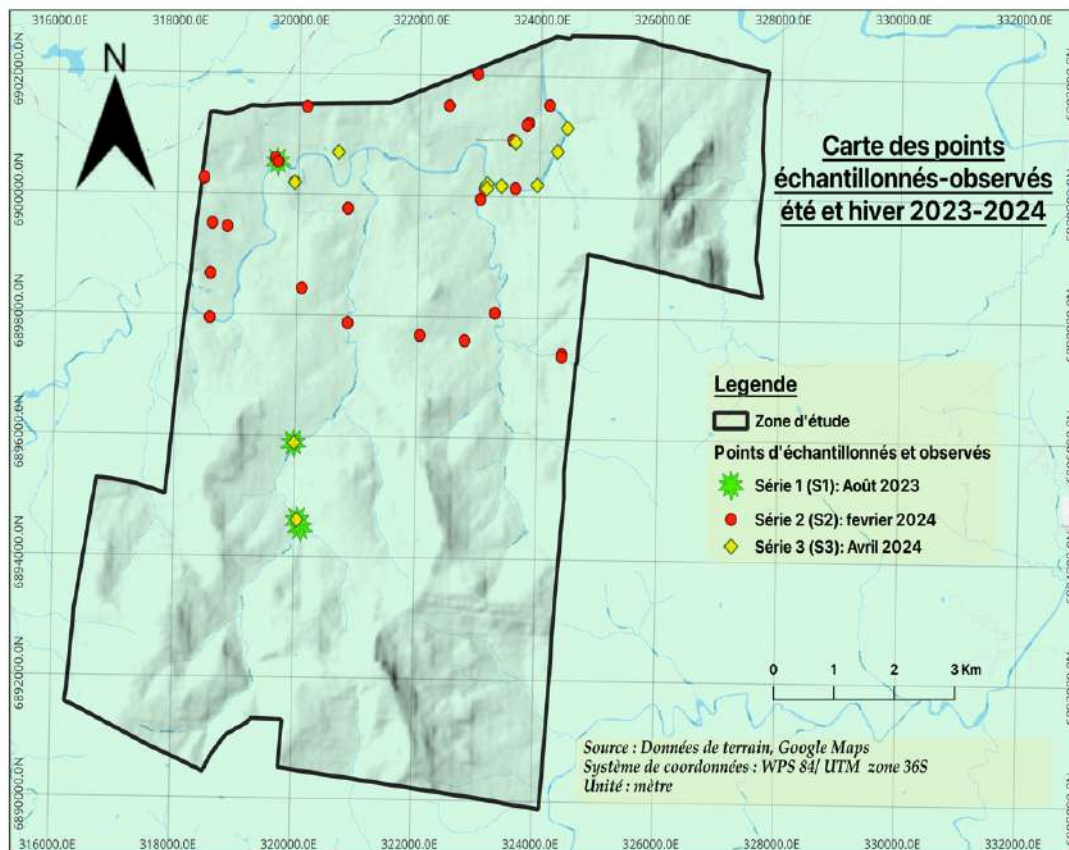


Figure 38 : Carte de l'ensemble des points observés et échantillonnés dans la réserve de Mawana entre l'hivers 2023 et l'été 2024.
(Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

IV.2) Matériels et méthodologie

IV.2) A) Sur le terrain

Plusieurs outils et matériels ont été utilisés afin de mesurer les paramètres physiques de l'eau, et conditionner les échantillons d'eau pour leurs analyses en Suisse dans le laboratoire du CHYN (Centre d'hydrogéologie et de géothermie) de l'Université de Neuchâtel (UniNE). La logistique utilisée sur le terrain a été entièrement fournie par le département d'hydrologie de l'Université du Zululand (UniZulu), et se compose :

- **D'un conductivimètre portable multifonction (YSI)** calibré et étalonné de sorte que son capteur immergé dans l'étang (ou les cours d'eau), nous fournit des valeurs précises et des unités conformes des paramètres physiques des eaux échantillonnées. Les paramètres mesurés sont :

- Le pH ([$-$]) : Grandeur sans unité qui nous renseignent sur le degré d'acidité ou de basicité de l'eau.
 - La conductivité électrique ([$\mu\text{S}/\text{cm}$]) : Elle nous renseigne sur les ions en solutions naturellement présent dans les eaux de Mawana.
 - Le TDS (*Total Dissolved Solids*) ([mg/L]) : Nous renseigne sur la quantité totale des solides dissout dans l'eau échantillonnée.
 - L'oxygène dissout ([mg/L]) : Il nous renseigne sur la vitesse avec laquelle les eaux sont transportées (mouvements de l'eau), et les activités biologiques qui s'y déroulent pouvant engendrer son renouvellement.
 - La pression absolue ([mmHg]) exercée par l'atmosphère et la colonne d'eau située au-dessus du capteur immergé.
 - Et la température ([$^{\circ}$]) de l'eau.
- **D'un GPS** pour la relève des coordonnées géographiques des eaux échantillonnées ;
- **D'une pompe manuelle connectée à un filtreur** équipé de papiers filtres pour retenir les grosses particules, facilitant la manipulation des échantillons au laboratoire ;
- **Des bouteilles en plastique transparentes blanc de 100ml** dans lesquels nous avons stocké les échantillons d'eau disposés dans une glacière pour être à l'abris du soleil ;
- **De l'acide nitrique dilué à 33%** ;
- **D'un saut de 20L en plastique et un petit récipient de 750 ml**, pratique pour les échantillonnages dans les lieux difficiles d'accès, tels que les immenses étangs, les cours d'eau trop profonds à fort ou à très faible débit (*fig.39*) ;
- Et **d'une fiche de terrain** sur laquelle nous avons noté les paramètres physiques des eaux échantillonnées (*tab.9 de l'annexe*).

◆ Procédure

Les eaux prélevées à Mawana pour les analyses chimiques dans le laboratoire du CHYN ont été préalablement filtrés à l'aide d'un filtreur équipé d'une pompe manuelle et d'un papier filtre, avant d'être stockés dans les bouteilles en plastique transparent blanc de 100 ml. Pour éviter toute contamination des échantillons d'eau, les bouteilles en plastiques ont été rincées

plusieurs fois à l'eau de l'étang ou de la rivière échantillonnée, puis remplis à ras bord en prenant soin d'éliminer les bulles d'air.

Les échantillons sont prélevés en lot de trois, puis rangés suivant une nomenclature spécifique (cations, anions et isotopes) conformément aux analyses chimiques qui seront réalisées au laboratoire. Par la suite nous avons ajouté deux ou trois goûtes d'acides nitrique diluée à 33% dans les échantillons destinés aux analyses des cations, afin qu'ils ne précipitent pas, et recouvert d'un scotch noir opaque les échantillons d'eau destinés aux analyses isotopique ($2H$ et $18O$), afin de les protéger des rayons solaires qui pourrai déclencher des réactions chimiques supplémentaires.

Les données mesurées par le conductivimètre sont relevées sur une fiche de terrain, incluant des informations complémentaires sur le nom, la date et les coordonnées géographiques exactes des eaux prélevées (*tab.9 de l'annexe*).



Figure 39 : Relève des paramètres physiques des eaux de Mawana, à partir du conductivimètre portatif multifonction (YSI). Ces relèves ont été effectuées durant les descentes sur terrain de février et d'avril 2024.

IV.2) B) Laboratoire

Dans le laboratoire du CHYN, nous avons procédé à un tri des échantillons par rapport à leur proximité, tout en comparant leurs valeurs de conductivité électrique et de TDS mesurés *in situ*. L'idée est d'écarter les échantillons prélevés dans des endroits proches l'un de l'autre et présentant des caractéristiques similaires, afin d'éviter d'obtenir des résultats quasiment identiques, tout en réalisant un gain considérable en temps.

A cet effet, sur les 44 points de prélèvements, seulement **33 points ont été sélectionnés** pour des analyses chimiques (anions, cations et isotopes) suivant les protocoles de laboratoire du CHYN. Les cations et les anions ont été déterminés par **chromatographie ionique (Dionex ICS-**

1600 pour les anions et **Dionex AQUION** pour les cations) tandis que les isotopes stables de l'eau ont été déterminés par **spectroscopie** avec un système **Cavity Ring-Down (CRDS)**.

◆ Protocole

Afin d'obtenir des résultats fiables et précis, l'appareil de mesure des ions et des isotopes a été plusieurs fois calibrée. Les standards de calibrations utilisés pour la chromatographie ionique sont les **solutions stock**, tandis que pour la spectroscopie CRDS, nous avons utilisé comme standards l'**eau Volvic** (eaux de surface) et l'**eau Vals** (eaux souterraines) Suisse, ainsi que les **standards USGS** (45 et 47)⁶⁵ pour la calibration de l'appareil. L'eau minérale **Évian** commercialisée en Suisse, nous a servie de deuxième mesure de correction des résultats.

Les valeurs isotopiques obtenues nous ont permis de calculer l'écart relatif (δ) des isotopes ^2H et ^{18}O par rapport aux valeurs isotopique des standard utilisés. Celle-ci nous renseigne sur l'**enrichissement** (écart positive) ou l'**appauvrissement** (écart négative) des échantillons en isotopes lourd par rapport au standard (*équation 40 et 41*), nous permettant d'évaluer l'âge de l'eau et d'identifier les processus intervenus durant son voyage.

$$\delta^2\text{H} = \frac{([2\text{H}]/[1\text{H}])_{\text{sample}} - ([2\text{H}]/[1\text{H}])_{\text{standard}}}{([2\text{H}]/[1\text{H}])_{\text{standard}}} \times 1000 \quad [-] \quad (40)$$

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{([18\text{O}]/[16\text{O}])_{\text{sample}} - ([18\text{O}]/[16\text{O}])_{\text{standard}}}{([18\text{O}]/[16\text{O}])_{\text{standard}}} \times 1000 \quad [-] \quad (41)$$

Avec $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$, exprimées en pour mille [‰] afin de refléter les petites variations isotopiques. Ils représentent les écarts relatifs des rapports isotopiques $^2\text{H}/^1\text{H}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ mesurés respectivement dans l'eau échantillonnée *in situ*, et dans les standards utilisés. ^2H et ^{18}O représentent les isotopes stables de l'eau, en particulier de l'atome hydrogène (^1H) et de l'atome oxygène (^{16}O) respectivement.

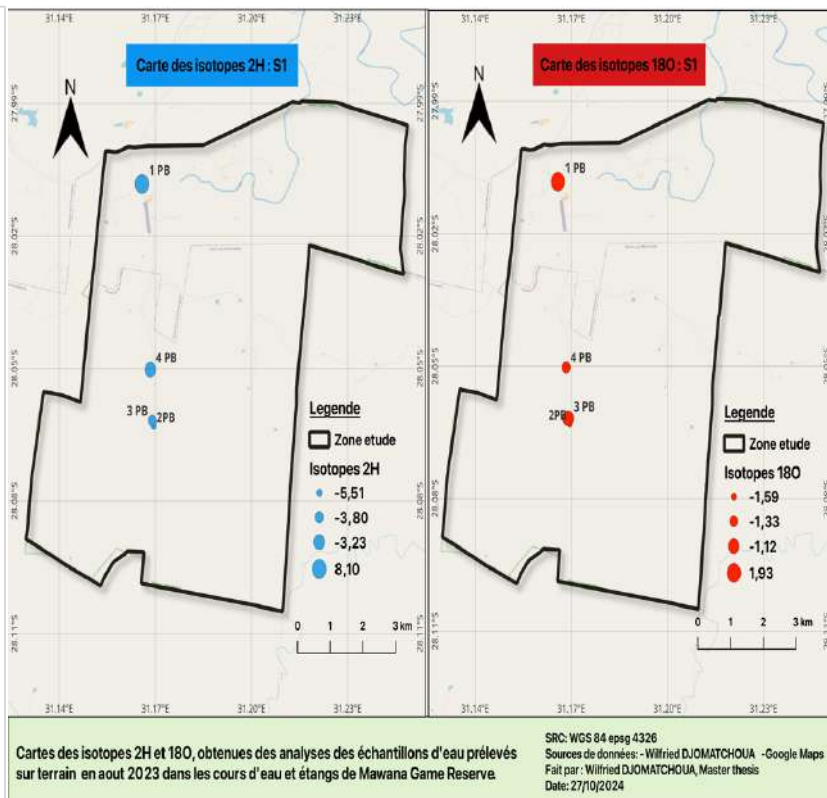
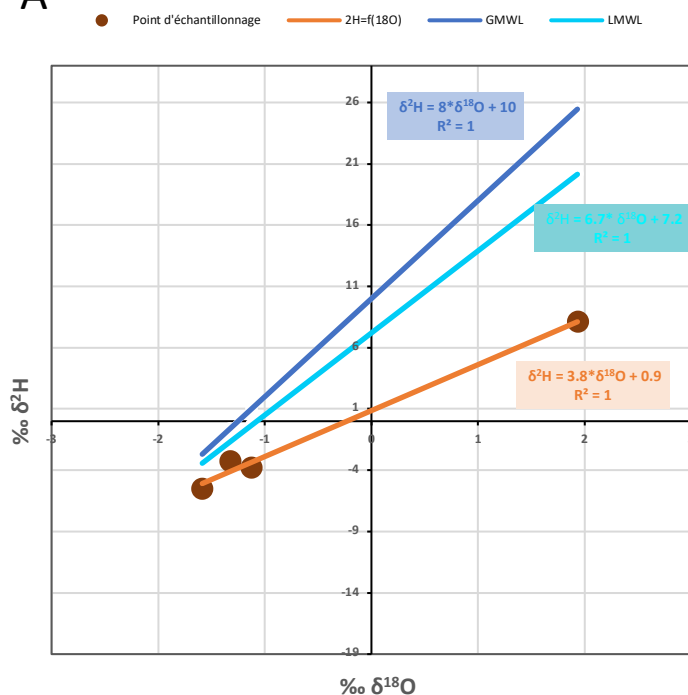
IV.3) Résultats et interprétations

IV.3) A) Isotopes ^2H et ^{18}O

Les résultats des analyses isotopiques réalisées dans le laboratoire du *CHYN* (*tab.10 de l'annexe*) ont été représentés en 2D dans *Qgis*. Ensuite, ces données ont été comparées graphiquement à la **GMWL** (*Global Meteoric Water Ligne*) (**Craig** (1961))⁶⁶ et à la **LMWL** (*Local Meteoric Water Ligne*), afin d'obtenir des informations sur l'origine des eaux (eaux de surface ou eau souterraine), et sur les processus qui sont intervenus durant leur parcours (*Fig.40 et 41*). Ces lignes représentent respectivement, la ligne de référence globale et locale des isotopes des eaux de pluies. Pour notre étude, nous avons utilisé l'équation de la **ligne météorique locale de Johannesburg**, issue des travaux de **Leketa et al** (2018)⁶⁷ dans la région de Johannesburg (Afrique du Sud), située à environ 434 Km (à vol d'oiseau) de la réserve de Mawana.

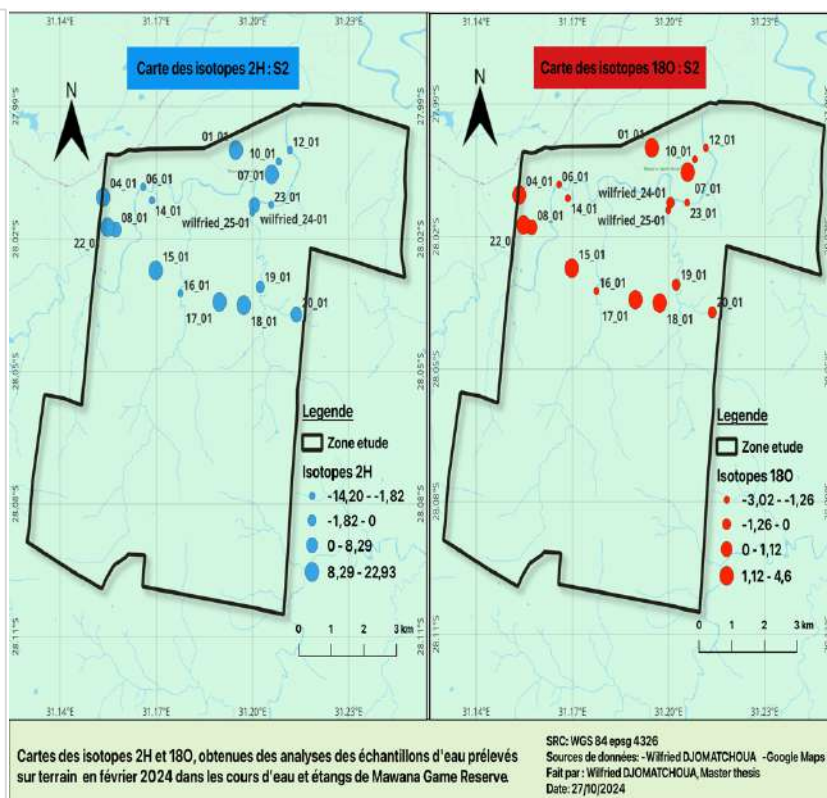
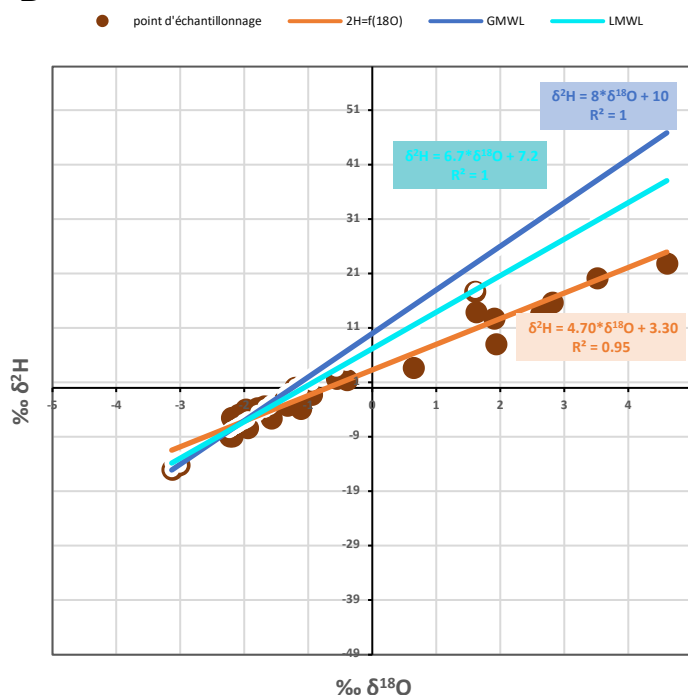
A

Valeurs des isotopes 18O et 2H de la campagne de terrain 1 (S1)
comparativement à la GMWL et LMWL.



B

Valeurs des isotopes 18O et 2H de la campagne de terrain 2 (S2)
comparativement à la GMWL et LMWL.



C

Valeurs des isotopes 18O et 2H de la campagne de terrain 3 (S3) comparativement à la GMWL et la LMWL.

● Point d'échantillonnage — 2H=f(18O) — GMWL — LMWL

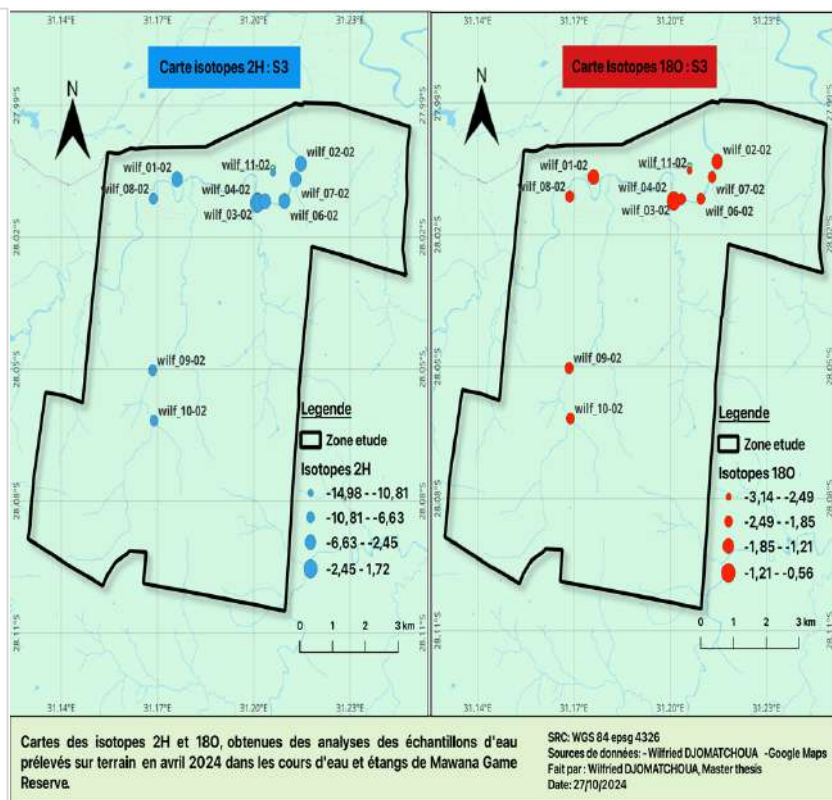
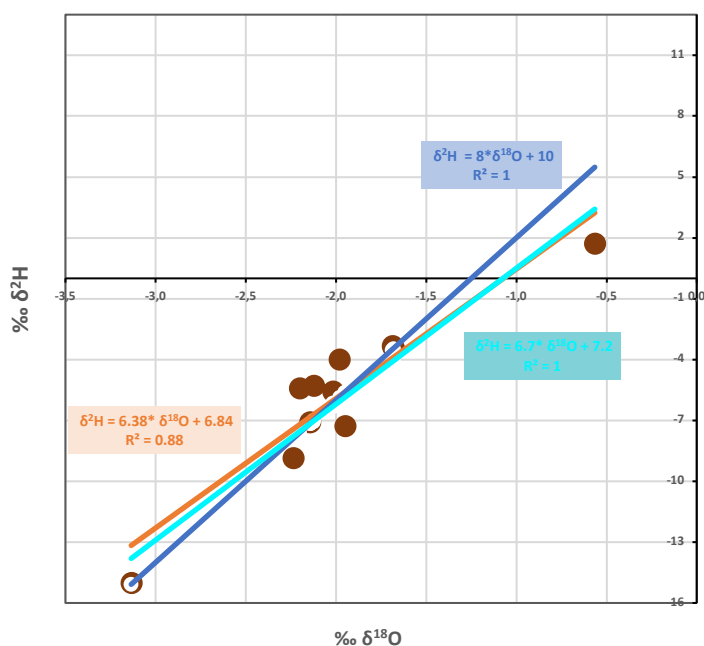


Figure 40 : Analyse graphique et cartographique de la distribution spatiotemporelle des isotopes stables de l'eau (δ^2H et $\delta^{18}O$) dans les échantillons d'eau prélevés dans la réserve de Mawana. A, B et C représentent les résultats des différentes séries de prélèvements (S1, S2, et S3) effectuées respectivement en hivers 2023, et en été 2024. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Valeurs des isotopes 18O et 2H de l'ensemble des points échantillonnés à MGR comparativement à la GMWL et à la LMWL.

● point d'échantillonnage — 2H=f(18O) — GMWL — LMWL

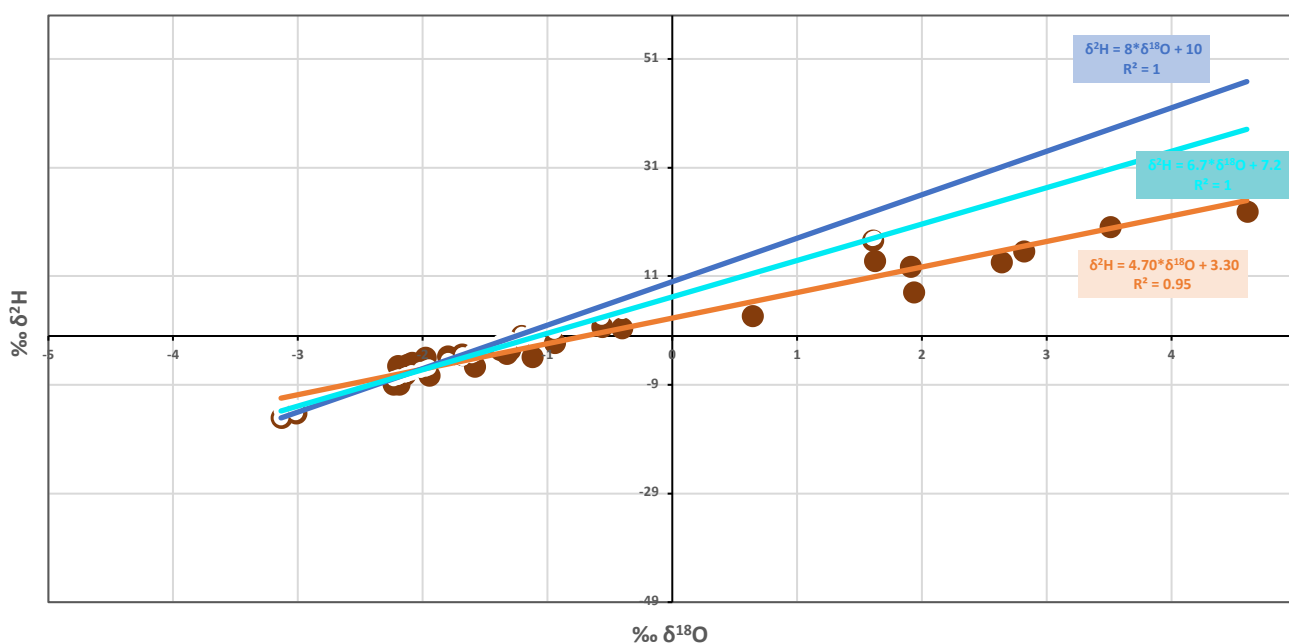


Figure 41 : Analyse graphique des valeurs des isotopes stables de l'eau (δ^2H et $\delta^{18}O$) pour la sélection des 33 échantillons d'eau prélevés à MGR entre l'hivers 2023 et l'été 2024. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

◆ Interprétation

L'analyse graphique et cartographique des valeurs de $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ révèlent que la composition isotopique des eaux qui coulent à Mawana est intimement liée aux conditions climatiques de surface, aux variations saisonnières de la nappe phréatique et aux propriétés hydrauliques de l'aquifère, notamment, sa conductivité hydraulique (K), son épaisseur (e), et sa porosité effective (S_y). Elle montre clairement que la dynamique (contraction et extension) du réseau hydrographique local, est contrôlée par les fluctuations du niveau de la nappe phréatique définies par les infiltrations d'eau en subsurface, la transmissivité de l'aquifère, et par son gradient hydraulique qui drainent tout au long de l'année, les eaux de l'aquifère vers les cours d'eau avoisinants, localisés dans les plaines (zones de bas niveaux topographique).

En effet, la signature isotopique des eaux caractérisée par des valeurs négatives de $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$, suggère que les eaux de Mawana proviennent des eaux de pluies qui se sont formées dans les hautes terres (ou en hautes altitudes) (*fig.40B et 40C*), puis ont ruisselé et se sont infiltrées en subsurface dépendamment des propriétés hydrauliques du sol, du couvert végétal et de l'aquifère, comme nous pouvons le voir avec les paramètres (inputs) utilisés dans le script de **Guillaume Attard** (2021)²⁴, et les hypothèses adoptées dans la modélisation hydrogéologique avec *Hydromodpy* (**Ronan Abherve et al., 2023**)⁶¹.

En saison sèche (ou hiver), la rareté des pluies entraîne une baisse significative des débits des cours d'eau, voir leur assèchement partiel ou total à certains endroits. Cette situation se traduit par un réseau hydrographique peu dense, similaire à un réseau de drainage basse eau avec des écoulements lents et discontinus (*fig.40A*). Dans ces conditions, l'essentiel des eaux qui coulent en surface provient des eaux souterraines, c'est-à-dire des eaux appauvries en isotopes lourds. En revanche, en saison pluvieuse (été), le réseau hydrographique est plus développé et s'apparente au réseau de drainage haute eau, où l'on observe clairement la rivière pérenne méandrique, la rivière l'**Hlonyane**, et ces affluents, les rivières **Mkhathali** et **Mvuthwa** (*fig.40B et 40C*). Leur composition isotopique est particulièrement riche en isotopes légers, preuve que celles-ci drainent les eaux souterraines.

En combinant l'analyse graphique et cartographique présentées ci-dessus (*fig.40 et 41*), avec l'évolution de la signature isotopique le long des cours d'eau (*fig.42, 43 et 44*), nous avons pu établir les remarques importantes suivantes :

- (1) Les écarts ($\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$) positifs représentent les eaux accumulées dans les étangs, les zones de dépressions, et les cours d'eau tributaires caractérisés par des très faibles débits. Leurs signatures isotopiques ont tendance à s'écarter considérablement des lignes de références globale (GMWL) et locale (LMWL), dû au fait que leurs eaux sont vulnérables à l'évaporation (*fig.41*) : **effet de l'évaporation**. Cependant, aux endroits où les eaux coulent plus vite ou sont alimentés par les eaux souterraines, cet effet est **peu visible ou négligeable**.

(2) **Effet de la topographie (ou de l'altitude)** : Elle suggère que la signature isotopique des eaux s'appauvrit en isotopes lourds au fur et à mesure que l'on évolue en altitude. Cependant, les observations à Mawana indiquent une tendance opposée. En effet, **plusieurs eaux échantillonnées dans les zones de basses et hautes altitudes présentent des signatures isotopiques similaires**. Cette observation montre que des processus locaux influencent la composition isotopique des eaux, masquant l'effet de l'altitude (*fig.42*).

En suivant les variations de la signature isotopique des échantillons d'eau sélectionnés, nous remarquons que malgré le fait que la rivière *Mvuthwa* soit située à une altitude inférieure à celle de la rivière *Mkhathali*, elle présente une signature isotopique légèrement enrichie en isotopes lourds que la rivière *Mkhathalie* (*fig.43*). Cela s'explique par le fait que la rivière *Mkhathalie*, située au Nord-Ouest de la réserve, **intercepte des structures géologiques souterraines (fractures ou linéaments)**.

Des observations similaires ont été faites à d'autres sites échantillonnés, où nous notons l'influence des exfiltrations locales saisonnières des eaux souterraines sur la composition isotopique des eaux de surface. Elles proviennent des endroits où la nappe phréatique affleure ou les endroits où les cours d'eau interceptent les structures géologiques souterraines, assurant ainsi, un apport continu en eau tout au long de l'année.

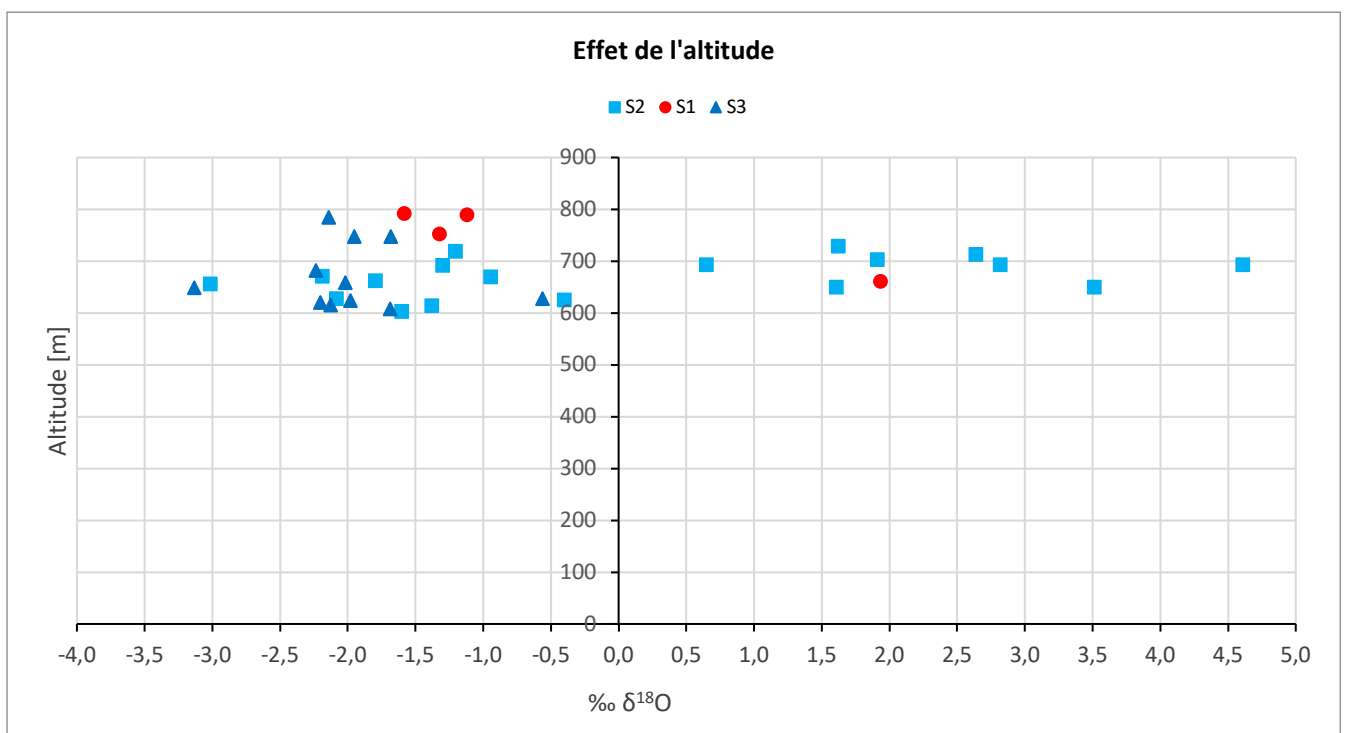


Figure 42 : Effet de l'altitude masqué par les exfiltrations d'eau souterraines sur la variation des valeurs de la déviation de l'isotope stable de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$), pour les échantillons d'eau prélevés durant les campagnes de terrain de l'hiver 2023 (S1) et de l'été 2024 (S2 et S3). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

(3) L'effet saisonnier et des quantités : L'abondance des précipitations en saisons pluvieuse, **amoindrie la teneur en isotopes lourds**. Ainsi, plus les précipitations sont importantes, plus les cours d'eau drainent de l'eau, et leur teneur en isotopes lourds diminue (*fig.43*). A l'inverse, en saison sèche (S1), les cours d'eau coulent plus lentement, sont exposés à l'évaporation et s'enrichissent en isotopes lourds.

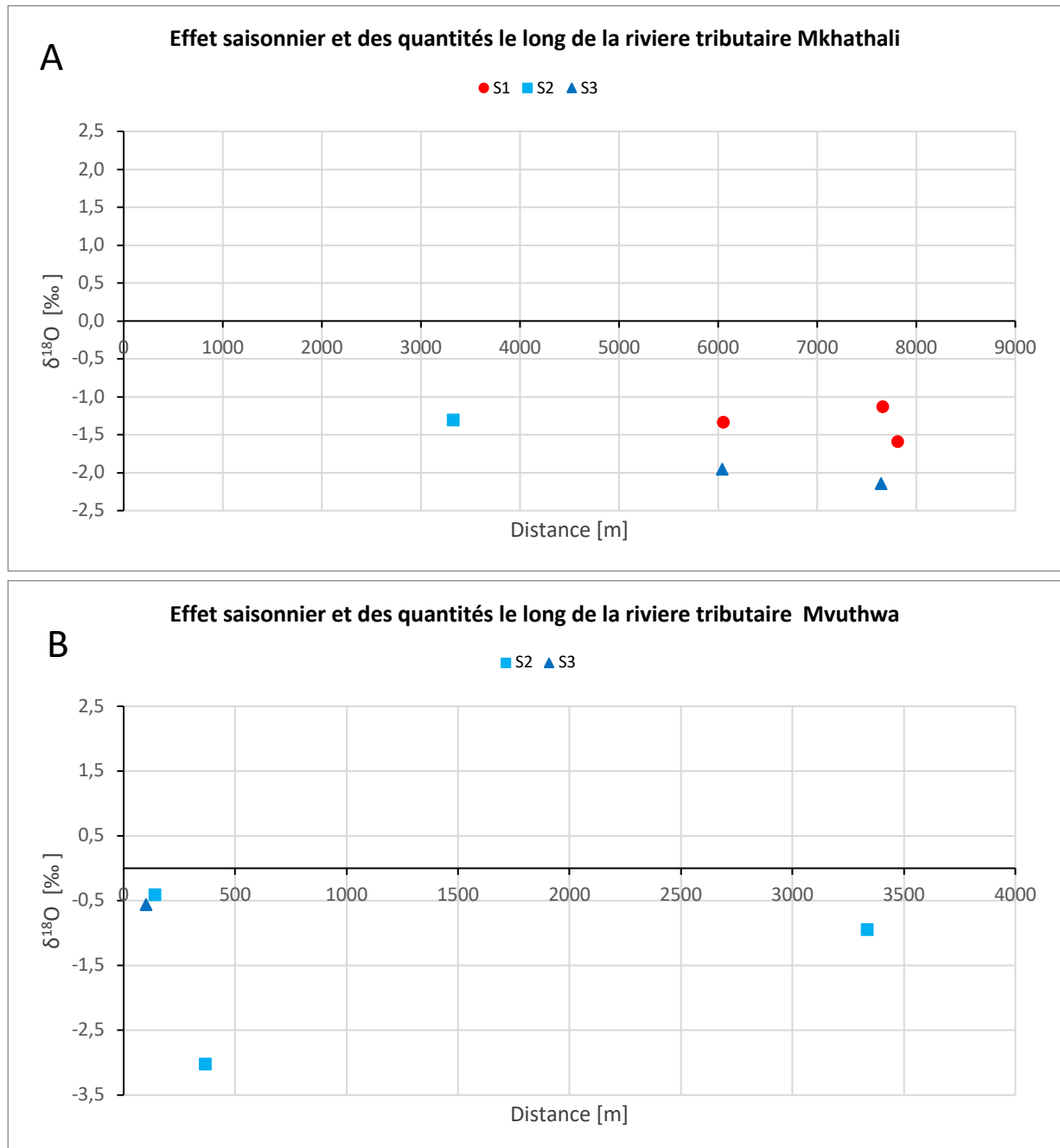


Figure 43 : Effet saisonnier et des quantités sur les valeurs de l'isotope stable de l'oxygène dans les échantillons d'eau prélevés des rivières tributaires durant les campagnes de terrain de l'hiver 2023 (S1) et de l'été 2024 (S2 et S3). L'origine de notre repère des distances ([m]) est prise au niveau de la jonction de la rivière pérenne Hlonyane avec les rivières tributaires Mkhathali et Mvuthwa respectivement. A : Évolution des valeurs isotopiques de $\delta^{18}\text{O}$ le long de la rivière tributaire Mkhathali. B : Évolution des valeurs isotopiques de $\delta^{18}\text{O}$ le long de la rivière tributaire Mvuthwa. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

(4) L'effet de la température : Il devient prépondérant lorsque les flux des cours d'eau baissent. En effet, en saison sèche (S1), les eaux coulent lentement et de manière

discontinue dans la rivière pérenne, contrairement à l'aspect homogène et continu du réseau de drainage (basse eau) présentés lors des simulations en régime permanent et transitoire (*fig.31 et 32*). Ces eaux s'évaporent progressivement, ce qui leur permettent d'avoir des signatures isotopiques riche en isotopes lourds (*fig.44*).

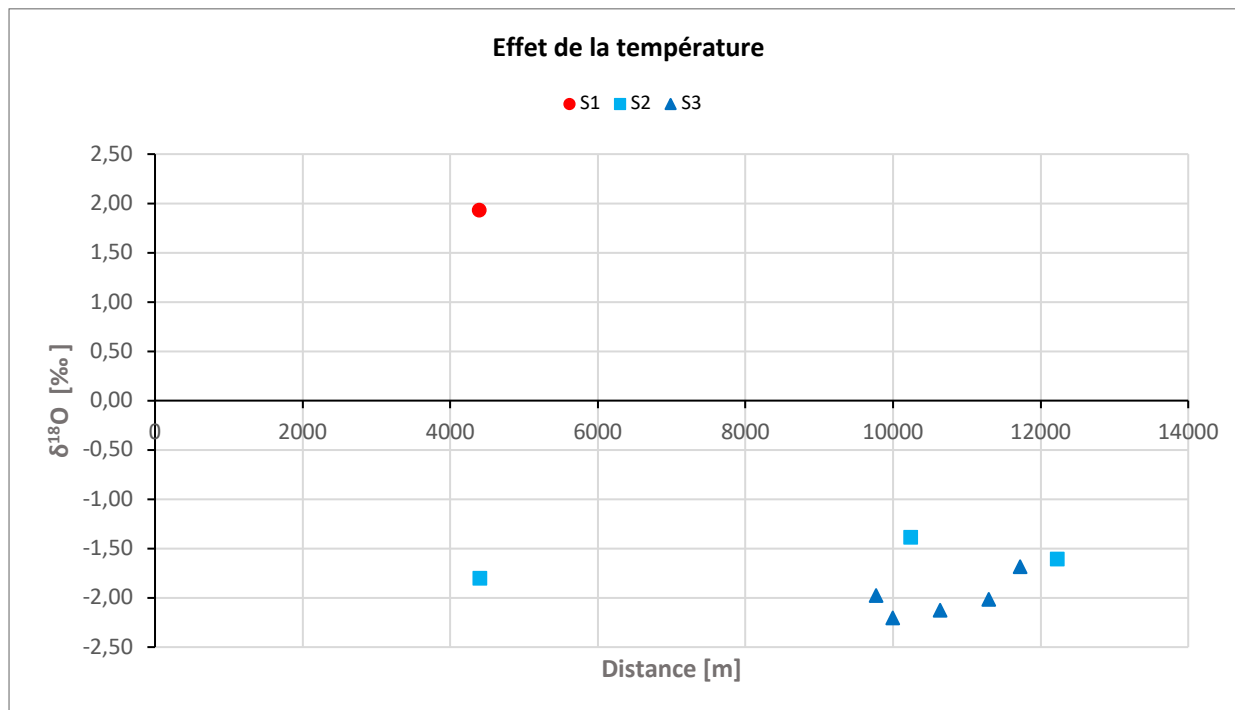


Figure 44 : Évolution des valeurs de l'isotope stable de l'oxygène le long de la rivière pérenne Hlonyane durant les campagnes de terrain de l'hiver 2023 (S1) et de l'été 2024 (S2 et S3). (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

(5) Effet du mélange des eaux : Ce phénomène peut être observé aussi bien en surface, qu'en subsurface. Il résulte du mélange des eaux d'origine (surface ou souterraines) et d'âges différents, conduisant à une eau ayant une signature isotopique différente des eaux initiales. En effet, les fluctuations du niveau de la nappe phréatique simulées avec *Hydromodpy* assurent le mélange entre les eaux stockées dans l'aquifère et les nouvelles eaux issues des précipitations. Il en résulte une eau hybride ayant une composition isotopique différente des eaux parentes.

Cet effet a été également observé au niveau des eaux de surface, plus précisément au niveau de la jonction entre la rivière pérenne **Hlonyane** et la rivière tributaire **Mvuthwa** située à environ 10000 m en aval le long de la rivière **Hlonyane** (*fig.43B et 44*). À ces endroits, les eaux présentent une signature isotopique intermédiaire à celle des deux rivières.

III.3) B) Ions en solutions

Les résultats de l'analyse ionique des eaux prélevées, nous révèlent que les eaux de MGR sont majoritairement composées d'ions sodium (Na^+), calcium (Ca^{2+}), magnésium (Mg^{2+}), potassium (K^+), chlorure (Cl^-), et sulfate (SO_4^{2-}) avec de faibles concentrations en nitrate

(**NO3²⁻**) (*tab.11 de l'annexe*). Étant donné que la réserve de Mawana est conservatrice de l'environnement (peu ou pas d'activités anthropiques), nous avons émis l'hypothèse de l'existence d'une relation entre la composition ionique de l'eau et la composition minéralogique des roches présentes à MGR.

Cependant, en l'absence de données détaillées sur la texture, la structure et la composition minéralogique des formations géologiques retrouvées à MGR, nous avons basé notre analyse sur les informations de la géologie fournies par **WR2012⁶²**, et sur la composition minéralogique générale de chaque dépôt rocheux (*tab.5*). Sur cette base, les particules solubles des minéraux visualisées en 2D dans *Qgis* nous permettent d'identifier les roches sur lesquelles les eaux de la réserve ont ruisselé, et celles dans lesquelles elles ont été stockées durant leur voyage (*fig.45 et 46*).

Formation géologique	Résistance à l'altération	Composition minéralogique générale	Particules ionisées
Tillite	Modérée-grande	Quartz (SiO ₂), Feldspath (Orthose (KAlSi ₃ O ₈) et albite (NaAlSi ₃ O ₈)) minéraux argileux (Kaolinite (Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄), illite (K,H ₃ O)Al ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂))	K, Na
Arénite	Grande	Quartz (SiO ₂), Feldspath (Orthose (KAlSi ₃ O ₈) et albite (NaAlSi ₃ O ₈))	K, Na
Shale/schiste	Faible	Quartz (SiO ₂), Feldspath (Orthose (KAlSi ₃ O ₈) et albite (NaAlSi ₃ O ₈)), minéraux argileux (Kaolinite (Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄) et illite (K,H ₃ O)Al ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂), smectite ((Ca,Na) _{0.33} (Al,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·nH ₂ O)))	K, Na, Ca, Mg
Quartzite	Très grande	Quartz (SiO ₂), muscovite (KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂) et biotite (K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂)	K, Mg
Mudstone	Faible	Quartz (SiO ₂), Feldspath (Orthose (KAlSi ₃ O ₈) et albite (NaAlSi ₃ O ₈)), minéraux argileux (Kaolinite (Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄), illite (K,H ₃ O)Al ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂), smectite ((Ca,Na) _{0.33} (Al,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·nH ₂ O)))	K, Na, Ca, Mg
Hornfel	Grande	Feldspaths (l'orthose (KAlSi ₃ O ₈) et albite (NaAlSi ₃ O ₈)), Biotite (K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂), Andalousite (Al ₂ SiO ₅), Cordierite ((Mg,Fe) ₂ Al ₄ Si ₅ O ₁₈)	K, Na, Mg
Charbon	Modérée	Minéraux en traces : argiles, des pyrites (FeS ₂) et carbonates (comme la calcite (CaCO ₃))	K, Na, Ca, Mg, S

Tableau 5 : Composition minéralogique (générale) des formations géologiques retrouvées à MGR.

♦ Cartes des concentrations des ions majeurs dans les eaux de Mawana

Pour faciliter l'identification, nos analyses et notre compréhension des processus géologiques, géochimiques et géomorphologiques intervenant dans la composition ionique des eaux de Mawana, nous avons jugé bon de visualiser les concentrations des ions dissous sur une carte. Cette représentation spatiale des ions, nous permet d'identifier les roches sur lesquelles les eaux ont ruisselé durant leur voyage, et d'évaluer la qualité des eaux de la réserve pour la consommation humaine et animale.

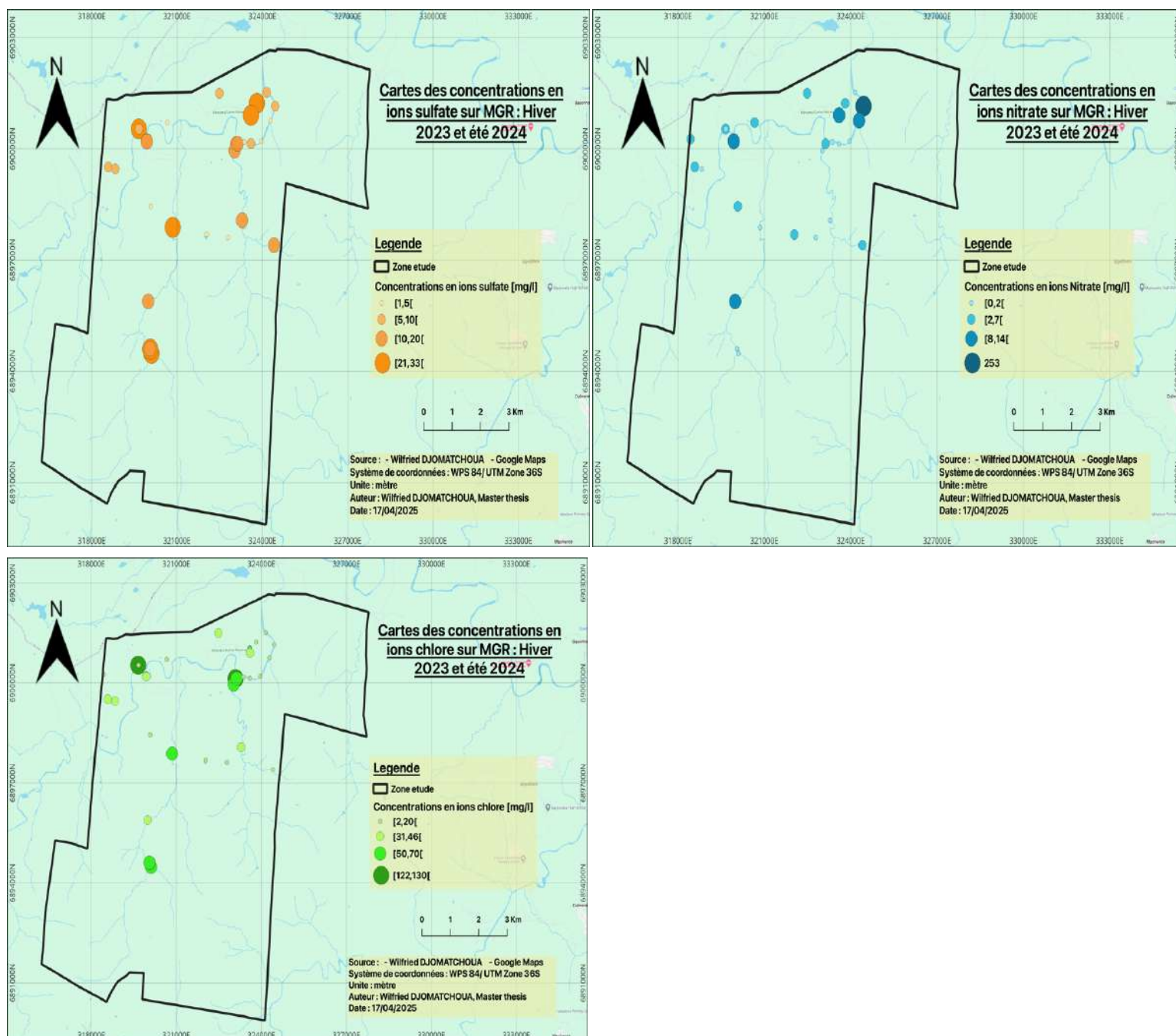


Figure 45 : Carte de la distribution spatio-temporelle des anions majeurs dans les eaux de la réserve de Mawana durant les campagnes de terrain de l'hiver 2023 et de l'été 2024. (Auteur Wilfried DJOMATCHOUA)

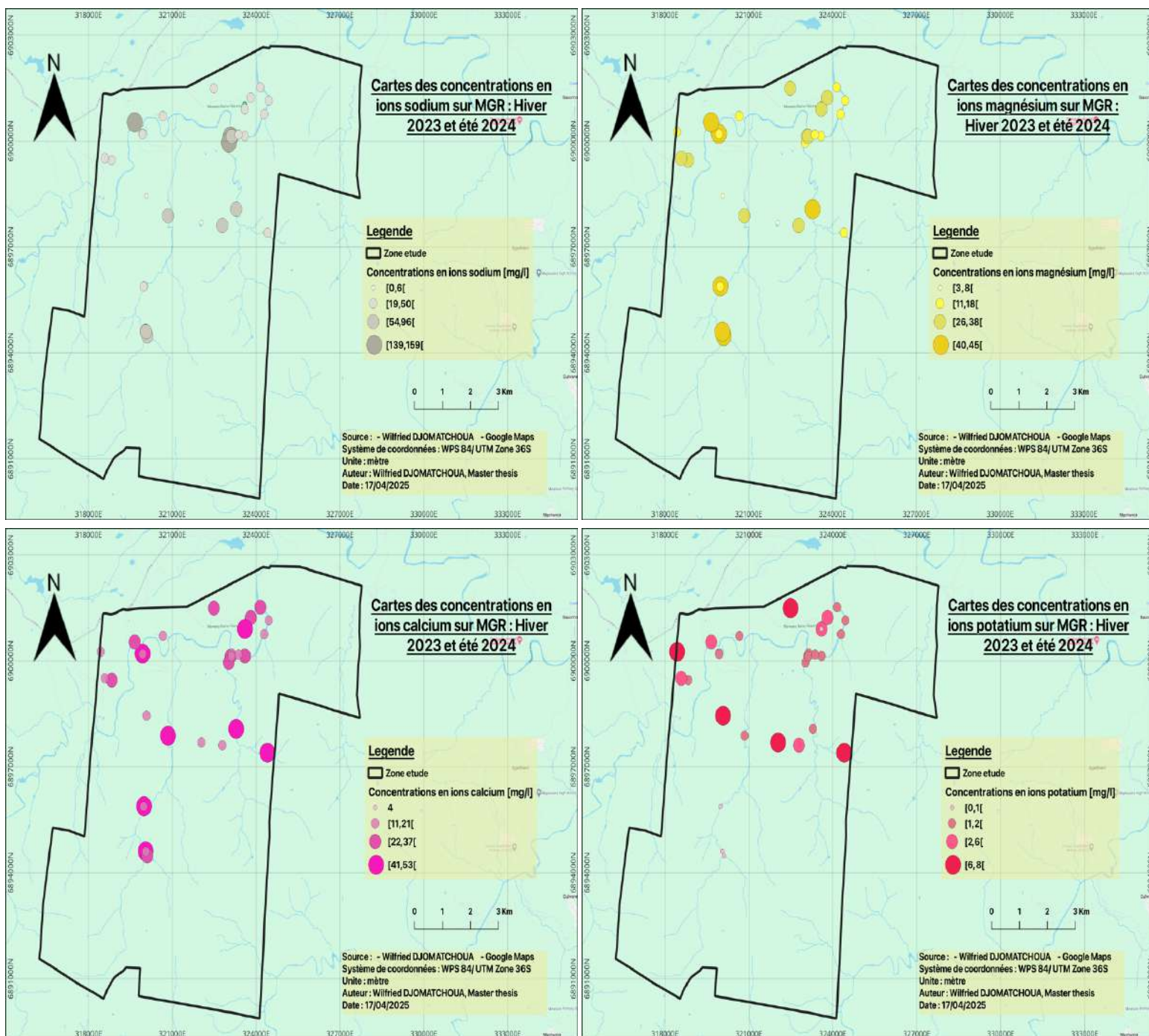


Figure 46 : Carte de la distribution spatio-temporelle des cations majeurs dans les eaux de Mawana durant les campagnes de terrain de l'hiver 2023 et de l'été 2024. (Auteur Wilfried DJOMATCHOUA)

◆ Interprétation

L'analyse détaillée des concentrations des anions (nitrate, sulfate, chlorure) et des cations (sodium, potassium, calcium et magnésium) majeurs mesurées dans les échantillons d'eau prélevés à Mawana, couplée à leur distribution spatio-temporelle visualisée en 2D dans *Qgis*, nous indiquent que **la composition chimique des eaux de Mawana est très peu affectée par les activités anthropiques**, et qu'elle est le résultat des **processus climatiques, géochimiques et biologiques naturelles locale**. En effet, les processus tels que **l'altération chimique des roches, l'évaporation des eaux, les échanges ioniques, la décompositions des matières organiques** (restes d'animaux morts, matières fécales d'animaux, débris des végétaux), et **les activités biologiques** (nitrification), constituent les principaux mécanismes qui contrôlent la composition chimique des eaux de la réserve.

Ces processus mettent en évidence l'existence d'une relation directe entre le temps de résidence des eaux dans l'aquifère de *Dwyka tillite*, l'évaporation des eaux, la composition ionique de l'eau, la composition minéralogique des roches présentent à MGR, et la dynamique de son réseaux hydrographique comme le montre les simulations réalisées avec *Hydromodpy* (*fig.31 et 32*). Ainsi, en période de basse eau, les eaux coulent lentement, ce qui leur confèrent un temps de résidence plus long dans l'aquifère. Ce temps leur permet de dissoudre efficacement les minéraux des roches, enrichissant les eaux en ions dissous. En revanche en période de haute eau, les eaux coulent plus rapidement. Cette énergie cinétique favorise l'érosion mécanique, qui décompose les roches en éléments moins volumineux, facilitant leur ionisation lorsque les flux sont plus faibles : **effet du mélange des eaux, et effet saisonnier et des quantités**.

De plus, en observant minutieusement les variations spatio-temporelles des concentrations des ions dans *Qgis*, nous constatons que :

- (1) Les cours d'eau de Mawana drainent la nappe phréatique. En effet, Les concentrations ioniques plus élevées ont été mesurées dans les échantillons prélevées au niveau des points d'exfiltrations des eaux souterraines le long des rivières, et au niveau des installations domestiques (robinets), situées dans la zone fracturée de l'aquifère de *Dwyka tillite* (*fig.27, 45 et 46*). Une exception notable concerne les ions potassium (K^+), qui sont plutôt abondants au niveau des affluents (ruisseaux) de la rivière pérenne *Hlonyane* et des rivières tributaires *Mvuthwa* et *Mkhathali*.
- (2) En faisant une analyse comparative des concentrations des ions en solution dans les eaux de Mawana, de la solubilité des minéraux des formations rocheuses locales, et de leur résistance respective à l'altération chimique, nous pouvons penser que les eaux de la réserve ont probablement ruisselées sur la formation de **quartzite du groupe Pongola, les arénites et les schistes du groupe Dwyka**, dont une partie aurai probablement été exposée à l'« évaporation », ce qui explique les concentrations élevées en ions chlores et en ions sulfates. Ensuite, elles seraient infiltrées dans les

fractures de l'aquifère de *Dwyka tillite*, appartenant au **super groupe du Karoo**. Tout au long de ce voyage, les eaux de la réserve se sont enrichies en ions potassium (K^+), chlorure (Cl^-), sulfate (SO_4^{2-}), sodium (Na^+), calcium (Ca^{2+}), et magnésium (Mg^{2+}).

- (3) Les très faibles concentrations en ions potassiums (K^+) mesurées aux points d'échantillonnage, peuvent être le résultat de deux processus géochimiques : **l'altération chimique limitée des quartzites** du groupe *Pongola*, composées principalement de quartz métamorphisés, très résistant à l'érosion, ce qui limite l'ionisation du potassium dans l'eau. Et **la fixation des ions potassiums dans les argiles**, les rendant moins disponibles en solution.
- (4) Les concentrations élevées en ions sodiums (Na^+) peuvent s'expliquer par les échanges ioniques entre les minéraux du sol riche en silice et les ions dissous, combinée à l'altération chimique limitée des tillites, des arénites et des Hornfels, résistante à l'érosion. En effet, ces échanges ont principalement lieu durant la saison pluvieuse où les eaux de pluies ruissellent sur les formations du groupe *Dwyka*, *Ecca*, et *Pongola* avant de s'infiltrer à travers les fractures de l'aquifère de *Dwyka tillite*, enrichissant les eaux en ions sodiums.
- (5) Les faibles concentrations en ions ammoniums (NH_3^+) dans la réserve de Mawana, peuvent être attribuées à plusieurs facteurs :
 - **Le faible impact anthropique** : MGR est une réserve conservatrice de l'environnement où nous notons peu ou presque pas d'activités anthropiques, réduisant ainsi les apports extérieurs en ammonium.
 - **Son origine naturelle** : l'ammonium mesuré à Mawana peut provenir de la décomposition des matières organiques animale (matières fécales, reste d'animaux mort) et végétale (débris des végétaux).
 - **Les processus de nitrification** : l'ammonium présent dans les eaux de Mawana peut être rapidement réduites en nitrate par les bactéries aérobiques, réduisant ces concentrations dans l'eau.
- (6) Les concentrations en nitrates (NO_3^-) mesurées à Mawana peuvent provenir de deux sources, à savoir : les processus de nitrification et les rejets domestiques. Dans notre cas, la forte concentration en nitrates observée dans la rivière ***Hlonyane* (253 mg/l) (fig.45)**, peut probablement provenir des rejets domestiques et ou des effluents des fosses septiques non étanches ou défectueuses.
- (7) Les faibles concentrations en bromures (Br^-) dans les eaux de Mawana sont la preuve que ces eaux sont peu soumises à l'influence des eaux marines. En effet, les eaux douces comme celles qui coulent à Mawana sont naturellement pauvre en bromures, contrairement aux eaux marines qui contient des teneurs bien plus élevées.
- (8) À l'échelle du bassin versant, la chimie des eaux de Mawana est également influencée par la composition ionique des eaux provenant des réseaux de drainage

interconnectés à son réseau hydrographique, et par la nature géologique et la stratigraphie des roches sur lesquelles elles ont ruisselé, comme le montre la dynamique du réseau hydrographique simulée en 3D avec *Hydromodpy* (fig.31 et 32).

♦ Qualité de l'eau

La qualité de l'eau est évaluée en fonction de divers paramètres **physique** (le goût, l'odeur, la couleur, le TDS, l'électro-conductivité), **chimique** (la concentration des ions en solution, des métaux lourds), **biologique** (la présence de bactéries, virus, ou parasites), et **radiologiques de l'eau**, mais également, en fonction de son utilisation. En effet, cette évaluation permet de déterminer si l'eau est propre ou impropre à la consommation humaine et animale, à partir d'un certain nombre de critères basé sur des seuils de concentrations des particules dans l'eau. Cependant, comme il n'existe pas de normes de potabilités pour les animaux comme pour l'eau destinée à la consommation humaine, nous allons utiliser les critères de potabilités de l'eau pour la consommation humaine comme normes de références.

Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes référés à la norme nationale sud-africaine **SANS 241**^{68,70} pour la qualité de l'eau potable, actualisée en 2024^{69,71}. Cette norme est directement inspirée des recommandations de **l'Organisation mondiale de la santé (OMS)**⁷², et fixe des limites spécifiques pour tous les paramètres présentant un risque pour la santé de l'homme.

À cet effet, l'analyse des propriétés physiques et chimique des eaux échantillonnées dans la réserve, nous révèlent que :

- Les concentrations en anions majeurs sulfate (**SO₄²⁻**) et chlorure (**Cl⁻**) sont inférieures à **250mg/l**^{68,70,71,72}, respectant la limite recommandée par l'OMS pour éviter les effets laxatif et l'altération du goût de l'eau. Cependant, sur l'ensemble des points échantillonnés, les concentrations en ions nitrates (**NO₃⁻**) sont inférieurs à **50 mg/l**⁷⁰, sauf en un point, nécessitant une attention particulière pour identifier la source de la contamination ;
- Les concentrations en ions fluore (**F⁻**) et en ions sodiums (**Na⁺**) mesurées sont également inférieures au seuil standard recommandé, soit **1.5 mg/l** et **200 mg/L**^{68,70,72} respectivement, et ne présentent aucun risque pour la santé de l'homme.
- Les concentrations en ions ammoniums (**NH₄⁺**) sont généralement inférieurs au seuil de **0.3 mg/l**⁷², sauf dans les étangs et au niveau de la jonction de la rivière pérenne **Hlonyane** et de la rivière tributaire **Mvuthwa**, où elles oscillent autour de 0.4 mg/l, même si elles ne présentent pas de risques immédiats pour la santé humaine et des animaux ;

→ Les concentrations en ions calcium (Ca^{2+}) et magnésium (Mg^{2+}) inférieurs à **100 mg/l⁶⁹**, indiquent une eau douce avec une dureté peu perceptible.

→ Les valeurs de **TDS** et d'électro-conductivité (**EC**) influencées par les concentrations en ions majeurs et par le flux des cours d'eau, sont en dessous de **1000 mg/L** et **1500 $\mu\text{S/cm}$** respectivement^{72,73}. Bien que ces valeurs soient élevées, elles **demeurent acceptables** selon l'OMS. Cependant, elles peuvent influencer le goût, la couleur, l'odeur de l'eau, et peut être la santé de l'homme, car un TDS trop élevée traduit la présence des métaux lourds ;

Bien que les propriétés physiques et chimique des eaux échantillonnées de la réserve indiquent **une eau de qualité acceptable selon l'OMS⁷³**, **c'est-à-dire une eau ayant peu ou pas d'impact sur la santé de l'homme et des animaux**, nous recommandons d'effectuer une analyse supplémentaire, afin d'avoir une évaluation complète de la qualité des eaux de la réserve de Mawana. Celles-ci concernent :

- **Les analyses microbiologiques** pour la recherche des bactéries (coliformes fécaux), des virus, et des parasites (protozoaires) permettant de détecter une éventuelle contamination biologique ;
- **L'analyse des métaux lourds** (mercure, plomb, etc.) pouvant avoir des effets néfastes sur la santé de l'homme et des animaux.

V) DISCUSSIONS GÉNÉRALES

La méthodologie développée dans ce travail nous a permis de surmonter les défis liés à l'accessibilité à notre zone d'étude (densité du couvert végétal, faune de safari, etc.) et à la rareté des données exploitables, tout en évaluant de manière fiable et robuste les ressources en eau souterraines, permettant d'assurer un approvisionnement durable des animaux de la réserve.

Elle s'appuie sur **la télédétection** avec l'utilisation des données satellites à haute résolution spatiale et temporelle, tirées principalement de Google Earth Engine (GEE), Earth Explorer (EE), et du rapport de l'agence sud-africaine de gestion des ressources en eaux WR2012. Elle ne se limite pas qu'à la télédétection, mais s'appuie aussi sur les **SIG**, et **la modélisation hydrogéologique** avec *Hydromodpy* (simulation de la dynamique (extension et contraction) du réseau hydrographique), nous permettant d'évaluer la recharge effective de l'aquifère, et ces propriétés hydrauliques. En complément, **les analyses chimiques des échantillons d'eaux** prélevées *in situ*, nous offre une vue d'ensemble sur les processus hydrologiques, géomorphologiques et environnementaux qui influencent la recharge de l'aquifère, ainsi qu'une meilleure compréhension des interactions entre ces différents facteurs.

V.1) Télédétection

La télédétection, représentée en partie par le script de la recharge des eaux souterraines développé par **Guillaume Attard** (2021)²⁴ nous a permis d'estimer la recharge effective de l'aquifère non confinée de *Dwyka tillite*, et d'évaluer l'impact des changements climatiques sur la disponibilité spatiale et temporelle des ressources hydriques de Mawana. Il repose sur les équations de **Steenhuis et Van der Molen** (1986)²³, qui dérivent de la méthode du « **bilan en eau** », décrit par **Thornthwaite et Mather** (méthode T-M) (1955, 1957)²². Ce dernier montre que la recharge de l'aquifère est étroitement dépendante des conditions climatiques de surface (précipitations (P) et l'évapotranspiration potentielle PET), des propriétés du sol (sable, argile, et matières organique), et du couvert végétal, notamment, la profondeur racinaire (Zr), et le besoin en eau (p) des plantes.

A la différence de la méthode T-M qui est empirique et dépendante des données de terrain généralement limitées ou inexistantes, nous utilisons les données satellites. Cependant, en faisant tourner son script, et en comparant ces résultats à ceux que nous avons obtenu sur Excel, en onze points distincts pris dans et en dehors de notre zone d'étude, nous avons constaté trois faits marquants qui ont attiré notre attention, notamment :

(1) La résolutions spatiale et temporelle non conforme des données climatiques : 5500 m pour les données satellites de P, contre 500 m pour celles de PET.

(2) Les lacunes ou données manquantes de PET sur plusieurs jours de l'année.

(3) Et des erreurs significatives dans l'équation du calcul de la recharge, tant dans celle établie par Steenhuis et Van der Molen (1986)²³, que dans l'implémentation du script de Guillaume Attard (2021)²⁴.

Pour corriger ces différences non négligeables, nous avons eu recours :

- À la **discrétisation temporelle** : Du fait que les données satellite de P soient fournies quotidiennement, la discrétisation temporelle a été appliquée aux données de PET, grâce à une fonction qui convertit les données de PET agrégées sur huit jours en des données journalière, étant la moyenne des données agrégées. Elle nous permet d'obtenir une meilleure résolution temporelle de la recharge. En effet, en analysant les données climatiques à une fréquence mensuelle ou annuelle, nous avons constaté une atténuation significative des précipitations par l'amplitude de l'évapotranspiration potentielle, qui se traduit par de longues périodes sans recharge de l'aquifère. Chose qui ne reflète pas la réalité du terrain ;
- Au **rééchantillonnage spatial des données climatiques** : il a été appliqué aux données de P grâce à une fonction qui rééchantillonne par interpolation bilinéaire, ces données fournies initialement à une résolution spatiale de 5500 m, en des données ayant une résolution spatiale conforme à celle de PET, soit 500 m ;
- Au **remplissage des lacunes par la moyenne des images adjacentes** : l'analyse graphique des données de PET nous a permis d'identifier plusieurs jours de l'année sans données. Pour combler ces vides, nous avons développé une fonction qui **identifie et remplace ces vides par la moyenne des données de l'image suivante et précédente à celle manquante** ;
- Et en fin, à la **correction des erreurs** qui ont tendance à gonfler les valeurs de la recharge d'un ordre de grandeur (équation de Steenhuis et Van der Molen)²³ ou du même ordre de grandeur (script de Guillaume Attard)²⁴.

Ces découvertes nous ont permis d'affiner les calculs, et d'obtenir des cartes homogènes de la recharge sur toute la période d'intérêt 2000 – 2023 (*fig.21*). En convertissant les valeurs de la recharge obtenue durant l'été (période estivale) (*fig.22*) en des valeurs annuelles (*fig.29*), nous avons obtenu deux valeurs extrêmes : une valeur maximale de la recharge moyenne annuelle effective de **103 mm/an** représentative d'une période de précipitations abondante, et l'autre, minimale, représentative d'une sécheresse extrême, vaut **1 mm/an**. Cependant, étant donné que les équations mathématiques de Steenhuis et Van der Molen²³ n'intègrent pas les données sur la topographie, le ruissellement, et la géologie de la zone étudiée, **les valeurs de la recharge effective obtenues sur toute la période d'intérêt, constituent une surestimation de la recharge actuelle ou réelle.**

V.2) Modélisation hydrogéologique

D'un autre côté, la modélisation hydrogéologique réalisée avec *Hydromodpy* développé par Ronan Abherve *et al.* (2023)⁶¹, nous a permis de **caractériser les propriétés de l'aquifère de Dwyka tillite** (porosité effective (S_y), conductivité hydraulique (K), et l'épaisseur (e)), mais aussi, de **calibrer la valeur de sa recharge moyenne annuelle effective**, passant de **103 à 79 mm/an**, grâce à la dynamique du réseau hydrographique de Mawana simulée en 3D à partir du ratio adimensionnel entre la conductivité hydraulique (K) de l'aquifère et la recharge moyenne annuelle effective (R) des eaux souterraines. Ce ratio permet de trouver un équilibre entre les propriétés hydrauliques de l'aquifère et les conditions climatiques de surface, afin d'identifier le réseau de drainage optimal représentatif d'une période de précipitations abondantes ou haute eau ($R_{\text{calib}} = 79 \text{ mm/an}$) et de sécheresse extrême ou basse eau ($R_{\text{calib}} = 1 \text{ mm/an}$), de sorte que le système ne soit ni peu ou ni trop conducteur, ou ne comporte ni peu ou ni trop d'eau.

Il en ressort que :

- Les simulations réalisées en régime transitoire révèlent que le réseau hydrographique de Mawana draine la nappe phréatique en saison sèche (*fig. 31 et 32*) ;
- Durant les périodes de basses et hautes eaux simulées, les zones à haut potentiel en eau sont localisées dans les zones de bas niveau topographique, notamment les plaines (*fig. 36*) ;
- Le second critère de validité du régime permanent qui permet d'identifier automatiquement la simulation optimale représentative du réseau de drainage, est un « **indicateur objectif** », qui nous amène directement, quel qu'en soit le nombre de simulations réalisé à la solution optimale, sans avoir à la rechercher manuellement ;
- La moyenne des recharges annuelle effective estimée à partir du script de Guillaume Attard (2021) sur toute la période d'intérêt 2000 -2023, s'avère être une bonne approximation de la recharge moyenne annuelle effective de l'aquifère. Elle correspond à la valeur de la recharge calibrée avec *Hydromodpy* ($R_{\text{calib}} = 79 \text{ mm/an}$) (*cf. fig.32 et tableau 8 de l'annexe*) ;
- Bien que notre modèle intègre peu de données d'entrées (**caractère parcimonieux**), il parvient à caractériser de manière robustes les propriétés hydrauliques de l'aquifère de *Dwyka tillite* avec une meilleure précision (**d'un ordre de grandeur**), pour l'estimation de la conductivité hydraulique comparativement aux résultats du rapport WR2012⁶² ($K=T/e = 7.01 \text{ e-6 m/s}$). Celle-ci cadre avec la fourchette des valeurs typique de la conductivité hydraulique d'un aquifère de tillite fracturé généralement comprise entre **e-12 et e-7 m/s**⁶³. Ainsi, avec une épaisseur (e) de **165 m**, une porosité (S_y) d'**1%**,

et une conductivité hydraulique (K) de **5.08 e-7 m/s**, l'aquifère de *Dwyka tillite* reflète fidèlement la réalité du terrain et simule de façon optimale le réseau hydrographique observé, ainsi que sa dynamique en 3D tant en période de haute et basse eau ;

- Si les hypothèses relatives à l'aquifère de *Dwyka tillite* sont respectées (homogénéité, isotropie, épaisseur constante, etc.), alors les volumes d'eaux stockés dans l'aquifère de *Dwyka tillite* pourraient amplement suffire à subvenir durablement aux besoins en eau actuels et futures des animaux de la réserve. Cette couverture serait assurée par des systèmes de puits manuels ou des petits systèmes motorisés, voir une combinaison des deux⁶⁴, aussi bien en période de précipitations abondantes (haute eau) qu'en période de sécheresse extrême prolongée (basse eau) (*tab.4*).

V.3) Chimie de l'eau

En fin, les analyses chimiques (cations, anions et isotopes) des échantillons d'eau prélevés *in situ* durant les trois campagnes de terrain qui ont eu lieu en hiver 2023 et en été 2024, confirment nos hypothèses établies en amont, ainsi que les résultats obtenus. En effet, les analyses ioniques (cations et anions) et isotopiques ($\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$) des isotopes stables de l'atome oxygène (^{18}O) et de l'hydrogène (^2H) comparées à la ligne globale⁶⁶ et locale des eaux météoriques de Johannesburg⁶⁷, révèlent que :

- **Les valeurs négatives de $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$** indiquent que les eaux qui coulent à Mawana et celles qui sont stockées dans l'aquifère de *Dwyka tillite* sont **principalement d'origine météorique**, c'est-à-dire provenant des précipitations. Et que son réseau hydrographique draine la nappe d'eau souterraine, non pas uniquement en saison sèche comme l'a montré les simulations avec *Hydromodpy*, mais sur toute l'année hydrologique (été et hiver) ;
- Des similitudes ont été observées entre la composition isotopiques de l'eaux prélevée au niveau des installations domestiques (robinets) et celle des points d'intérêts où la nappe phréatique affleure le long des cours d'eau. Cette observation fournit une preuve solide supplémentaire sur le fait que les cours d'eau drainent l'aquifère. De plus, ces similitudes confirment l'existence d'une connexion entre la nappe phréatique et le réseau hydrographique de Mawana, probablement facilitée par des structures géologiques souterraines telles que les fractures et/ou les linéaments. En surface, ces structures sont principalement localisées le long des tronçons linéaires des cours d'eau locaux (*Hlonyane, Mkhathali, Mvuthwa*), validé en parallèle par les méthodes d'identification des linéaments, notamment : la **détection des contours** (filtre directionnel de **Sobel**) et la **combinaison colorée** ou combinaison en fausses couleurs des images **Landsat 8** (*fig.47*) ;

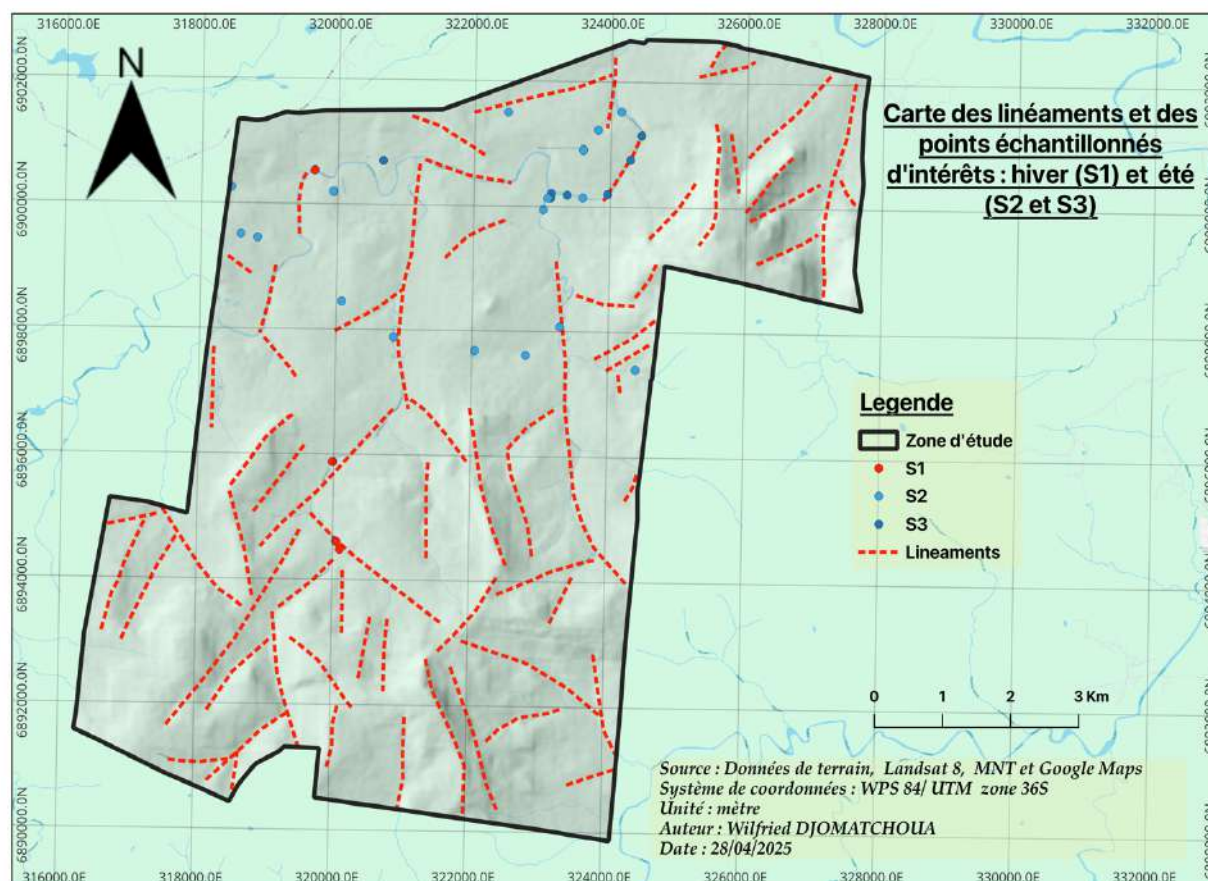


Figure 47 : Carte des linéaments et des points échantillonnés d'intérêts, obtenue grâce à l'analyse en fausses couleurs (ou combinaison colorée) et la détection des contours avec le filtre de Sobel. Cette représentation met en évidence l'interconnexion entre la nappe phréatique et le réseau hydrographique de Mawana, révélé par la présence des structures géologiques souterraines (fractures et ou linéaments). (Auteur Wilfried DJOMATCHOUA)

- **Le temps de résidence des eaux dans l'aquifère** influence énormément la composition ionique et isotopique des eaux. Plus les eaux demeurent longtemps dans l'aquifère (période de basse eau), plus elles altèrent les roches de la formation de *Dwyka*, et fournies des valeurs élevées de concentrations des ions dans l'eau. En revanche en haute eau, ce temps de résidence est plus court, et ces concentrations sont par conséquent plus faibles (effet saisonnier et des quantités, effet des mélanges) ;
- Les eaux de la réserve avec des concentrations en anions (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) et cations (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) majeures inférieures aux seuils de potabilités définis par la norme nationale **SANS 241**^{68,69,70,71}, sont globalement potables tant pour la consommation humaine que pour celle des animaux. De plus, La composition ionique de ces eaux est principalement influencée par les processus géochimiques et biologiques locaux propre à Mawana, ainsi que les apports à l'échelle du bassin versant, à travers les réseaux de drainage interconnectés à ceux de Mawana. L'impact des activités anthropiques sur la qualité de l'eau de Mawana demeure limité ou très faible. Toutefois, pour garantir la sécurité future des eaux de la réserve, nous recommandons des analyses chimiques complémentaires, ciblant la présence des coliformes et des métaux lourds.

CONCLUSION

En somme, Mawana est un safari d'une extrême beauté, retrouvé en Afrique du Sud dans une région particulièrement vulnérable aux effets des changements climatiques, qui impactent sur la disponibilité spatiale et temporelle des ressources hydriques, indispensables au bien-être de ces animaux. En effet, Il s'agit des sécheresses extrêmes fréquentes dont la plus ancienne enregistrée en Afrique du Sud remonte en 1982, et la plus récente en 2015. L'analyse graphique des données satellites de l'indice de végétation (**NDVI**), couplée à celles des précipitations (**CHIRPS**) et de l'évapotranspiration potentielle (**MODIS**) sur l'étendue de Mawana entre l'année 2000 et 2023 (*fig.8*), nous permet de faire le constat alarmant sur la fréquence de ces sécheresses extrêmes (2 ou 3 ans) accentuées par les phénomènes climatiques locaux (El niño, les cyclones tropicaux, les fortes températures durant l'été, etc.).

Pour répondre efficacement et durablement aux besoins en eau de la faune de Mawana, nous avons développé une approche innovante appropriée aux milieux humide et semi-aride, qui combine la télédétection représentée en partie par le script de la recharge des eaux souterraines développé par **Guillaume Attard** (2021)²⁴, la modélisation avec *Hydromodpy*, un modèle hydrogéologique développé par **Ronan Abherve et al.** (2023)⁶¹, et les campagnes de terrain, qui reposent sur l'analyse des propriétés physiques et chimique des échantillons d'eau prélevés *in situ*. Cette approche méthodique nous a permis de surmonter les défis liés à l'accessibilité de la zone étudiée, au manque de données exploitables au sol (station météo, données d'études préexistantes sur la zone d'intérêt, etc.), tout en fournissant des résultats robustes et fiables sur la recharge et les propriétés hydraulique de l'aquifère, permettant ainsi d'évaluer son potentiel en eau pour un approvisionnement durable des animaux du safari.

En effet, les résultats obtenus du calcul de la recharge effective de l'aquifère, de la modélisation, et de l'analyse chimique des échantillons d'eau prélevés *in situ*, concordent et s'alignent avec les méthodes hydrogéologiques usuelles employées en Afrique du Sud, notamment la méthode des processus hiérarchiques analytiques (AHP), en particulier sur **l'identification des zones potentielles en eau souterraine (fig.36)**, et présente également une **plus grande précision (un ordre de grandeur) sur l'estimation de la conductivité hydraulique de l'aquifère, comparativement aux résultats fournis par l'agence sud-africaine de gestion des ressources en eaux souterraines WR2012⁶² (5.08 e-7 contre 7.05 e-6 m/s)**. Cette valeur correspond aux valeurs typiques des aquifères de tillites fracturés comprises généralement entre (e-11 et e-7 m/s)⁶³. Ces résultats renforcent la validité de notre approche, faisant d'elle une solution innovante et une alternative aux méthodes usuelles telles que les tests de pompages, les tests géophysiques, les essais de traçage, les relevés piézométriques, etc.

En parallèle, notre méthodologie intégrée permet d'évaluer rapidement et efficacement les ressources hydriques en réponse à un besoin local, ponctuelle et durable, aussi bien adaptée aux milieux humides et semi-arides, qu'aux environnements difficilement accessibles et présentant des données exploitables limitées. Faisant d'elle une aide concrète pour la prise de décisions stratégiques telles que : **l'aménagement du territoire** à travers la délimitation

des zones de protections, afin d'éviter ou de restreindre les contaminations des sols et de la nappe phréatique dans les aquifères de roches dures et ceux non consolidés (sédimentaire) fracturées ou non. Mais aussi, une aide précieuse pour **la prévention des changements climatiques, la planification, et une gestion efficace et équitable des ressources hydriques** partout où le besoin se fera ressentir (crises humanitaire, catastrophes naturelles, etc.).

Cependant, bien que notre méthodologie soit performante, nous avons observé des différences significatives entre les simulations numériques et les observations de terrain. En effet, les simulations réalisées avec *Hydromodpy* nous présentent un **milieu homogène** marqué par une continuité des écoulements d'eau dans le réseau hydrographique du bassin versant en général, et dans celui de Mawana en particulier. Ces écoulements sont influencés en régime permanent par la **topographie** (MNT) et deux des trois propriétés de l'aquifère (**K** et **e**). Mais, aussi par la **porosité effective (S_y)** et le **temps de vidange (t) de l'aquifère** en régime transitoire : **isotropie de l'aquifère**. Tandis que la réalité du terrain présentée par les résultats des analyses de laboratoire et des images satellites (*Google Earth Pro*), montrent un **milieu hétérogène et anisotrope** marqué par une déconnection des cours d'eau de la surface topographique, des écoulement discontinus sur plusieurs mètres, des flux variables influencés par des dépôts sédimentaires perméables et des affleurements de tillites, et par des remontées ponctuelle des eaux souterraines régies par les pentes du terrain, les structures géologiques souterraines (fractures, linéaments), mais aussi, par le gradient hydraulique, qui drainent les eaux de la nappe vers les plaines (zones de bas niveau topographique).

Ces divergences non négligeables, soulignent la complexité du système hydrogéologique de Mawana, et la nécessité d'affiner notre approche pour mieux représenter la réalité du terrain. Par conséquent, pour perfectionner notre approche, nous proposons d'intégrer l'**hétérogénéité et l'anisotropie spatiale (en trois dimensions) de l'aquifère de Dwyka tillite** dans *Hydromodpy*, de **développer des stratégies d'échantillonnages adaptées aux contraintes du terrain telles que des échantillonnages à intervalles réguliers**, permettant d'améliorer la résolution spatiale et temporelle des données, et en fin, de tester et adapter notre approches à d'autres régions vulnérables (milieu semi-aride) ou présentant des conditions climatiques favorables (milieux humides), afin d'évaluer son applicabilité à l'échelle régionale ou continentale.

BIBLIOGRAPHIE :

- 1- Mwai, P. (2022, 18 avril). *Changement climatique : a-t-il causé les inondations meurtrières en Afrique du Sud ?* BBC News Afrique.
<https://www.bbc.com/afrique/region-61133930>
- 2- Organisation météorologique mondiale. (2021). *État du climat en Afrique 2020* (OMM-N° 1275).
https://library.wmo.int/viewer/55406/download?file=1275_fr.pdf&type=pdf&navigator=1
- 3- East Coast Radio. (2016, 17 mars). *KZN battu par un énorme orage*.<https://www.ecr.co.za/shows/east-coast-breakfast/pics-kzn-ruins-after-huge-thunderstorm/>
- 4- GEO. (2024, 18 avril). *La sécheresse en Afrique australe est davantage associée à El Niño qu'au changement climatique*. <https://www.geo.fr/environnement/la-secheresse-en-afrique-australe-est-davantage-associee-a-el-nino-qu-au-changement-climatique-219837>
- 5- BBC News Afrique. (2015, 30 novembre). *L'Afrique du Sud est aux prises avec la pire sécheresse en 30 ans*. <https://www.bbc.com/news/world-africa-34884135>
- 6- Inkawu Vervet Project. (2024, 18 avril). *Inkawu Vervet Project*.
<https://inkawuvervetproject.weebly.com>
- 7- Moyen, J.-F. (2008). *Géologie en Afrique du Sud : Géologie régionale et livret-guide, 25 octobre au 9 novembre 2008*. Université de Stellenbosch <http://jfmoyen.free.fr/IMG/pdf/livret-guide-r.pdf>.
- 8- Université de Rennes 1. *Afrique du Sud : Histoire géologique*. <https://capes-agreg-svt.univ-rennes1.fr/pages/ressourcespeda/RSA/RSAgeneralites.html>
- 9- Université du KwaZulu-Natal. (n.d.). *Musée d'éducation géologique*.<https://stec.ukzn.ac.za/GeologyEducationMuseum/KZNGeology/Introduction.aspx>
- 10- Kröner, A., & Hofmann, A. (Eds.). (2019). *The Archaean Geology of the Kaapvaal Craton, Southern Africa*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-78652-0>
- 11- Johnson, M. R., Van Vuuren, C. J., Hegenberger, W. F., Key, R., & Show, U. (1996). Stratigraphy of the Karoo Supergroup in southern Africa: an overview. *Journal of African Earth Sciences*, 23(1), 3-15. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(96\)00048-6](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(96)00048-6)
- 12- SMITH, R. M. H. A review of stratigraphy and sedimentary environments of the Karoo Basin of South Africa. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 1990, vol. 10, no 1-2, p. 117-137. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(90\)90050-0](https://doi.org/10.1016/0899-5362(90)90050-0)
- 13- Johnson, M. R., Van Vuuren, C. J., Hegenberger, W. F., Key, R., & Shoko, U. (1996). Stratigraphy of the Karoo Supergroup in southern Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 23(1), 3–15. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(96\)00048-6](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(96)00048-6)
- 14- Smith, R. M. H., Eriksson, P. G., & Botha, W. J. (1993). A review of the stratigraphy and sedimentary environments of the Karoo-aged basins of Southern Africa. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 16(1–2), 143–169. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(93\)90164-L](https://doi.org/10.1016/0899-5362(93)90164-L)
- 15- Université de Lausanne. (2025, 16 janvier). *Espèces et cultures au-delà de l'humain*. <https://www.unil.ch/news/fr/1737017182053>
- 16- Inkawu Vervet Project. (2023, 6 avril). *Vervet monkey research project by Uni. of Lausanne at Loziba*. Loziba Wildlife

- Reserve. <https://www.loziba.com/uncategorized/vervet-monkey-research-project-by-uni-of-lausanne-at-loziba/>.
- 17- Roussillon, J. (2016). Développement de méthodes innovantes de cartographie de l'occupation du sol à partir de séries temporelles d'images haute résolution visible (NDVI). *Mémoire présenté en vue d'obtenir le diplôme d'ingénieur cnam*. <https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-01339899>
 - 18- Traore, S. S., Dembele, S., Dembele, D., Diakite, N., & Diakite, C. H. (2022). Dynamique de l'occupation du sol et trajectoire du couvert végétal autour de trois sites miniers du Sud Mali entre 1988 et 2019. *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (Volume 17), 151-166. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.14565>
 - 19- Al Jazeera. (2015, 4 novembre). *South Africa in midst of 'epic drought'*. <https://www.aljazeera.com/news/2015/11/4/south-africa-in-midst-of-epic-drought>.
 - 20- Radiotélévision Suisse (RTS). (2015, 15 novembre). *La pire sécheresse depuis 30 ans touche l'Afrique du Sud*. <https://www.rts.ch/info/monde/7255047-la-pire-secheresse-depuis-30-ans-touche-lafrique-du-sud.html>. (Dernière consultation : 25/03/2025)
 - 21- Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology journal*, 10, 18-39. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0176-2>
 - 22- Thornthwaite, C. W., & Mather, J. R. (1957). Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. <https://udspace.udel.edu/handle/19716/35598>
 - 23- Steenhuis, T. S., & Van der Molen, W. H. (1986). The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. *Journal of hydrology*, 84(3-4), 221-229. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90124-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90124-1)
 - 24- Guillaume Attard (2021, 9 decembre). *Groundwater recharge estimation tutorial* [Code notebook]. Earth Engine Community Tutorials. <https://colab.research.google.com/github/google/earthengine-community/blob/master/tutorials/groundwater-recharge-estimation/index.ipynb#scrollTo=E9HR5eDhOXX7>
 - 25- Musy, A., & Soutter, M. (1991). *Physique du sol* (Vol. 6). EPFL Press. [https://books.google.ch/books?hl=fr&lr=&id=eGuqqoyF2bgC&oi=fnd&pg=PR9&dq=25-%09Musy,+A.,+%26+Soutter,+M.+\(1991\).+Physique+du+sol+\(Vol.+6\).+EPFL+Press.&ots=gmOTQ3agmu&sig=04qsLC7OywG_BDK0prqgGV7jsVI&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false](https://books.google.ch/books?hl=fr&lr=&id=eGuqqoyF2bgC&oi=fnd&pg=PR9&dq=25-%09Musy,+A.,+%26+Soutter,+M.+(1991).+Physique+du+sol+(Vol.+6).+EPFL+Press.&ots=gmOTQ3agmu&sig=04qsLC7OywG_BDK0prqgGV7jsVI&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false)
 - 26- Soutter, M., Mermoud, A., & Musy, A. (2007). *Ingénierie des eaux et du sol: Processus et aménagements*. EPFL Press. <https://doi.org/10.7202/038999ar>
 - 27- Black, P. E. (2007). Revisiting the Thornthwaite and Mather water balance 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 43(6), 1604-1605. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00132.x>
 - 28- Mammoliti, E., Fronzi, D., Mancini, A., Valigi, D., & Tazioli, A. (2021). WaterbalANce, a WebApp for Thornthwaite–Mather Water Balance Computation: comparison of

- applications in two European watersheds. *Hydrology*, 8(1), 34.
<https://doi.org/10.3390/hydrology8010034>
- 29- Nugroho, A. R., Tamagawa, I., Riandraswari, A., & Febrianti, T. (2019). Thornthwaite-Mather water balance analysis in Tambakbayan watershed, Yogyakarta, Indonesia. In *MATEC Web of Conferences* (Vol. 280, p. 05007). EDP Sciences.
<https://doi.org/10.1051/mateconf/201928005007>
- 30- Hendrayana, H., Widyastuti, M., Riyanto, I. A., Nuha, A., Widasmar, M. Y., Ismayuni, N., & Rachmi, I. N. (2021, October). Thornthwaite and Mather water balance method in Indonesian Tropical Area. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 851, No. 1, p. 012011). IOP Publishing. DOI 10.1088/1755-1315/851/1/012011
- 31- Sishu, F. K., Tilahun, S. A., Schmitter, P., & Steenhuis, T. S. (2024). Revisiting the Thornthwaite Mather procedure for baseflow and groundwater storage predictions in sloping and mountainous regions. *Journal of Hydrology X*, 24, 100179.
<https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2024.100179>
- 32- de Oliveira Aparecido, L. E., De Meneses, K. C., Lorençone, P. A., Lorençone, J. A., Moraes, J. R. D. S. C. D., & de Souza Rolim, G. (2023). Climate classification by Thornthwaite (1948) humidity index in future scenarios for Maranhão State, Brazil. *Environment, Development and Sustainability*, 25(1), 855-878.
<https://doi.org/10.1007/s10668-021-02082-9>
- 33- Lerner, D. N. (1997). Too much or too little: recharge in urban areas. In *Groundwater in the urban environment* (pp. 41-47).
- 34- Esri. (n.d.). *Water Balance App*. ArcGIS Living Atlas
<https://livingatlas.arcgis.com/waterbalance/>
- 35- Mau, D. P., & Winter, T. C. (1997). Estimating ground-water recharge from streamflow hydrographs for a small mountain watershed in a temperate humid climate, New Hampshire, USA. *Groundwater*, 35(2), 291-304. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1997.tb00086.x>
- 36- Hughes, A., Mansour, M., Ward, R., Kieboom, N., Allen, S., Secombe, D., ... & Prudhomme, C. (2021). The impact of climate change on groundwater recharge: National-scale assessment for the British mainland. *Journal of Hydrology*, 598, 126336.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126336>
- 37- Hyman-Rabeller, K. A., & Loheide, S. P. (2023). Drivers of variation in winter and spring groundwater recharge: Impacts of midwinter melt events and subsequent freezeback. *Water Resources Research*, 59(1), e2022WR032733.
<https://doi.org/10.1029/2022WR032733>
- 38- Ala-Aho, P., Autio, A., Bhattacharjee, J., Isokangas, E., Kujala, K., Marttila, H., ... & Kløve, B. (2021). What conditions favor the influence of seasonally frozen ground on hydrological partitioning? A systematic review. *Environmental Research Letters*, 16(4), 043008. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abe82c>

- 39- Trabucco, A., & Zomer, R. (2018). Global aridity index and potential evapotranspiration (ETO) climate database v2. <https://doi.org/10.6084/m9.figshare.7504448.v3>
- 40- Yang, Y., Donohue, R. J., & McVicar, T. R. (2016). Global estimation of effective plant rooting depth: Implications for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 52(10), 8260-8276. <https://doi.org/10.1002/2016WR019392>
- 41- Kleidon, A., & Heimann, M. (1998). A method of determining rooting depth from a terrestrial biosphere model and its impacts on the global water and carbon cycle. *Global Change Biology*, 4(3), 275-286. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.1998.00152.x>
- 42- Mermoud, A. (2006). Cours de physique du sol. *Note de cours, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, France*. <https://www.epfl.ch/labs/echo/wp-content/uploads/2018/07/03-Etat-de-leau-du-sol-1.pdf>
- 43- Winter T.C., Harvey J.W., Franke O.L. (1998) - *Ground Water and Surface Water A Single Resource. U.S. Geological Survey Circular 1139, Denver, Colorado*. <https://doi.org/10.3133/cir1139>
- 44- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). FAO Irrigation and drainage paper No. 56. Rome: food and agriculture organization of the United Nations, 56(97), e156. <http://www.climasouth.eu/sites/default/files/FAO%2056.pdf>
- 45- Hudson, B. D. (1994). Soil organic matter and available water capacity. *Journal of soil and water conservation*, 49(2), 189-194. <https://doi.org/10.1080/00224561.1994.12456850>
- 46- Klute, A. (1986). Water retention: laboratory methods. *Methods of soil analysis: part 1 physical and mineralogical methods*, 5, 635-662. <https://doi.org/10.2136/sssabookser5.1.2ed.c26>
- 47- Tanji, KK 1990 . *Évaluation et gestion de la salinité agricole* . ASCE, New York . DOI:[10.1061/9780784411698](https://doi.org/10.1061/9780784411698)
- 48- Gijsman, A. J., Jagtap, S. S., & Jones, J. W. (2002). Wading through a swamp of complete confusion: how to choose a method for estimating soil water retention parameters for crop models. *European Journal of Agronomy*, 18(1-2), 77-106. [https://doi.org/10.1016/S1161-0301\(02\)00098-9](https://doi.org/10.1016/S1161-0301(02)00098-9)
- 49- Kern, J. S. (1995). Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Science Society of America Journal*, 59(4), 1134-1141. <https://doi.org/10.2136/sssaj1995.03615995005900040027x> ;
- 50- Saxton, K. E., Rawls, W., Romberger, J. S., & Papendick, R. I. (1986). *Estimating generalized soil-water characteristics from texture. Soil science society of America Journal*, 50(4), 1031-1036. <https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000040039x>
- 51- *Personnel de l'enquête sur les sols. 2004. Données nationales de caractérisation des sols. NRCS National Soil Survey Center, Lincoln, NE*

- 52- Williams, J. , Prebble, RE , Williams, WT , et Hignett, CT L'influence de la texture, de la structure et de la minéralogie de l'argile sur les caractéristiques d'humidité du sol . *Aust. J. Soil Res* . 1983 **21** 15 – 32 . <https://doi.org/10.1071/SR9830015>
- 53- Budyko, M. I., & Miller, D. H. (1974). Climate and life.
https://ia902207.us.archive.org/34/items/in.ernet.dli.2015.119978/2015.119978.Climate-And-Life.pdf?utm_source=chatgpt.com
- 54- Liang, W., Bai, D., Wang, F., Fu, B., Yan, J., Wang, S., ... & Feng, M. (2015). Quantifying the impacts of climate change and ecological restoration on streamflow changes based on a Budyko hydrological model in China's Loess Plateau. *Water Resources Research*, 51(8), 6500-6519. <https://doi.org/10.1002/2014WR016589>
- 55- McVicar, T. R., Roderick, M. L., Donohue, R. J., & Van Niel, T. G. (2012). Less bluster ahead? Ecohydrological implications of global trends of terrestrial near-surface wind speeds. *Ecohydrology*, 5(4), 381-388. <https://doi.org/10.1002/eco.1298>
- 56- Roderick, M. L., & Farquhar, G. D. (2011). A simple framework for relating variations in runoff to variations in climatic conditions and catchment properties. *Water Resources Research*, 47(12). <https://doi.org/10.1029/2010WR009826>
- 57- Lerner, D. N., Issar, A. S., & Simmers, I. (1990). Groundwater recharge. *A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge. International Contributions to Hydrogeology. International Association of Hydrogeologists*, 8.
<https://doi.org/10.1002/gj.3350270217>
- 58- 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. *Journal of African Earth Sciences*, 193, 104571.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104571>
- 59- Worthington, S. R., & Smart, C. C. (2003). Empirical determination of tracer mass for sink to spring tests in karst. In *Sinkholes and the engineering and environmental impacts of karst* (pp. 287-298). [https://doi.org/10.1061/40698\(2003\)26](https://doi.org/10.1061/40698(2003)26)
- 60- Saxton, K. E., & Rawls, W. J. (2006). Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil science society of America Journal*, 70(5), 1569-1578. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0117>
- 61- Abhervé, R., Gauvain, A., Roques, C., Longuevergne, L., Louaisil, S., Aquilina, L., & de Dreuz, J. R. (2022). Calibration of groundwater seepage on the spatial distribution of the stream network to assess catchment-scale hydraulic conductivity. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2022, 1-26. <https://doi.org/10.5194/hess-27-3221-2023>
- 62- Water Resources WR2012. (2012). <https://waterresourceswr2012.co.za/resource-centre/>
- 63- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Chapitre 4 : Géologie des eaux souterraines* (M. Bakalowicz, Trad.). Dans *Groundwater* (Édition en ligne multilingue). The Groundwater Project. <https://fc79.gw-project.org/francais/chapitre-4/>
- 64- Scherrer, C., Schweitzer, R., Bünzli, M. A., & Milnes, E. (2021). Rapid groundwater potential mapping in humanitarian contexts: improving borehole implementation in

basement environments. *Hydrogeology Journal*, 29(6), 2033-2051.

<https://doi.org/10.1007/s10040-021-02352-w>

- 65- U.S. Geological Survey. *Reston Stable Isotope Laboratory: Reference Materials and Calibration Services*. <https://www.usgs.gov/labs/reston-stable-isotope-laboratory/reference-materials-and-calibration-services>
- 66- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702-1703. DOI: [10.1126/science.133.3465.1702](https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702)
- 67- Leketa, K., Abiye, T., & Butler, M. (2018). Characterisation of groundwater recharge conditions and flow mechanisms in bedrock aquifers of the Johannesburg area, South Africa. *Environmental Earth Sciences*, 77(21), 727. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7911-7>
- 68- South African Bureau of Standards. (2015). *SANS 241:2015 – Drinking Water Specification*. <https://integrallabs.co.za/wp-content/uploads/2022/04/SANS241-Drinking-Water-Specifications.pdf>
- 69- Organisation mondiale de la Santé. (2017). *Lignes directrices pour la qualité de l'eau de boisson : Incorporant le premier et le deuxième additifs*. <https://iris.who.int/bitstream/handle/10665/258887/9789242549959-fre.pdf>
- 70- South African Bureau of Standards. (2022). *Draft South African Standard SANS 241ED7_TC147_DSS_1*.: https://gwd.org.za/sites/default/files/2022-05/SANS241ED7_TC147_DSS_1%20-%20draft%20May%202022.pdf
- 71- South African Bureau of Standards. (2024). *SANS 241:2024 – South African National Standard Drinking Water Quality*. [https://randwater.co.za/media/forums/presentations/South%20African%20National%20StandardDrinking%20Water%20Quality%20SANS%20241%20%202024\).pdf](https://randwater.co.za/media/forums/presentations/South%20African%20National%20StandardDrinking%20Water%20Quality%20SANS%20241%20%202024).pdf)
- 72- Lenntech. *Normes de l'OMS sur l'eau potable* <https://www.lenntech.fr/applications/potable/normes/normes-oms-eau-potable.htm>
- 73- Ingeau Academy. *Qualité de l'eau potable : comprendre les classes et les paramètres selon l'OMS*. <https://www.ingeauacademy.com/vos-articles/qualité-de-l-eau-potable-comprendre-les-classes-et-les-paramètres-selon-l-oms#:~:text=Les%20quatre%20classes%20d'eau,médiocre%20nécessitant%20un%20traitement%20complet>

RÉCONNAISSANCE DE L'INTELLIGENCE ARTIFICIELLE UTILISÉE DANS CETTE THÈSE DE MASTER

Dans le cadre de la rédaction de mon travail de Master et de son rendu final, j'ai eu recours à **ChatGPT-4o** ([OpenAI](#)) comme outil « **d'assistance linguistique** », afin de :

- Reformuler certaines phrases, d'améliorer leur clarté et leur fluidité sans toutefois altérer l'originalité de mes idées.
- Comme aide à la mise en forme de certaines références bibliographiques (livre, et liens) au format **APA 7** (standard universitaire).
- Je l'ai également utilisé de façon ponctuelle pour la rédaction de script de code

Toutefois, l'intégralité du contenu de cette thèse de Master, c'est-à-dire les recherches, les analyses, les interprétations et les conclusions proviennent de mon travail personnel sous la supervision de mes encadreurs. L'utilisation de cet outil ne remet en aucun cas en question **l'originalité** et **l'authenticité scientifique** de mon mémoire.

DOCUMENTS ANNEXES :

Années	Précipitations	PET	Indice d'aridité	NDVI
2000	929	1829.2	0.51	0.592
2001	811.3	1922.8	0.42	0.572
2002	606.9	1928.7	0.32	0.587
2003	550.3	1929.7	0.29	0.499
2004	719.2	1901	0.38	0.574
2005	681	1872.6	0.36	0.55
2006	1105.6	1805.4	0.61	0.571
2007	842.3	1944.5	0.43	0.533
2008	728.2	1850.5	0.39	0.51
2009	795	1847.8	0.43	0.572
2010	798	1903.5	0.42	0.541
2011	828.7	1851.4	0.45	0.591
2012	825.4	1908.5	0.43	0.57
2013	832.6	1866.2	0.45	0.556
2014	504.3	1942.3	0.26	0.513
2015	582.6	1942.1	0.30	0.432
2016	641.4	1874.4	0.34	0.452
2017	730.8	1890	0.39	0.548
2018	756.2	1908.4	0.40	0.566
2019	757.4	1955.6	0.39	0.497
2020	729.8	1918.7	0.38	0.555
2021	818.4	1867.6	0.44	0.607
2022	897.7	1824.9	0.49	0.644
2023	808.2	1830	0.44	0.618
Moyenne	761.7	1888.2	0.41	0.552

Tableau 6 : Tableau récapitulatif des valeurs annuelles des précipitations (P), de l'évapotranspiration annuelle (PET), de l'indice d'aridité (IA) entre l'année 2000 – 2023, ainsi que leurs valeurs moyennes (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA).

Données d'entrées	Source	Résolution	Date d'acquisition	Lien
MNT	SRTM 1 Arc Second-Global	30 m	11/03/ 2024	https://earthexplorer.usgs.gov
Épaisseur	WR2012	1000m	01/ 03/ 2024	https://waterresourceswr2012.co.za/resource-centre/
Transmissivité	WR2012	-	01/ 03/ 2024	https://waterresourceswr2012.co.za/resource-centre/
Réseaux de drainage observés	Google Maps	-	-	https://www.google.fr/maps/
Réseaux de drainage générés automatiquement	MNT	30 m	11/03/ 2024	https://earthexplorer.usgs.gov

Tableau 7 : Types, caractéristiques et sources des données utilisées pour la modélisation hydrogéologique avec Hydromodpy. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Date	Recharge potentielle [mm/7mois]	Recharge potentielle [mm/an]
2000-2001	107	54
2001-2002	43	21
2002-2003	1	1
2003-2004	53	27
2004-2005	64	32
2005-2006	119	60
2006-2007	94	47
2007-2008	108	54
2008-2009	34	17
2009-2010	74	37
2010-2011	75	38
2011-2012	74	37
2012-2013	90	45
2013-2014	113	57
2014-2015	34	17
2015-2016	34	17
2016-2017	37	19
2017-2018	41	20
2018-2019	67	34
2019-2020	51	26
2020-2021	207	103
2021-2022	136	68
2022-2023	158	79
Moyenne 2000-2023	79	

Tableau 8 : Tableau récapitulatif de la moyenne saisonnière et annuelle de la recharge effective à MGR pour la période d'intérêt allant de l'année 2000 à 2023. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Numéro	Date	Échantillon	Latitude(°)	Longitude (°)	Température [°C]	pH [-]	EC [µS/cm]	Oxygène dissout [mg/L]	Élévation [m]	Pression absolue [mmHg]	TDS [mg/L]
1	14.08.23	PB 1	-28.0082	31.1658	-	-	-	-	662	-	-
2	14.08.23	PB 2	-28.06289	31.16946	-	-	-	-	793	-	-
3	14.08.23	PB 3	-28.0618	31.169	-	-	-	-	790	-	-
4	14.08.23	PB 4	-28.05026	31.16839	-	-	-	-	753	-	-
5	20.02.24	01-PD	-27.9999	31.19476	21.6	8.25	547	0.03	650	709	359.4
6	20.02.24	02-PD	-27.9952	31.19958	24.8	7.58	228	0.03	629	710.3	148.6
7	20.02.24	03-PD	-28.0106	31.15339	22.8	7.35	311.3	0.04	701	704.4	211.2
8	20.02.24	04-PD	-28.0105	31.15339	24.5	7.54	214.4	0.03	703	705	140.7
9	20.02.24	05-WL	-28.0076	31.16544	23	7.09	105.3	0.04	668	707	710
10	20.02.24	06 RVp	-28.0082	31.16588	23.5	6.55	289.9	0.04	663	707.2	193.7

11	20.02.24	07-PD	-28.0054	31.20593	26.4	6.23	86.2	0.04	650	703.2	54.5
12	20.02.24	08-PD	-28.0178	31.15727	30.3	6.70	625	0.03	694	697.6	369
13	20.02.24	09-RVp	-28.0314	31.15429	28.1	7.15	312	0.03	693	698.5	191
14	21.02.24	10-ST	-28.0025	31.20817	24	Instable	518	0.03	628	707.3	347.8
15	21.02.24	11-PD	-28.0028	31.20785	-	-	-	-	632	-	-
16	21.02.24	12-RVp	-27.9999	31.21167	26.7	Instable	359.6	0.03	603	708.4	226.1
17	21.02.24	13-PD	-28	31.1708	-	-	-	-	706	-	-
18	22.02.24	14-BH2	-28.0112	31.16861	26.8	7.96	744	0.02	672	701.8	468
19	22.02.24	15-PD	-28.0271	31.1698	27.4	7.66	158	0.03	729	698.7	97
20	22.02.24	16-RVnp	-28.0323	31.17754	27.1	5.95	835	0.06	693	700.3	522
21	22.02.24	17-PD	-28.0342	31.18967	28.6	7.03	554	0.03	694	700	335.2
22	22.02.24	18-PD	-28.035	31.19724	28.6	7.03	554	0.03	694	700	335.2
23	22.02.24	19-RVnp	-28.0309	31.20238	30.6	6.82	955	0.02	670	702	560
24	22.02.24	20-PD	-28.0371	31.21365	-	-	215	-	719	-	-
25	22.02.24	21-PD	-28.0371	31.21365	33.1	5.19	550	0.02	708	697.6	312.3
26	22.02.24	22-PD	-28.0173	31.15475	33.8	5.88	506	0.03	714	697	281.6
27	23.02.24	23-RVp	-28.0123	31.20584	27.9	7.73	375	0.41	615	707	150.3
28	23.02.24	24-RVnp1	-28.0123	31.20063	30.4	8.39	963	0.85	626	706.7	568
29	23.02.24	24-RVnp2	-28.0139	31.19996	33.4	7.67	1080	0.6	632	705.8	611
30	23.02.24	25-BH3	-28.0051	31.20541	34.4	7.74	938	0.03	656	702	517
31	21.02.24	BH1	-28.0152	31.17762	-	-	-	-	673	-	-
32	22.02.24	BH4	-28.0375	31.21361	-	-	-	-	716	-	-
33	23.02.24	BH5	-28.0248	31.15441	-	-	-	-	710	-	-
34	08.04.24	RVp	-28.0068	31.17607	20	7.76	258.2	0.04	747	712	185.4
35	08.04.24	RVp	-28.0033	31.21465	20.3	8.28	262.3	0.04	608	711.7	187.1
36	09.04.24	RVp	-28.0116	31.20113	20.7	7.59	224	0.04	624	702	158.6
37	09.04.24	RVnp	-28.0123	31.20104	26.3	7.96	674	0.03	628	698.9	427.4
38	09.04.24	RVp	-28.0119	31.20351	-	-	-	-	620	-	-
39	09.04.24	Rvp	-28.0118	31.20953	-	-	-	-	615	-	-
40	10.04.24	RVp	-28.0068	31.21298	22.4	7.38	228.6	0.03	658	701.7	156.1
41	10.04.24	Robinet 1	-28.0113	31.16865	21.9	7.39	683	0.04	682	699.2	471
42	10.04.24	RVnp	-28.0502	31.16847	23.9	9.25	741	0.03	747	696.4	493
43	10.04.24	RVnp	-28.0617	31.16887	21.1	8.44	645	0.34	784	693.6	452.8
44	10.04.24	Robinet 2	-28.0054	31.20595	22.9	Instable	776	0.03	649	710.9	525

Tableau 9 : Fiche de terrain comportant l'ensembles des points d'intérêts observés et ou échantillonnés à Mawana Game Reserve durant l'hiver 2023 et l'été 2024. Les tirets noirs symbolisent respectivement les étangs secs et les endroits échantillonnés pour lesquels les propriétés physiques n'ont pas été relevés. Avec PD, WL, BH, ST, RVp, et RVnp respectivement les étangs, les sols humides, les puits de

forages, les ruisseaux, la rivière pérenne, et les rivières tributaires. RVnp1 et RVnp2 respectivement la jonction de la rivière tributaire Mvuthwa et Mkhathali avec la rivière pérenne Hlonyane. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Échantillon	Sodium [mg/L]	Ammonium [mg/L]	Potassium [mg/L]	Magnésium [mg/L]	Calcium [mg/L]
01-01	44.25	< 0.05	6.19	31.68	25.40
04-01	5.63	0.25	6.54	12.47	15.12
06-01	21.73	0.18	1.47	14.29	19.12
07-01	0.68	< 0.05	5.84	3.36	4.43
08-01	30.10	< 0.05	1.09	36.80	32.17
10-01	36.12	0.16	4.34	26.21	36.52
12-01	25.84	0.15	1.58	16.24	22.72
14-01	49.87	< 0.05	1.05	41.30	44.23
15-01	4.14	0.19	7.11	6.97	11.63
16-01	75.83	< 0.05	1.68	35.38	46.97
17-01	5.06	0.42	6.58	7.53	12.37
18-01	54.78	< 0.05	2.43	30.95	15.34
19-01	77.31	0.22	1.51	40.14	52.05
21-01	25.77	0.48	7.40	17.42	41.49
22-01	36.18	0.46	2.01	29.66	13.95
23-01	26.72	0.10	1.59	16.99	23.22
24-01	158.04	< 0.05	1.94	32.54	35.18
25-01	140.01	< 0.05	1.86	11.08	22.80
01-02	22.26	0.29	1.27	13.97	18.05
02-02	22.75	0.25	1.35	13.92	18.41
03-02	19.44	0.14	1.29	11.33	14.35
04-02	88.02	0.43	1.49	26.91	20.44
05-02	19.71	0.05	1.30	11.82	14.86
07-02	19.74	0.11	1.37	11.70	14.94
08-02	19.40	0.26	1.26	11.63	15.28
09-02	48.50	< 0.05	0.95	41.44	44.54
10-02	64.13	0.35	0.92	37.65	49.69
11-02	44.67	< 0.05	0.59	35.80	51.38
1_PB	139.37	< 0.05	2.10	44.50	26.19
2_PB	58.37	0.18	0.82	44.65	23.66
3_PB	95.79	< 0.05	0.96	41.19	20.34
4_PB	21.23	0.05	1.00	14.96	19.61

Tableau 10 : Résultats des analyses chimiques des cations effectuées au laboratoire du CHYN sur les échantillons d'eau prélevés à Mawana durant l'hiver 2023 et l'été 2024. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

Échantillon	Fluorure [mg/L]	Chlorure [mg/L]	Bromure [mg/L]	Nitrates [mg/L]	Phosphate [mg/L]	Sulfate [mg/L]
1_PB	0.92	122.64	< 0.2	3.08	< 0.4	32.59
2_PB	< 0.2	50.18	1.22	0.98	< 0.4	24.43
3_PB	0.60	65.67	< 0.2	< 0.2	< 0.4	24.58
4_PB	< 0.2	15.40	< 0.2	0.48	< 0.4	4.99
01-01	0.23	41.69	< 0.2	4.68	< 0.4	7.05
04-01	< 0.2	9.96	< 0.2	5.08	< 0.4	4.68
06-01	0.23	13.83	< 0.2	0.91	< 0.4	6.07
07-01	< 0.2	2.19	< 0.2	11.05	< 0.4	3.15
08-01	0.53	37.23	< 0.2	1.59	< 0.4	8.47
10-01	0.35	17.93	< 0.2	2.02	< 0.4	26.17
12-01	< 0.2	15.81	< 0.2	0.81	< 0.4	7.13
14-01	0.33	42.00	< 0.2	9.98	< 0.4	19.15
15-01	< 0.2	4.21	< 0.2	4.43	< 0.4	4.07
16-01	0.83	51.51	< 0.2	< 0.2	< 0.4	21.86
17-01	0.22	4.23	< 0.2	3.75	< 0.4	1.58
18-01	0.36	19.06	< 0.2	1.92	< 0.4	2.00
19-01	0.60	43.51	0.99	0.81	< 0.4	17.15
21-01	0.33	18.49	< 0.2	6.11	0.26	10.25
22-01	0.20	31.03	< 0.2	3.79	< 0.4	6.42
23-01	< 0.2	16.74	< 0.2	0.38	< 0.4	6.64
24-01	0.89	129.95	2.08	1.99	< 0.4	17.72
25-01	0.90	69.46	< 0.2	1.07	< 0.4	13.68
01-02	0.25	14.75	< 0.2	3.58	< 0.4	4.43
02-02	< 0.2	15.11	< 0.2	253.18	< 0.4	5.18
03-02	< 0.2	13.59	< 0.2	1.08	< 0.4	4.14
04-02	0.75	53.73	< 0.2	3.97	< 0.4	15.17
05-02	0.20	12.71	< 0.2	0.53	< 0.4	4.21
06-02	< 0.2	12.63	< 0.2	0.81	< 0.4	4.24
07-02	< 0.2	14.12	< 0.2	10.99	< 0.4	4.54
08-02	0.58	41.23	< 0.2	9.10	< 0.4	19.02
09-02	0.79	45.30	< 0.2	8.01	< 0.4	19.72
10-02	0.98	69.87	< 0.2	1.24	< 0.4	13.53
11-02	0.49	38.91	< 0.2	13.76	< 0.4	21.49

Tableau 11 : Résultats des analyses chimiques des anions effectuées au laboratoire du CHYN sur les échantillons d'eau prélevés à Mawana durant l'hiver 2023 et l'été 2024. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)

	Isotopes		Coordonnées		
Échantillon	‰18O	‰2H	Latitude	Longitude	Altitude [m]
1 PB	1.93	8.10	S 28°0'29.52"	E 31°9'56.88"	662
2PB	-1.59	-5.51	S 28°3'46.404"	E 31°10'10.056"	793
3 PB	-1.12	-3.80	S 28°3'42.48"	E 31°10'8.4"	790
4 PB	-1.33	-3.23	S 28°3'0.936"	E 31°10'6.204"	753
01_01	3.51	20.18	S 27°59'59.50644"	E 31°11'41.141040"	650
04_01	1.91	12.81	S 28°0'37.96490"	E 31°9'12.21930"	703
06_01	-1.80	-3.66	S 28°0'29.38370"	E 31°9'57.15120"	663
07_01	1.60	17.67	S 28°0'19.34960"	E 31°12'21.35050"	650
08_01	0.64	3.76	S 28°1'4.25060"	E 31°9'26.18670"	694
10_01	-2.09	-4.90	S 28°0'8.89100"	E 31°12'29.20470"	628
12_01	-1.61	-3.91	S 27°59'59.49070"	E 31°12'41.99550"	603
14_01	-2.19	-8.89	S 28°0'40.49120"	E 31°10'6.97800"	672
15_01	1.62	13.90	S 28°1'37.59200"	E 31°10'11.27790"	729
16_01	-1.30	-2.53	S 28°1'56.17880"	E 31°10'39.13920"	693
17_01	4.60	22.93	S 28°2'3.28440"	E 31°11'22.80620"	694
18_01	2.81	15.68	S 28°2'5.86390"	E 31°11'50.07880"	694

19_01	-0.95	-1.19	S 28°1'51.06890"	E 31°12'8.55710"	670
20_01	-1.21	0.12	S 28°2'13.59990"	E 31°12'49.15180"	719
22_01	2.63	13.61	S 28°1'2.29420"	E 31°9'17.09930"	714
23_01	-1.38	-2.45	S 28°0'44.176680"	E 31°12'21.032640"	615
wilfried_24-01	-0.41	1.51	S 28°0'44.17600"	E 31°12'2.25770"	626
wilfried_25-01	-3.02	-14.20	S 28°0'50.18880"	E 31°11'59.86780"	656
wilfried_01-02	-1.68	-3.44	S 28° 0' 24.55"	E 31° 10' 33.85"	747
wilfried_02-02	-1.69	-3.30	S 28° 0' 11.95"	E 31° 12' 52.74"	608
wilfried_03-02	-1.98	-3.96	S 28° 0' 41.78"	E 31° 12' 4.09"	624
wilfried_04-02	-0.56	1.72	S 28° 0' 44.17"	E 31° 12' 3.76"	628
wilfried_05-02	-2.20	-5.40	S 28° 0' 42.66"	E 31° 12' 12.66"	620
wilfried_06-02	-2.13	-5.27	S 28° 0' 42.44"	E 31° 12' 34.32"	615
wilfried_07-02	-2.02	-5.56	S 28° 0' 24.58"	E 31° 12' 46.74"	658
wilfried_08-02	-2.24	-8.85	S 28° 0' 40.49"	E 31° 10' 7.13"	682
wilfried_09-02	-1.95	-7.27	S 28° 3' 0.88"	E 31° 10' 6.48"	747
wilfried_10-02	-2.14	-7.07	S 28° 3' 42.23"	E 31° 10' 7.93"	784
wilfried_11-02	-3.14	-14.98	S 28° 0'19.31"	E 31° 12' 21.44"	649

Tableau 12 : Résultats des analyses isotopiques effectuées au laboratoire du CHYN sur les échantillons d'eau prélevés à Mawana durant l'hiver 2023 et l'été 2024. (Auteur : Wilfried DJOMATCHOUA)