

Faculté des bioingénieurs

Quel est l'impact de la reforestation sur l'équilibre des ressources en eau du sol ?

**Un cas d'étude dans la Forêt Atlantique
Brésilienne, à São Francisco Xavier, État de São
Paulo**

Auteur : Basile Delvoie

Promoteur·rices : Mathieu Javaux, Laura Borma

Lecteurs : Charles Bielders, Xavier Draye

Année académique 2022-2023

Intitulé du master et de la finalité : Master [120] : Bioingénieur en sciences et technologies de l'environnement, à finalité spécialisée, orientation Ressources en eau et en sol

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont participé à la bonne réalisation de ce mémoire. Leurs conseils et leur soutien ont grandement facilité l'aboutissement de ce travail.

J'aimerais dans un premier exprimer toute ma reconnaissance à mon promoteur principal Mathieu Javaux pour m'avoir présenté ce projet et convaincu de m'y investir et pour son aide toute au long de la réalisation de celui-ci. Sa disponibilité, ses nombreux conseils, et sa confiance m'ont permis d'avancer dans les meilleures conditions. Je le remercie pour le temps qu'il m'a accordé. J'ai beaucoup appris à ses côtés et ses analyses et remarques m'ont permis de réfléchir toujours plus loin et d'améliorer la qualité de ce travail.

Je tiens également à exprimer ma gratitude à ma co-promotrice brésilienne Laura Borma, sans qui ce mémoire n'aurait pu voir le jour. Je la remercie particulièrement pour son accueil chaleureux et le temps qu'elle m'a accordé aussi bien lors de mon voyage au Brésil que lors de mon travail en Belgique.

Je remercie aussi la fondation Eurofins pour leur confiance et pour avoir financé cette mission sur le terrain, sans laquelle ce mémoire n'aurait pas pu être possible.

Je remercie également les différent.e.s chercheur.e.s du laboratoire de Laura Borma au sein de la division « impacts, adaptations et vulnérabilités » de l'INPE. En particulier, je tiens à remercier Breno Pupin pour sa bienveillance, ses explications et son aide sur le terrain et en laboratoire, Rafael Pinheiro pour sa gentillesse et sa patience, Manuel Cardoso pour ses conseils et son aide, Dione Ventura pour son accueil et ses explications sur le terrain, et Daniel Meneghetti pour son expertise en laboratoire. Malgré la différence de langue, leur accueil a rendu mon séjour de terrain très agréable et enrichissant.

Je voudrais également remercier les différent.e.s chercheur.e.s de l'Earth and Life Institute de l'UCLouvain qui m'ont apporté leur aide durant la réalisation de ce mémoire. Je remercie pour cela tous les membres du groupe « Soil and Plant Hydraulics » dirigé par le professeur Mathieu Javaux pour leurs conseils hebdomadaires, et en particulier Andrea Cecere et Louis Delval pour leur aide en matière de code. Je remercie également Baptiste Delhez pour ses nombreux conseils et son expertise sur la télédétection des forêts, et Pierre Houdmont pour le temps qu'il m'a consacré pour SenET.

J'aimerais également remercier Charles Biolders et Xavier Draye pour avoir accepté d'être les lecteurs de ce mémoire et pour l'intérêt qu'ils y portent.

Enfin, j'aimerais remercier sincèrement ma famille, ma copine et mes amis pour leur soutien inconditionnel au quotidien.

TABLE DES MATIERES

I. INTRODUCTION.....	1
II. CONTEXTE DE L'ETUDE	5
1. Climat	5
2. Géologie et pédologie	6
3. Végétation	8
III. ÉTAT DE L'ART	9
1. Cycle de l'eau en zone forestière	9
2. Impact de la forêt sur le cycle de l'eau	10
2.1. Impact de la forêt sur la conductivité hydraulique du sol ($K(h)$)	10
2.2. Impact de la forêt sur la rétention d'eau ($\theta(h)$)	12
2.3. Impact de la forêt sur l'évapotranspiration (ET)	13
3. Dynamique du cycle de l'eau lors de changements de couverture	15
3.1. Dynamique de la déforestation	15
3.2. Dynamique de la reforestation	16
IV. OBJECTIFS	19
V. MATERIEL ET METHODES	20
1. Présentation des parcelles d'étude.....	20
2. Données météorologiques	21
2.1. Stations utilisées.....	21
2.2. Calcul de l'évapotranspiration de référence.....	22
3. Données de sol.....	23
3.1. Texture, couleur et masse volumique apparente	23
3.2. Teneur en eau volumique	24
3.3. Potentiel matriciel	24
3.4. Courbes de rétention	25
3.5. Courbes de conductivité hydraulique	27
4. Données végétation	29
4.1. Distribution racinaire.....	29
4.2. Évapotranspiration potentielle et réelle	29
5. Modélisation des flux d'eau	31
5.1. Présentation Hydrus-1D	31
5.2. Données nécessaires et méthodologie de modélisation inverse	31
5.3. Résultats possibles	35

VI. RESULTATS ET DISCUSSIONS.....	37
1. Données récoltées.....	37
1.1. Données météorologiques	37
1.2. Données de sol	38
A) <i>Masse volumique apparente</i>	38
B) <i>Texture et couleur</i>	39
C) <i>Teneur en eau</i>	40
D) <i>Potentiel matriciel</i>	41
E) <i>Courbes de rétention</i>	42
F) <i>Courbes de conductivité</i>	43
1.3. Données végétation	43
A) <i>Distribution racinaire</i>	43
B) <i>Évapotranspiration potentielle et réelle</i>	44
2. Modélisation inverse et analyse de sensibilité	45
2.1. Modélisation inverse	45
A) <i>Analyse de scénarios</i>	45
B) <i>Paramètres optimisés</i>	46
C) <i>Résultats de la modélisation inverse</i>	47
2.2. Analyse de sensibilité	48
A) <i>Sensibilité au K_c</i>	48
B) <i>Sensibilité aux propriétés de stress hydriques</i>	50
2.3. Performance des modèles obtenus	52
3. Résultats du modèle.....	55
3.1. Caractérisation des propriétés hydrauliques	55
3.2. Caractérisation des flux entrants et sortants	56
3.3. Dynamique de la prise d'eau et du stress hydrique	60
4. Perspectives et recommandations.....	64
VII. CONCLUSION.....	65
BIBLIOGRAPHIE	68
ANNEXES.....	77
Annexe 1 : Corrélation entre humidité relative observée et prédite et série temporelle de l'humidité relative comblée	77
Annexe 2 : Equation de Penman-Monteith détaillée pour le calcul de l'évapotranspiration de référence horaire	78
Annexe 3 : Séries temporelles des précipitations horaires mesurées et des évapotranspirations de référence horaires calculées.....	80
Annexe 4 : Profils de masse volumique apparente avec l'ensemble des données disponibles.....	81
Annexe 5 : Courbes de rétention avec l'ensemble des données disponibles	82
Annexe 6 : Courbes de conductivité avec l'ensemble des données disponibles	84
Annexe 7 : Analyse de sensibilité au K_c	86
Annexe 8 : Analyse de sensibilité aux paramètres de Feddes	88

Annexe 9 : Graphiques de performance de prédiction des teneurs en eau et des potentiels pour les scénarios donnant les meilleurs R^2	90
Annexe 10 : Séries temporelles des teneurs en eau et des potentiels observés et prédits	91
Annexe 11 : Paramètres des courbes de rétention et de conductivité avant (HypropFit) et après optimisation par Hydrus.....	93
Annexe 12 : Graphiques des flux cumulés mensuels et de l'évolution mensuelle du stock d'eau du sol pour les scénarios donnant les meilleurs R^2	94

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1 - CARTE DU BRESIL PRESENTANT L'ETAT DE SÃO PAULO (EN BLANC), L'ETENDUE DU DOMAINE DE LA FORET ATLANTIQUE (EN VERT), LA VILLE DE SÃO JOSE DOS CAMPOS (EN ROUGE) ET LA ZONE D'ETUDE (EN JAUNE).	4
FIGURE 2 - GRAPHE DES MOYENNES MENSUELLES DES PRECIPITATIONS (BLEU) ET DES TEMPERATURES MOYENNES (ORANGE), MINIMALES (JAUNE), ET MAXIMALES (ROUGE), 1991-2020, ETAT DE SAO PAULO, BRESIL (HARRIS ET AL., 2020).	5
FIGURE 3 - EVOLUTION DES TEMPERATURES MOYENNES ANNUELLES OBSERVEES, DE 1901 A 2021, DANS L'ETAT DE SAO PAULO, BRESIL (HARRIS ET AL., 2020).	6
FIGURE 4 - CARTE DE LA CLASSIFICATION BRESILIENNE DES SOLS DE L'ETAT DE SAO PAULO TRADUITE EN CLASSIFICATION WRB (EMBRAPA, 1999).	7
FIGURE 5 - CARTE DES TYPES DE COUVERTS VEGETAUX DANS L'ETAT DE SAO PAULO (IBGE, 1992).	8
FIGURE 6 - SCHEMA DU CYCLE DE L'EAU EN ZONE FORESTIERE PRESENTANT SES DIFFERENTS FLUX : PRECIPITATIONS (P), EVAPOTRANSPIRATION REELLE (ETR), EVAPORATION (E), INFILTRATION (I), RUISSELLEMENT ENTRANT (RIN), RUISSELLEMENT SORTANT (ROUT), PRISE D'EAU PAR LES RACINES (RWU), DRAINAGE (D), ET REMONTEE CAPILLAIRE (C _R). LA ZONE BRUNE REPRESENT LA PARTIE NON SATURÉE DU SOL, TANDIS QUE LA ZONE BLEUE REPRESENT L'AQUIFERE POTENTIELLEMENT PRESENT EN PROFONDEUR. LA PARTIE DROITE DU SCHEMA REPRESENT UNE VISION SIMPLIFIEE DE L'EXTREMITÉ DU CYCLE. L'EAU FINI PAR SE RETROUVER DANS UN PLAN D'EAU OU ELLE SERA EVAPOREE.	9
FIGURE 7 - DISTRIBUTION VERTICALE DU STOCK D'EAU DU SOL (SWS) SUR TERRAIN NU (BARE LAND) ET SUR DES FORETS REGENEREES D'AGES DIFFERENTS (STAND AGE). FC INDIQUE LA TENEUR EN EAU A LA CAPACITE AU CHAMP (-33kPa). CES RESULTATS ONT ETE OBTENUS SUR UNE PLANTATION DE P. SYLVESTRIS SUR UN SOL SABLEUX EN CLIMAT SEMI-ARIDE AU NORD DE LA CHINE (HUANG ET AL., 2021).	17
FIGURE 8 - SIMULATIONS DE LA RECHARGE DES NAPPES SELON LA DENSITE D'ARBRES ET LA COUVERTURE DE CANOPEE. LES SIMULATIONS SONT BASEES SUR DES MESURES DE FLUX DE SEVE ET SUR LA RELATION OBSERVEE ENTRE LE DRAINAGE SOUS 1,5M DE PROFONDEUR ET LA DISTANCE A L'ARBRE LE PLUS PROCHE, DANS UN TERRAIN D'AGROFORESTERIE AU BURKINA FASO EN 2009. POUR CHAQUE DENSITE D'ARBRE, LA MOYENNE ET L'ECART-TYPE DE 100 SIMULATIONS FAITES AVEC UNE LOCALISATION ALEATOIRE D'ARBRES SUR 1HA SONT MONTRES. LES COULEURS REPRESENTENT DIFFERENTS SCENARIOS DE PROPORTION DE PRISE D'EAU SOUS 1,5M DE PROFONDEUR (0,25,50,75,100%). TOUTES LES SIMULATIONS SUPPOSENT UNE TAILLE D'ARBRE MOYENNE (AIRE DE CANOPEE DE 67 m ²). (ILSTEDT ET AL., 2016)	18
FIGURE 9 - CARTE DE LA ZONE D'ETUDE MONTRANT LA LOCALISATION DES TROIS PARCELLES DE FORET ETUDIEES (PRAIRIE, R5, R40) ET DE LA STATION METEOROLOGIQUE LOCALE, UTILISEE POUR CE MEMOIRE. LA ZONE D'ETUDE SE TROUVE EN PERIPHERIE DU VILLAGE DE SÃO FRANCISCO XAVIER, DANS L'ETAT DE SÃO PAULO, AU BRESIL.	20
FIGURE 10 - PHOTOS DES TROIS PARCELLES D'ETUDE MONTRANT LEUR PAYSAGE CONTRASTE ET LA DIFFERENCE DE COUVERTURE VEGETALE DE CELLES-CI. DANS L'ORDRE, LES PHOTOS A., B. ET C. CORRESPONDENT AUX PARCELLES « PRAIRIE », « R5 » ET « R40 ».	21
FIGURE 11 - PHOTO DE LA STATION METEOROLOGIQUE DE L'INPE PRISE SUR LA ZONE D'ETUDE A SÃO FRANCISCO XAVIER, LE 30/08/2022 A 12:30.	21
FIGURE 12 - SCHEMA REPRESENTANT L'EFFET D'HYSTERESE SUR LA COURBE DE RETENTION. LA COURBE DE DESSICATION EST DESSINEE EN LIGNE CONTINUE TANDIS QUE LA COURBE D'HUMIDIFICATION EST EN POINTILLE. AU CENTRE, LES DEUX FLECHES REPRESENTENT UN CHEMIN INTERMEDIAIRE QUI POURRAIT ETRE PRIS SI LES CONDITIONS CHANGEAIENT EN COURS DE DESSICATION/HUMIDIFICATION. (SHWAN, 2017)	26
FIGURE 13 - PHOTOS DU DISPOSITIF EXPERIMENTAL UTILISE POUR LA MESURE DE LA DISTRIBUTION RACINAIRE. LA PHOTO A. MONTRE LES DEUX TAMIS UTILISES POUR FILTRER LE SOL. LA PHOTO B. MONTRE LE DISPOSITIF POUR EXTRAIRE MANUELLEMENT LES RACINES DES RESIDUS ISSUS DU TAMISAGE.	29
FIGURE 14 - SCHEMA DE LA FONCTION DE REPONSE DES PLANTES AU STRESS HYDRIQUE PROPOSEE PAR FEDDES ET AL. (1978).	33
FIGURE 15 - GRAPHE DES PRECIPITATIONS MEASUREES (BLEU) ET DE L'EVAPOTRANSPIRATION DE REFERENCE CALCULEE (ORANGE), CUMULEES PAR MOIS. LES DONNEES METEOROLOGIQUES SONT ISSUES PRINCIPALEMENT DE LA STATION DE L'INPE A SAO FRANCISCO XAVIER, ET POUR LE MOIS DE JANVIER 2021 DE LA STATION DE L'INMET A MONTE VERDE. L'EVAPOTRANSPIRATION DE REFERENCE A ETE CALCULEE A PARTIR DE L'EQUATION HORAIRE DE PENMAN-MONTEITH FAO.	37
FIGURE 16 - PROFILS DE MASSE VOLUMIQUE APPARENTE POUR LES DEUX PARCELLES D'ETUDE, A SAVOIR DES FORETS REGENEREES DE 5 ANS (R5) ET DE 40 ANS (R40). LES MASSES VOLUMIQUES APPARENTES CORRESPONDENT AUX MOYENNES CALCULEES A PARTIR DES DONNEES ISSUES DE QUATRE METHODES DE MESURES DIFFERENTES.	38
FIGURE 17 - TRIANGLES TEXTURAUX REPRENANT LES TEXTURES DE CHAQUE COUCHE DE 20CM DE SOL POUR LES DEUX PARCELLES D'ETUDE, A SAVOIR LES FORETS REGENEREES DE 5 ANS (A. R5) ET DE 40 ANS (B. R40).	39

FIGURE 18 - PHOTOS DES ECHANTILLONS DE SOL PRIS A PLUSIEURS PROFONDEURS ENTRE 0 ET 2M POUR LES DEUX PARCELLES D'ETUDE, A SAVOIR R5 (A.) ET R40 (B.).	39
FIGURE 19 - TENEURS EN EAU MESUREES SUR LES DEUX PARCELLES D'ETUDE, A SAVOIR A. LA FORET DE 5 ANS (R5) ET B. CELLE DE 40 ANS (R40). LES COULEURS REPRESENTENT LES DIFFERENTES PROFONDEURS DES PROFILS DE SOL ETUDIES. LES BANDES ORANGE REPRESENTENT LES SAISONS SECHES THEORIQUES.	40
FIGURE 20 - POTENTIELS MATRICIELS MESURES SUR LES DEUX PARCELLES D'ETUDE, A SAVOIR A. LA FORET DE 5 ANS (R5) ET B. CELLE DE 40 ANS (R40). LES COULEURS REPRESENTENT LES DIFFERENTES PROFONDEURS DES PROFILS DE SOL ETUDIES. LES BANDES ORANGE REPRESENTENT LES SAISONS SECHES THEORIQUES.	41
FIGURE 21 - COURBES DE RETENTION OBTENUES PAR OPTIMISATION AVEC HYPROPFIIT POUR REPRESENTER AU MIEUX LES DONNEES RELEVES SUR LE TERRAIN. LES COULEURS REPRESENTENT LES DIFFERENTES PROFONDEURS. LA FIGURE A. CORRESPOND A LA FORET DE 5 ANS (R5) ET LA FIGURE B. A LA FORET DE 40 ANS (R40).	42
FIGURE 22 - COURBES DE CONDUCTIVITE ISSUES DU Ks OBTENU PAR FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT ET DU TAUX DE SATURATION OBTENU AVEC HYPROPFIIT EN S'AJUSTANT AUX DONNEES DE TERRAIN MESUREES. LA CONDUCTIVITE EST REPRESENTEE EN LOGARITHME, POUR AMELIORER SA VISIBILITE. LES COULEURS REPRESENTENT LES DIFFERENTES PROFONDEURS. LA FIGURE A. CORRESPOND A LA FORET DE 5 ANS (R5) ET LA FIGURE B. A LA FORET DE 40 ANS (R40).	43
FIGURE 23 - PROFILS VERTICAUX DES DENSITES RACINAIRES, EXPRIMEES PAR RAPPORT AU VOLUME DE SOL, MESUREES SUR LES DEUX PARCELLES D'ETUDE, A SAVOIR LA FORET DE 5 ANS (R5) ET CELLE DE 40 ANS (R40). LES BARRES D'ERREUR REPRESENTENT L'ECART-TYPE CALCULE POUR CHAQUE TRIPLIQUA.	44
FIGURE 24 - INDICE DE VEGETATION AMELIORE (EVI) CALCULE DU 01/01/2019 AU 31/12/2022 POUR TROIS PARCELLES, A SAVOIR UNE PRAIRIE, UNE FORET DE 5 ANS (R5) ET UNE AUTRE DE 40 ANS (R40).	44
FIGURE 25 - EVAPOTRANSPIRATION REELLE DES DEUX PARCELLES D'ETUDE, A SAVOIR UNE FORET DE 5 ANS (R5) ET UNE DE 40 ANS (R40), ET D'UNE PRAIRIE ADJACENTE, MESUREE PAR TELEDETECTION A L'AIDE DE L'OUTIL SEN-ET. LA FIGURE A. REPRESENT L'ET EN FIN DE SAISON HUMIDE TANDIS QUE LA FIGURE B. REPRESENT L'ET EN FIN DE SAISON SECHE.	45
FIGURE 26 - GRAPHIQUES DE COMPARAISON ENTRE LES TENEURS EN EAU (θ) ET POTENTIELS (H) JOURNALIERS OBSERVES VS PREDITS. LA FIGURE A. REPRESENT LA PERFORMANCE DU MODELE AVEC $K_c=1,08$ POUR LA FORET DE 40 ANS (R40), TANDIS QUE LA FIGURE B. REPRESENT LA PERFORMANCE DU MODELE AVEC $K_c=1,14$ POUR LA FORET DE 5 ANS (R5). LES COULEURS REPRESENTENT LES DIFFERENTES PROFONDEURS OU UNE SONDE ETAIT PRESENTE. LES TABLEAUX INCLUS A CHAQUE FIGURE REPRESENTENT LES R^2 CALCULES POUR CHAQUE PROFONDEUR.	53
FIGURE 27 - GRAPHIQUES DE COMPARAISON DES DIFFERENCES DE STOCK MENSUELLES OBSERVEES VS PREDITES. LA FIGURE A. REPRESENT LA PERFORMANCE POUR LA FORET DE 40 ANS (R40), TANDIS QUE LA FIGURE B. REPRESENT LA PERFORMANCE DU MODELE POUR LA FORET DE 5 ANS (R5). LES POINTS BLEUS REPRESENTENT LES MODELES AVEC K_c MINIMUM (A SAVOIR $K_c=1,14$ POUR R5 ET $K_c=1,08$ POUR R40) ET LES POINTS ROUGES LES MODELES AVEC K_c MAXIMUM (A SAVOIR $K_c=1,3$ POUR R5 ET $K_c=1,2$ POUR R40). CHAQUE POINT DE LA FIGURE CORRESPOND A UN MOIS.	54
FIGURE 28 - COURBES DES CONDUCTIVITES HYDRAULIQUES OBTENUES POUR LES DEUX PARCELLES D'ETUDE, A SAVOIR LA FORET DE 5 ANS (R5, REPRESENTEE EN LIGNES CONTINUES) ET CELLE DE 40 ANS (R40, REPRESENTEE EN LIGNES POINTILLEES). CHAQUE LIGNE REPRESENT LA CONDUCTIVITE EQUIVALENTE ENTRE LA SURFACE ET UNE CERTAINE PROFONDEUR REPRESENTEE PAR SA COULEUR.	55
FIGURE 29 - GRAPHIQUES DES FLUX CUMULES MENSUELS (BATONNETS) ET DE L'EVOLUTION MENSUELLE DU STOCK D'EAU DU SOL (COURBE ET POINTS) POUR LE SCENARIO AVEC UN K_c MINIMUM DE LA FORET DE 5 ANS (R5) ET POUR LE SCENARIO AVEC UN K_c MAXIMUM DE LA FORET DE 40 ANS (R40). LES FLUX ENTRANTS SONT POSITIFS ET LES FLUX SORTANTS NEGATIFS. LES BATONNETS BLEUS REPRESENTENT L'INFILTRATION, DIRECTEMENT LIEE AUX PRECIPITATIONS, LES VERTS L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE (ETR), LES ORANGES LE DRAINAGE A 2M DE PROFONDEUR, ET LES JAUNES LES REMONTEES CAPILLAIRES A 2M DE PROFONDEUR. LES BANDES ORANGE REPRESENTENT LES SAISONS SECHES THEORIQUES.	57
FIGURE 30 - GRAPHIQUES REPRESENTANT LES FLUX CUMULES MODELISES AVEC HYDRUS. LA FIGURE A. MONTRE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (ETP), LA FIGURE B. MONTRE L'EVAPOTRANSPIRATION DE REFERENCE (ETR) ET LA FIGURE C. LE DRAINAGE. LES DEUX COURBES VERTES REPRESENTENT LA FORET DE 40 ANS (R40), TANDIS QUE LES DEUX COURBES BLEUES REPRESENTENT LA FORET DE 5 ANS (R5). POUR CES DEUX PARCELLES, LA COURBE CLAIRE REPRESENT LE SCENARIO AVEC LE K_c OPTIMAL MINIMUM ET LA COURBE FONCEE LE SCENARIO AVEC LE K_c OPTIMAL MAXIMUM. LES ZONES BLEUES ET VERTES REPRESENTENT DONC L'ETENDUE POSSIBILITES POUR LES DEUX PARCELLES COMPTE TENU DE L'INCERTITUDE ASSOCIEE AU CHOIX DU K_c . LES BANDES ORANGE REPRESENTENT LES SAISONS SECHES THEORIQUES.	59
FIGURE 31 - GRAPHIQUE DU STRESS HYDRIQUE CUMULE REPRESENTE PAR LA DIFFERENCE ENTRE L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (ETP) CUMULEE ET L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE (ETR) CUMULEE. LES DEUX COURBES VERTES REPRESENTENT LA FORET DE 40 ANS (R40), TANDIS QUE LES DEUX COURBES BLEUES REPRESENTENT LA FORET DE 5 ANS (R5). POUR CES DEUX PARCELLES, LA COURBE CLAIRE REPRESENT LE SCENARIO AVEC LE K_c OPTIMAL MINIMUM ET LA COURBE FONCEE LE SCENARIO AVEC LE K_c OPTIMAL MAXIMUM. LES ZONES BLEUES ET VERTES REPRESENTENT DONC L'ETENDUE POSSIBILITES POUR LES DEUX PARCELLES COMPTE TENU DE L'INCERTITUDE ASSOCIEE AU CHOIX DU K_c . LES BANDES ORANGE REPRESENTENT LES SAISONS SECHES THEORIQUES.	60

FIGURE 32 - ÉVOLUTION DU STRESS HYDRIQUE CALCULÉ PAR LE RAPPORT ETR/ETP . LES DEUX COURBES VERTES REPRESENTENT LA FORET DE 40 ANS (R40), TANDIS QUE LES DEUX COURBES BLEUES REPRESENTENT LA FORET DE 5 ANS (R5). POUR CES DEUX PARCELLES, LA COURBE CLAIRE REPRESENT LE SCENARIO AVEC LE K_C OPTIMAL MINIMUM ET LA COURBE FONCÉE LE SCENARIO AVEC LE K_C OPTIMAL MAXIMUM. LES BANDES ORANGE REPRESENTENT LES SAISONS SECHES THEORIQUES.....	61
FIGURE 33 - ÉVOLUTION DE LA PRISE D'EAU RACINAIRE (REPRESENTÉE EN LOG) AU COURS D'UN EPISODE DE STRESS HYDRIQUE (T467=07/07/20 AU T507=16/08/20). LES COULEURS DES COURBES MONTRENT LE GRADIENT DE L'INTENSITE DU STRESS HYDRIQUE QUI AUGMENTE AU COURS DE L'EPISODE, ALLANT D'UN STRESS FAIBLE (JAUNE CLAIR) A UN STRESS FORT (MAUVE). LES LIGNES POINTILLEES CORRESPONDENT AUX SCENARIOS AVEC LE K_C OPTIMAL MAXIMUM ET LES COURBES CONTINUES A CEUX AVEC LE K_C OPTIMAL MINIMUM. LA FIGURE A. PRESENTE CES RESULTATS POUR LA FORET DE 40 ANS (R40) ET LA FIGURE B. POUR LA FORET DE 5 ANS (R5).....	62

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1 - EFFET DE LA PLANTATION D'ARBRES SUR L'INFILTRATION POUR DIFFERENTES OCCUPATIONS DU SOL ET TYPES DE SOL. LE POURCENTAGE INDIQUE LE TAUX DE RECUPERATION DE L'INFILTRATION APRES REFORESTATION PAR RAPPORT A L'OCCUPATION DU SOL INITIAL. LES NOMBRES ENTRE PARENTHESES REPRESENTENT LE NOMBRE D'ECHANTILLONS SUIVI DU NOMBRE D'ETUDE.	12
TABLEAU 2 - CARACTERISTIQUES GENERALES DU MODELE HYDRUS-1D CHOISIES POUR CE MEMOIRE	32
TABLEAU 3 – QUALITE DE L'OPTIMISATION OBTENUE POUR LES DIFFERENTS SCENARIOS REALISES EN MODELISATION INVERSE POUR LES DEUX PARCELLES D'ETUDE : R5 (FORET DE 5 ANS) ET R40 (FORET DE 40 ANS). LE RMSE ET LE R^2 REPRESENTENT LA QUALITE DE PREDICTION DU MODELE OPTIMISE. LE R^2 GLOBAL EST CALCULE POUR θ [cm^3/cm^3] ET h [CM], LE $R^2(\theta)$ POUR θ [cm^3/cm^3], LE $R^2(pF)$ POUR h [pF], ET LE $R^2(\Delta S)$ POUR ΔS [MM]. LA COULEUR DES CELLULES REPRESENT LE CLASSEMENT DE CHAQUE INDICE POUR CHAQUE PARCELLE. AU PLUS LES CASES D'UNE LIGNE SONT FONCEES, AU MIEUX LE SCENARIO REPRESENTE CETTE PARCELLE.	47
TABLEAU 4 - RESULTATS OBTENUS POUR LES DIFFERENTS SCENARIOS DE K_c REALISES EN MODELISATION DIRECTE POUR LES DEUX PARCELLES D'ETUDE : R5 (FORET DE 5 ANS) ET R40 (FORET DE 40 ANS). LE RMSE GLOBAL ET LE R^2 GLOBAL REPRESENTENT LA QUALITE DE PREDICTION DU MODELE OPTIMISE. ILS SONT CALCULES POUR θ [cm^3/cm^3] ET h [CM]. LA COULEUR DES CELLULES REPRESENT LE CLASSEMENT DE CHAQUE INDICE POUR CHAQUE PARCELLE. AU PLUS LES CASES D'UNE LIGNE SONT FONCEES, AU MIEUX LE SCENARIO REPRESENTE CETTE PARCELLE. POUR CHAQUE INDICE DE CHAQUE PARCELLE, LE MEILLEUR SCENARIO A ETE MIS EN EVIDENCE (POLICE JAUNE). LE MEILLEUR SCENARIO RMSE EST ENTOURE EN BLEU ET LE MEILLEUR SCENARIO R^2 EST ENTOURE EN ROUGE.	49
TABLEAU 5 - RESULTATS OBTENUS POUR L'ANALYSE DE SENSIBILITE DES PARAMETRES DE FEDDES « H2L ET H3 », REALISEE EN MODELISATION DIRECTE POUR LES DEUX PARCELLES D'ETUDE : R5 (FORET DE 5 ANS) ET R40 (FORET DE 40 ANS). LE RMSE GLOBAL ET LE R^2 GLOBAL REPRESENTENT LA QUALITE DE PREDICTION DU MODELE OPTIMISE. ILS SONT CALCULES POUR θ [cm^3/cm^3] ET h [CM]. LA COULEUR DES CELLULES REPRESENT LE CLASSEMENT DE CHAQUE INDICE POUR CHAQUE PARCELLE. AU PLUS LES CASES D'UNE LIGNE SONT FONCEES, AU MIEUX LE SCENARIO REPRESENTE CETTE PARCELLE. POUR CHAQUE INDICE DE CHAQUE PARCELLE, LE MEILLEUR SCENARIO A ETE MIS EN EVIDENCE (POLICE JAUNE).	51
TABLEAU 6 - RESULTATS DE L'ANALYSE DE SENSIBILITE DES PARAMETRES DE FEDDES H2L ET H3 SUR LES FLUX CUMULES (ETR ET DRAINAGE) SUR LES 900 JOURS SIMULES. LES POURCENTAGES DE VARIATION SONT CALCULES PAR RAPPORT AU SCENARIO INITIAL, C'EST-A-DIRE UN H2L=-800CM ET UN H3=-8000CM.	52
TABLEAU 7 – RESULTATS OBTENUS POUR LES DEUX MEILLEURS MODELES SORTIS DE LA MODELISATION INVERSE ET DES ANALYSES DE SENSIBILITE POUR CHAQUE PARCELLE D'ETUDE : R5 (FORET DE 5 ANS) ET R40 (FORET DE 40 ANS). LE RMSE ET LE R^2 REPRESENTENT LA QUALITE DE PREDICTION DU MODELE OPTIMISE. LE R^2 GLOBAL EST CALCULE POUR θ [cm^3/cm^3] ET h [CM], LE $R^2(\theta)$ POUR θ [cm^3/cm^3], LE $R^2(h)$ POUR h [pF], ET LE $R^2(\Delta S)$ POUR ΔS [MM]. LA COULEUR DES CELLULES REPRESENT LE CLASSEMENT DE CHAQUE INDICE POUR CHAQUE PARCELLE. AU PLUS LES CASES D'UNE LIGNE SONT FONCEES, AU MIEUX LE SCENARIO REPRESENTE CETTE PARCELLE.	52

LISTE DES ABREVIATIONS

BD	Bulk Density (masse volumique apparente)
CC	Capacité au Champ
ET₀, ET_P, ET_R	Évapotranspiration de référence, potentielle, réelle
HR	Humidité Relative
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (Institut national de recherches spatiales brésilien)
INMET	Institut National de Météorologie brésilien
K_c	Coefficient cultural
K_{sat}	Conductivité hydraulique à saturation
LAC	Low Activity Clay (Argile à faible activité)
LBC	Lower Boundary Conditions (Conditions aux limites inférieures)
PFP	Point de Flétrissement Permanent
R40	Parcelle d'étude de forêt régénérée de 40 ans
R5	Parcelle d'étude de forêt régénérée de 5 ans
REU	Réserve en Eau Utile
RWU	Root Water Uptake (Prise d'eau racinaire)
θ_{sat}	Teneur en eau à saturation
UBC	Upper Boundary Conditions (Conditions aux limites supérieures)

I. INTRODUCTION

La Forêt Atlantique brésilienne (*Mata Atlântica*) est une forêt tropicale humide située le long de la côte Est du Brésil, touchant également des petites parties de l'Uruguay, du Paraguay et de l'Argentine. Elle est l'un des 25 plus grands hotspots de biodiversité au monde et a été fortement dégradée par les activités humaines durant les dernières décennies. Alors qu'elle recouvrait initialement près de 150 millions d'hectares, il n'en reste aujourd'hui plus que 11.4% à 16%, dont une grande partie (32% à 40%) est constituée de forêts secondaires et de petits fragments restants (<100ha) (Ribeiro et al., 2009).

Le domaine de la Forêt Atlantique est aujourd'hui devenu le moteur économique du Brésil, contribuant à près de 80% de son produit intérieur brut. On y retrouve la majorité (66%) du secteur industriel, une partie des terres agricoles les plus productives du pays, et plusieurs des plus grandes métropoles de l'Amérique du Sud (e.g. São Paulo et Rio de Janeiro) (Joly et al., 2014; Leal & Câmara, 2003). Plus de 60% (i.e. plus de 125 millions d'habitants) de la population brésilienne s'y retrouve donc naturellement regroupée (Scarano & Ceotto, 2015). Cette pression anthropique a été accompagnée par une forte urbanisation, industrialisation et expansion agricole de cette zone et l'export mondial des produits industriels et des productions agricoles a permis la croissance économique du pays. Ces différentes pressions ont été les moteurs de la déforestation massive observée au Brésil durant les dernières décennies qui a mené à une véritable destruction de ce biome et une fragmentation de ses habitats naturels (Leal & Câmara, 2003).

Le domaine de la Forêt Atlantique brésilienne s'étire sur 29° de latitude (de 5°S à 34°S), s'étendant à la fois sur des régions tropicales et subtropicales. Il recouvre également une grande diversité de longitudes, créant différents régimes de précipitations, selon la distance par rapport aux côtes. En effet, les zones costales recevront en moyenne quatre fois plus de précipitations par an que les zones intérieures (Leal & Câmara, 2003). De plus, l'altitude est également variée. L'ensemble de ces caractéristiques, couplé à une longue évolution géologique, font de cette région l'une des plus riches en termes de biodiversité et d'endémisme. En effet, ce biome abrite toujours aujourd'hui plus de 20000 espèces de plantes, 688 espèces d'oiseaux (dont 199 endémiques), 280 espèces d'amphibiens, 261 espèces de mammifères, 200 espèces de reptiles, et une quantité inconnue d'espèces encore non identifiées. Les restes de la Forêt Atlantique brésilienne pourraient ainsi encore contenir entre 1% et 8% de la diversité mondiale d'espèces animales et végétales (Goerck, 1997; Mittermeier et al., 2011). Par ailleurs, 60% de ces espèces sont aujourd'hui considérées en danger d'extinction (Rezende et al., 2018). En plus du rôle de réservoir de biodiversité, la Forêt Atlantique brésilienne contribue à plusieurs autres services écosystémiques (i.e. contributions des écosystèmes au bien-être humain). De par sa transpiration, elle fournit de l'eau aux 125 millions d'habitants de la région, utilisée à la fois comme eau potable mais aussi comme source d'énergie hydroélectrique. En effet, près de 62% de la production électrique brésilienne (i.e. 130 GWh) est assurée par les réservoirs et barrages de la région, eux-mêmes alimentés par les rivières traversant la Forêt Atlantique. Cette forêt permet aussi de fournir de la nourriture via ses nombreux arbres fruitiers. Cependant, ce rôle est aujourd'hui davantage assuré par les nombreuses terres agricoles qui ont remplacé la forêt. La Forêt Atlantique joue également un rôle important dans la régulation du climat et dans la stabilité

du sol. Sa dégradation a d'ailleurs déjà entraîné des conséquences comme des glissements de terrains et des inondations (Manfré et al., 2012). Enfin, la forêt atlantique a également une valeur culturelle importante pour la population (Joly et al., 2014).

Les impacts de la déforestation sont donc nombreux. Tous les services écosystémiques précédemment cités s'en voient affaiblis. En particulier, la fragmentation de l'habitat joue un rôle important dans la menace qui pèse sur la biodiversité. En effet, une grande partie du biome restant est aujourd'hui fragmenté en petits îlots de végétation entourés de zones dégradées, de zones urbaines ou de zones agricoles. Selon l'étude de Ranta et al. (1998), 48% de ces fragments de forêt ont une superficie inférieure à 10ha. Par ailleurs, Ribeiro et al. (2009) ont montré que presque la moitié de la forêt restante était à moins de 100m de la lisière de la forêt et que le réseau de conservation actuel était insuffisant pour assurer la survie à long terme de cet écosystème en danger. Certaines espèces (e.g. jaguar) ne peuvent pas survivre dans ces habitats restreints et se retrouvent ainsi menacés d'extinction. La fragmentation fragilise en plus la stabilité de l'écosystème complet en rompant certaines interactions interspécifiques essentielles (Leal & Câmara, 2003).

Outre l'appauvrissement des services écosystémiques offerts par la Forêt Atlantique, sa déforestation entraîne également des conséquences directes sur le réchauffement climatique. En effet, une forêt primaire telle que la Forêt Atlantique ou sa voisine Amazonienne est un immense réservoir de carbone. Ce carbone est principalement stocké durant la phase de croissance de la forêt. Lorsque celle-ci est mature, il y a alors un équilibre entre évapotranspiration (qui stocke le carbone) et respiration (qui en consomme). La quantité de carbone alors accumulé dans une forêt primaire mature et séquestré dans le sol et dans la matière organique (dont la litière, les arbres et leurs racines) est considérable. De plus, les forêts tropicales sont caractérisées par leurs stocks de carbone encore plus importants. La déforestation massive de ces forêts induit donc une diminution de ce stock de carbone qui est alors souvent relargué dans l'atmosphère sous forme de CO₂. Ce dernier, étant l'un des plus importants gaz à effet de serre, contribue au réchauffement climatique (Z. Zhang et al., 2023).

La Forêt Atlantique brésilienne est également menacée par les changements climatiques de plus en plus importants, eux-mêmes aggravés par la déforestation comme expliqué précédemment. En effet, l'augmentation des températures moyennes et l'accentuation en fréquence et en intensité des événements extrêmes mettent en péril la survie des écosystèmes sur le long terme. De plus, la déforestation, le changement d'occupation du sol, l'utilisation non durable des ressources naturelles et la perte de biodiversité détériore la capacité des écosystèmes à s'adapter aux changements climatiques (IPCC, 2022).

La reforestation s'inscrit donc comme une action inévitable pour la restauration des écosystèmes menacés et l'atténuation des changements climatiques. Le rapport de synthèse du 6^e rapport d'évaluation du GIEC met d'ailleurs entre autres en avant la reforestation et la gestion durable des forêts comme options d'atténuation des changements climatiques (IPCC, 2023). Celle-ci permettrait de reconstituer un stock de carbone, en absorbant une partie du CO₂ atmosphérique lors de la phase de croissance de la forêt, et d'éviter l'extinction d'un grand nombre d'espèces menacées en rétablissant leurs habitats et en reliant les fragments de forêts séparés.

Cependant, si la reforestation n'est pas gérée correctement, elle risque de ne pas être durable sur le long terme. En effet, la dynamique de l'eau dans le sol est fortement affectée par l'occupation du sol (Heo et al., 2015; Sertel et al., 2019). Des changements brusques de cette occupation peuvent entraîner une perturbation de l'équilibre hydrique. Ainsi, si la reforestation est trop intense et brutale, il serait possible de voir apparaître un épuisement des ressources en eau. Plusieurs études ont montré une réduction forte du débit des rivières après une reforestation (Farley Wolf et al., 2005; Jackson et al., 2006). Un stress hydrique important menacerait alors la durabilité de ce nouvel écosystème qui finirait par s'effondrer. Ce stress pourra par ailleurs être accentué par les changements climatiques à venir. Néanmoins, les forêts tropicales agissent comme des « éponges », en améliorant l'infiltration et la recharge des nappes durant les saisons humides, en relâchant progressivement l'eau durant les saisons sèches (Malmer et al., 2010). Après déforestation, bien que la nouvelle couverture végétale (herbacée, cultures) utilise moins d'eau que la forêt (L. Zhang et al., 2004), il a été observé que les débits des rivières en saison sèches diminuaient souvent (Bruijnzeel, 1988, 2004; Sandstrom, 1998).

Ce mémoire s'inscrit dans cette problématique et cette question de l'impact de la reforestation sur les ressources en eau. Il vise à orienter la recherche de solutions pour reforester ce type d'écosystème de manière durable, en prenant en compte la dynamique des ressources en eau limitées. Il se focalise sur l'étude de la reforestation en forêt Atlantique Brésilienne. La zone d'étude de ce mémoire (Figure 1) est située à la bordure entre les États de São Paulo et de Minas Gerais, dans la région métropolitaine de Vale do Paraíba e Litoral Norte, une division administrative du Sud-Est de l'État de São Paulo. Le siège de cette région se trouve dans la ville de São José dos Campos, où l'Institut national de recherches spatiales brésilien (INPE) s'est installé. A l'INPE, la « division des impacts, adaptations et vulnérabilités », anciennement appelée « centre des sciences du système terrestre », s'intéresse à l'étude des sciences de la terre au sens large, allant de la télédétection, à la physiologie végétale ou aux sciences du sol. Dans cette division, la cellule d'étude dirigée par Laura Borma, co-promotrice de ce mémoire, étudie dans ses laboratoires et sur le terrain les interactions entre la végétation et le sol. Ils possèdent notamment des parcelles d'étude dans le parc d'état de Serra do Mar, situé sur la formation montagneuse du même nom entre São José dos Campos et la côte Atlantique, l'une des plus grandes zones restantes de Forêt Atlantique continue. Par ailleurs, ils possèdent également une zone d'étude sur les flancs de la formation montagneuse Serra do Mantiqueira, située quant à elle à la bordure des états de São Paulo et de Minas Gerais. En périphérie du village de São Francisco Xavier, cette zone est constituée de plusieurs parcelles reforestées d'âges différents. C'est sur cette zone d'étude que ce mémoire est dédié. Ces parcelles seront présentées ultérieurement dans la section V. *Matériel et méthodes.*

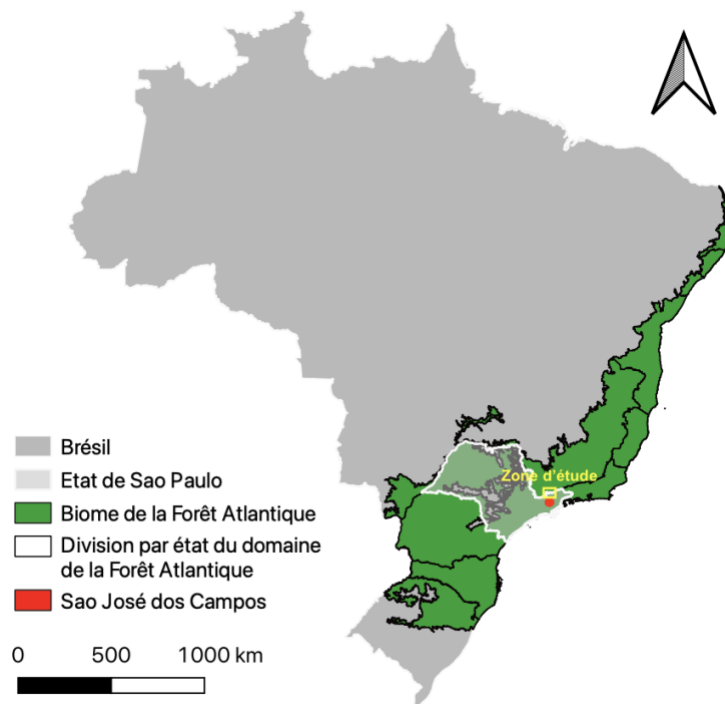


Figure 1 - Carte du Brésil présentant l'état de São Paulo (en blanc), l'étendue du domaine de la Forêt Atlantique (en vert), la ville de São José dos Campos (en rouge) et la zone d'étude (en jaune).

II. CONTEXTE DE L'ETUDE

1. Climat

L'État de São Paulo possède un climat subtropical humide, caractérisé par une saison humide d'octobre à avril. Par opposition, la période de mai à septembre est souvent appelée la saison sèche, bien qu'elle n'en soit pas une au sens physique puisque les précipitations moyennes du mois le plus sec ne sont pas inférieures à 10% des précipitations moyennes du mois le plus humide (Peel et al., 2007). A São Paulo, les précipitations annuelles moyennes sont de 1658 mm/an alors que l'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne est de 1450 mm/an, entre 1991 et 2020. La température moyenne est quant à elle de 20,4°C en moyenne entre 1991 et 2020 (INMET, 2023). La Figure 2 ci-dessous montre la variation mensuelle moyenne des précipitations, températures moyennes, minimales et maximales entre 1991 et 2020 et met en évidence la variation saisonnière mentionnée précédemment. L'été austral (décembre à février) est caractérisé par les mois les plus humides et les plus chauds tandis que l'hiver austral (juin à septembre) est caractérisé par les mois les plus secs et les plus froids. Bien que cette saison ne soit pas classifiée comme sèche, elle possède des précipitations nettement inférieures à la saison estivale, marquant ainsi une forte variation saisonnière du régime hydrique. Les données de cette figure ont été produites par l'unité de recherche climatique de l'université d'East Anglia (Harris et al., 2020) et sont présentées sur le portail « World Bank Climate Change Knowledge ».

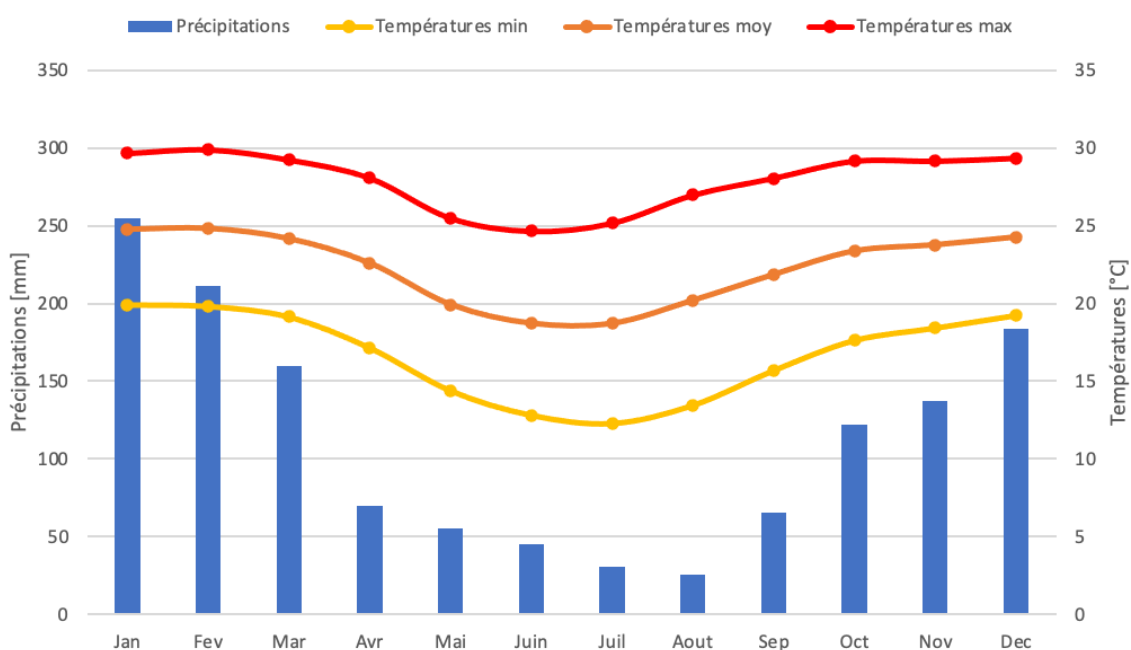


Figure 2 - Graphe des moyennes mensuelles des précipitations (bleu) et des températures moyennes (orange), minimales (jaune), et maximales (rouge), 1991-2020, Etat de Sao Paulo, Brésil (Harris et al., 2020).

Par ailleurs, comme partout ailleurs dans le monde, l'État de São Paulo est touché par le réchauffement climatique, comme le montre la Figure 3 présentant l'évolution des températures moyennes annuelles depuis 1901. Comme expliqué précédemment, ce réchauffement global met en danger la survie des écosystèmes et rend les risques de stress hydrique encore plus intenses.

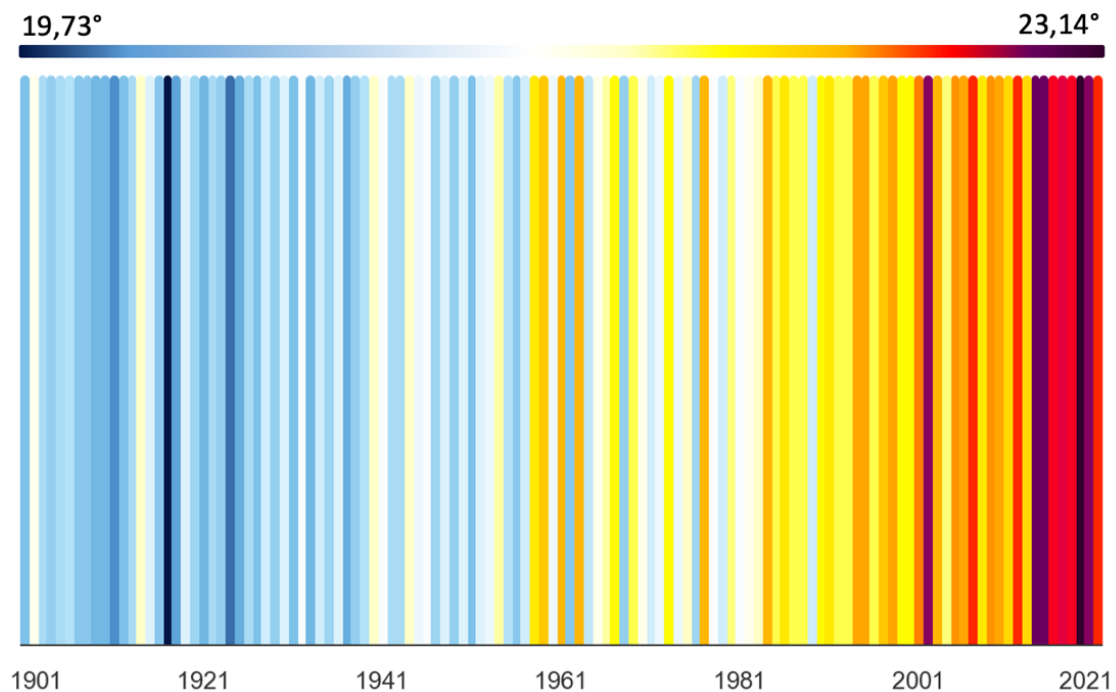


Figure 3 - Evolution des températures moyennes annuelles observées, de 1901 à 2021, dans l'Etat de Sao Paulo, Brésil (Harris et al., 2020).

2. Géologie et pédologie

La géologie de l'État de Sao Paulo est très hétérogène. La zone d'étude repose sur le bouclier précambrien, composé de gneiss, schiste, phyllite et granite (Pinheiro et al., 2017).

Le manteau pédologique brésilien est formé essentiellement de sols très développés, fortement altérés et profonds. Ces sols sont principalement composés de minéraux argileux à faible activité (LAC), comme la kaolinite, et d'oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium. 80% du territoire brésilien est couvert par 3 types de sols : les Ferralsols, les Acrisols, et les Arenosols (Melfi et al., 2004). La Figure 4 suivante présente les types de sols de l'État de Sao Paulo selon la classification pédologique brésilienne (Embrapa, 1999). Ces types de sols ont été traduits par leurs équivalents dans la classification WRB (FAO, 2014).

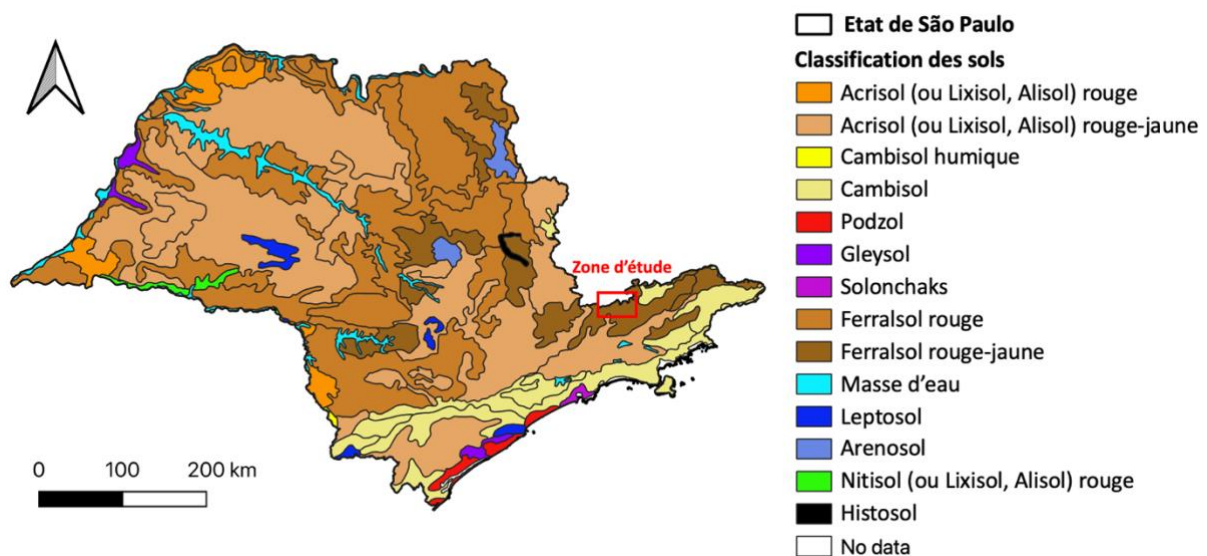


Figure 4 - Carte de la classification brésilienne des sols de l'Etat de Sao Paulo traduite en classification WRB (Embrapa, 1999).

Selon Embrapa, la zone d'étude est donc caractérisée par un Ferralsol rouge-jaune. Néanmoins, à plus petite échelle, les types de sols sont plus hétérogènes. Ainsi, selon la classification de SoilGrid, d'une résolution de 250m et basée sur les données WoSIS développées par ISRIC, le sol de la zone d'étude est partagé entre un Cambisol et un Ferralsol (ISRIC, 2023).

Les Cambisols sont des sols jeunes et bruns, à profils différenciés. Ils sont généralement bien drainés et possèdent une forte activité biologique. Leur jeunesse fait qu'ils possèdent encore beaucoup de minéraux primaires altérables, leur donnant une bonne fertilité pour une éventuelle utilisation agricole (Blume et al., 2015; Weil & Brady, 2017).

Les Ferralsols sont quant à eux des sols vieux fortement altérés. La silice y a été lixiviée et il n'y reste pratiquement que des argiles à faible activité, comme la kaolinite qui domine le cortège minéralogique. C'est un sol donc très argileux et très pauvre chimiquement, avec une capacité d'échange cationique inférieure à 16 cmol_c/kg. En plus de la kaolinite, ce sol est fortement chargé en oxydes de fer, donnant la couleur rouge au sol. Dans des sols à pH standards (entre 4-5 et 7-8), la kaolinite porte des charges négatives alors que les oxydes présentent des charges positives. Il y a donc un processus de microagrégation dû à l'attraction entre ces deux constituants. Cette microagrégation a des conséquences importantes sur le comportement hydraulique du sol, se présentant sous la forme d'une double porosité. En effet, sa forte teneur en argile va lui donner une forte rétention d'eau (comportement argileux) lors le sol est sec, et les microagrégats vont lui donner un caractère fort drainant (comportement similaire aux sols sableux) lorsque le sol est humide. En général, la matière organique y est rapidement décomposée et ces sols possèdent un grand stock de carbone organique, favorisé par l'agrégation argile-oxydes. Un climat humide, dans lequel les précipitations sont en moyenne supérieures à l'évapotranspiration, est propice au processus de ferralitisation, menant à ce type de sol concentré en kaolinite et oxydes de fer. Il n'est donc pas étonnant d'en observer en forêt tropicale humide (Blume et al., 2015; Sanchez, 2019; Weil & Brady, 2017).

3. Végétation

Selon les données de Copernicus sur l'utilisation du sol dans le monde, le Brésil est couvert à plus de 60% par des forêts. Il compte néanmoins un grand nombre de biomes différents, allant des forêts tropicales humides, comme l'Amazonie ou la forêt Atlantique, aux savanes au centre du pays, ou encore aux mangroves dans certaines régions humides. L'Etat de São Paulo est quant à lui recouvert de seulement 37% de forêts. En effet, étant fortement peuplé, cet état possède un secteur agricole important occupant près de 30% de sa surface. Le reste du territoire est couvert par de la savane (26%) et des zones urbaines (3%) dont la principale est la ville de São Paulo (COPERNICUS, 2023).

La carte ci-dessous (Figure 5) présente les données produites par le projet RADAMBRASIL publiées par l'IBGE (1992) qui reprend la classification proposée par Veloso et al. (1991). Celle-ci met notamment en évidence les zones de tension écologique qui représentent principalement les zones agricoles, où la biodiversité est menacée. Elle distingue également différents types de forêt. La zone d'étude est recouverte par une forêt de type ombrophile dense. Le terme « ombrophile » signifie que la forêt a besoin de conditions humides et pluvieuses. La classification de Copernicus la classe en forêt de feuillus à feuilles persistantes. En résumé, la zone d'étude est caractérisée par une forêt tropicale humide dont les feuilles sont présentes toute l'année. Il s'agit d'une partie des restes de la forêt Atlantique brésilienne.

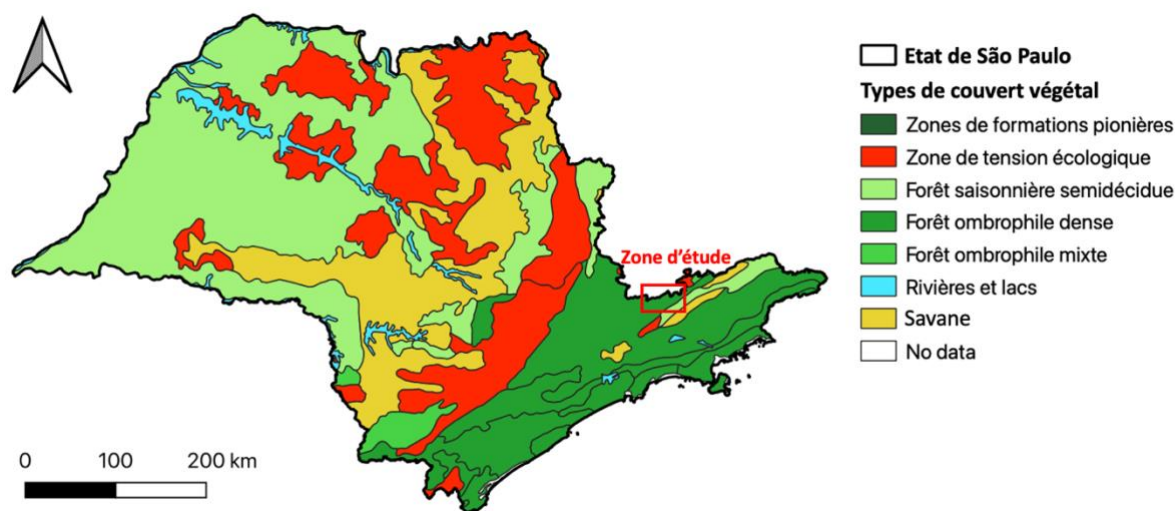


Figure 5 - Carte des types de couverts végétaux dans l'Etat de Sao Paulo (IBGE, 1992).

III. ÉTAT DE L'ART

1. Cycle de l'eau en zone forestière

Différents flux et stocks interviennent et interagissent dans le cycle de l'eau des zones forestières. La Figure 6 présente une vue schématisée de ce cycle. L'eau est stockée à la fois dans l'atmosphère, sous forme de vapeur d'eau, et dans le sol sous forme liquide. Dans ce dernier, elle sera soit stockée dans la partie non saturée du sol, en surface, soit dans un aquifère saturé plus en profondeur. Elle est également stockée temporairement dans la végétation. Ces différents stocks sont régulés par des flux. Dans les flux entrants, les précipitations jouent le rôle moteur du cycle. L'eau peut également entrer dans le système par ruissellement en amont (R_{in}). Une partie de l'eau précipitée et interceptée par la forêt va s'infiltrer dans le sol (I). Si les précipitations sont intenses et que le terrain est en pente, une partie de l'eau pourra sortir du système par ruissellement (R_{out}). Cependant, les forêts ont tendance à diminuer le ruissellement qui devient souvent négligeable, à moins que la pente ne soit vraiment forte (Malmer et al., 2010). Une fois dans la partie non saturée du sol, l'eau peut avoir plusieurs destinations. Selon les conditions, elle pourra soit rejoindre la nappe par drainage (D), de laquelle elle pourrait revenir vers le sol par remontée capillaire (C_R), soit être captée par les racines de la végétation en présence (RWU pour « *Root Water Uptake* »). L'eau prise par les racines participera au flux de sève des arbres pour être relâchée sous forme de vapeur d'eau via les stomates des feuilles. C'est le processus d'évapotranspiration (ET_R). A celui-ci s'ajoute une possible évaporation directe du sol. Un couvert dense, souvent retrouvé en forêt tropicale, limitera l'ensoleillement et donc l'évaporation du sol sous la canopée (Ilstedt et al., 2016).

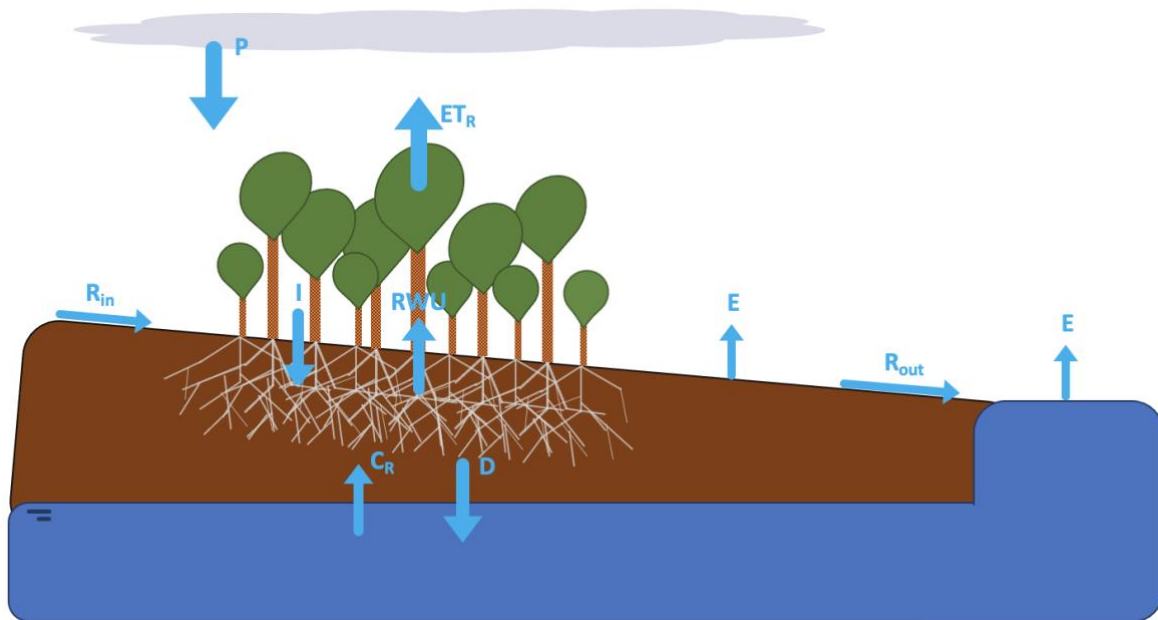


Figure 6 - Schéma du cycle de l'eau en zone forestière présentant ses différents flux : précipitations (P), évapotranspiration réelle (ET_R), évaporation (E), infiltration (I), ruissellement entrant (R_{in}), ruissellement sortant (R_{out}), prise d'eau par les racines (RWU), drainage (D), et remontée capillaire (C_R). La zone brune représente la partie non saturée du sol, tandis que la zone bleue représente l'aquifère potentiellement présent en profondeur. La partie droite du schéma représente une vision simplifiée de l'extrémité du cycle. L'eau finit par se retrouver dans un plan d'eau où elle sera évaporée.

Le bilan hydrique du sol peut alors s'écrire selon l'équation suivante :

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = I + C_R - ET_R - D$$

où $\Delta S/\Delta t$: variation du stock d'eau du sol [mm/h]

I : Infiltration [mm/h]

C_R : Remontée capillaire [mm/h]

ET_R : Evapotranspiration réelle [mm/h]

D : Drainage [mm/h]

2. Impact de la forêt sur le cycle de l'eau

Le cycle de l'eau est influencé par l'occupation du sol. Ainsi, la présence d'une forêt peut avoir un impact à la fois sur les différents flux mentionnés, comme l'infiltration, le ruissellement et l'évapotranspiration, mais aussi sur la taille et la dynamique des stocks d'eau dans le sol et dans l'atmosphère. Dans un cas de changement d'occupation du sol, comme lors d'une déforestation ou d'une reforestation, ce cycle de l'eau sera donc potentiellement perturbé. Les points suivants détaillent l'impact des forêts sur le stock d'eau du sol et sur les deux principaux flux du cycle, à savoir l'infiltration et l'évapotranspiration.

Il est à noter que la présence de forêt va également influencer d'autres flux comme le ruissellement, expliqué dans la section précédente, ou même les précipitations. En effet, les zones avec des hauts taux d'évapotranspiration, comme les forêts tropicales, développent des basses pressions qui aspirent l'air des régions alentours. Cet air converge, monte et refroidit, forçant la vapeur d'eau à se condenser et générant des précipitations (Makarieva et al., 2010). Il a même été montré par Webb et al. (2005) dans une étude réalisée sur la forêt Atlantique dans l'État de São Paulo que la perte de forêts et leur fragmentation avait une corrélation positive avec la diminution du nombre de jours de pluie.

2.1. Impact de la forêt sur la conductivité hydraulique du sol ($K(h)$)

L'infiltration est un des flux les plus importants pour permettre le développement de la végétation. En effet, elle permet d'approvisionner le stock d'eau du sol qui sera alors disponible pour contribuer à l'évapotranspiration de la plante. L'infiltration va jouer sur la dynamique de l'approvisionnement du stock d'eau du sol, mais aussi sur la quantité d'eau entrant dans le système sol-plante. En effet, une mauvaise infiltration provoquerait plus de ruissellement lors de grosses pluies et entraînerait ainsi une perte d'un certain volume d'eau pour l'écosystème local.

Par la loi de Darcy, on sait que l'infiltration dépend de la conductivité hydraulique du sol $K(h)$. Un sol conducteur permettra une infiltration plus rapide. Cette propriété du sol est caractérisée par une courbe de conductivité, propre à chaque sol, représentant la relation entre la conductivité hydraulique du sol (K) et sa succion (h). La conductivité hydraulique d'un

sol dépend de différents facteurs liés au sol, comme sa texture et sa structure. La macroporosité présente dans le sol, due par exemple à une texture sableuse, ou à une bonne structure, permettra à l'eau de s'infiltrer plus facilement et plus rapidement en conditions humides. En conditions sèches, la plus grande présence de micropores des sols argileux peut leur donner une meilleure conductivité (Bormann, 2010; Buczko et al., 2006).

La présence de forêts influence le comportement de l'eau dans le sol. Les sols forestiers ont tendance à être plus profonds, plus poreux, et plus perméables que les autres sols, améliorant l'infiltration de l'eau (Malmer et al., 2010). Après déforestation, plusieurs études ont montré une dégradation des sols post-forestiers, incluant une diminution de l'infiltrabilité due à la diminution progressive de la matière organique, à l'exposition à l'impact des gouttes de pluie créant une croûte de battance et au compactage par le bétail ou les machines (Bruijnzeel, 2004; Ilstedt et al., 2007; Perrolf & Sandström, 1995). La texture souvent fine des sols tropicaux nécessite un apport régulier en matière organique, via la litière, et une bonne bioturbation pour maintenir la structure et la porosité du sol (Lal, 1987). En effet, la matière organique favorise la formation d'agrégats et améliore donc la structure du sol. La décomposition rapide de la matière organique souvent présente dans sols tropicaux implique donc une perte de structure plus rapide que dans d'autres climats (Malmer et al., 2010).

Dans une méta-analyse de la littérature sur les changements d'infiltration après boisement dans les tropiques (Ilstedt et al., 2007), il a été montré que la plantation d'arbres améliorait l'infiltration pour une large gamme de conditions de précipitations. Le ratio d'infiltration après/avant boisement était compris entre 2,4 et 4,7 (intervalles de confiance 95%) pour l'ensemble des études prises en compte, avec une moyenne à 3,8. Par ailleurs, Bonnesoeur et al. (2019) ont synthétisé différentes études dans la région des Andes concluant que l'infiltration était améliorée de 8 fois après 14 à 20 ans de croissance de la forêt. Enfin, une autre méta-analyse plus récente (Lozano-Baez et al., 2019), a rassemblé 11 études différentes représentant une grande variété de régimes hydriques (entre 730 et 5610 mm/an), différents types de sols, dont des Ferralsols fortement altérés et des Cambisols, et différents âges de forêts restaurées. De plus, différentes méthodes de reboisement ont été observées, incluant des plantations mono- ou pluri-spécifiques avec des espèces indigènes ou exotiques. Les infiltrations observées en forêts restaurées variaient de 11 à 2592 mm/h, avec une moyenne à 434 mm/h. Cette méta-analyse a montré que la reforestation ne permettait pas de recouvrir complètement l'infiltrabilité d'origine et que la capacité de rétablissement de cette propriété dépendait de l'utilisation du sol post-forestier, de sa texture et de l'âge du reboisement. En effet, l'infiltration après restauration reste 39% moins bonne que dans les forêts de référence mais augmentait de 291% pour les cultures, de 182% pour les prairies et de 57% pour les sols nus. Selon Lozano-Baez et al. (2019), cela est dû à l'intensité de l'occupation du sol post-forestier. Les prairies fortement pâturées entraîneraient une dégradation plus forte du sol, notamment via sa compaction. Ensuite, la récupération de l'infiltrabilité est meilleure pour les sols argileux (302%) que sableux (90%). Lozano-Baez et al. (2019) expliquent cela par le fait que les argiles interagissent intensivement avec la matière organique et les oxydes, entraînant une meilleure structure et donc une récupération de l'infiltration plus facile que pour les sols sableux. Ces résultats sont synthétisés dans le Tableau 1 suivant.

Tableau 1 - Effet de la plantation d'arbres sur l'infiltration pour différentes occupations du sol et types de sol. Le pourcentage indique le taux de récupération de l'infiltration après reforestation par rapport à l'occupation du sol initial. Les nombres entre parenthèses représentent le nombre d'échantillons suivi du nombre d'étude.

	Forêt primaire	Reforestation				
Occupation du sol post-forestier et type de sol		Sol nu	Prairie	Agriculture	Sol argileux	Sol sableux
Infiltration après reforestation	-39%	+57%	+182%	+291%	+302%	+90%
Nombre d'échantillons et d'études	(24 ; 7)	(4 ; 1)	(23 ; 6)	(16 ; 5)	(9 ; 3)	(11 ; 4)

Il y a cependant selon (Lozano-Baez et al., 2019) toujours un manque d'études long terme sur l'infiltration des forêts restaurées, sur les mouvements d'eau à travers le profil de sol en conditions insaturées, et sur les interactions entre cette infiltration et d'autres propriétés du sol. De plus, l'ensemble de ces analyses montrent enfin un manque d'étude sur les différentes techniques de reforestation, incluant notamment les espèces et la densité d'arbres choisies. Une étude récente sur les savanes africaines (Ilstedt et al., 2016) a néanmoins montré qu'une couverture intermédiaire maximiserait la recharge de la nappe et l'infiltration, mettant en évidence que les caractéristiques des plantes, comme l'architecture racinaire, la quantité de litière ou la densité d'arbres pouvaient influencer l'infiltration.

Cependant, un sol conducteur permettant une bonne infiltration n'est pas toujours forcément bénéfique pour la plante. En effet, si le sol est trop conducteur sur tout son profil, l'eau aura tendance à être drainée rapidement et à rejoindre ainsi la nappe. Elle sortira donc du système sol-plante et ne sera plus disponible tant qu'il n'y aura pas de remontée capillaire. La situation optimale pour la plante est donc d'avoir un sol qui est approvisionné rapidement en eau (bonne infiltration) tout en étant capable de la stocker (bonne rétention) (Dexter & Richard, 2009).

2.2. Impact de la forêt sur la rétention d'eau ($\theta(h)$)

Le sol possède une certaine capacité à stocker l'eau, appelée capacité de rétention $\theta(h)$. Cette propriété du sol est caractérisée par une courbe de rétention, propre à chaque sol, représentant la relation entre la teneur en eau du sol (θ) et sa succion (h). La rétention du sol est évidemment cruciale pour la plante, puisqu'elle définit la réserve en eau utile (REU) que la plante sera capable d'absorber et d'utiliser pour son évapotranspiration. Cette réserve en eau utile est généralement définie entre des valeurs de succion de pF 2,5 (appelé « capacité au champ (CC) ») et pF 4,2 (appelé « point de flétrissement permanent (PFP) »). La plante n'a pas accès à l'eau lorsque la succion est inférieure à la capacité au champ (eau gravitaire qui draine rapidement), ni lorsqu'elle est supérieure au point de flétrissement permanent (trop sec) (Cassel & Nielsen, 1986). Une étude plus récente (de Jong van Lier, 2017), réalisée sur des profils de sol au Brésil comprenant plusieurs Ferralsols, a néanmoins montré qu'une grande fraction (10-50%) de l'eau transpirée était prise à des tensions entre la capacité au champs et la saturation, ce qui rend questionnable l'utilisation de la CC comme limite de la réserve en eau utile.

La présence de forêt influence la rétention d'eau dans les sols. En effet, les forêts augmentent la teneur en carbone organique du sol. Ce carbone organique, comme expliqué précédemment, favorise l'agrégation et améliore ainsi la structure du sol et sa macroporosité. L'augmentation de macropores permet une rétention accrue pour les faibles suctions, proches de la saturation (Alaoui et al., 2011; Buschiazzi et al., 2004). Lors d'une déforestation, il est souvent observé une augmentation des débits des rivières en aval, indiquant notamment une diminution de la capacité de rétention du sol (Qazi et al., 2017). A l'échelle des saisons, la forêt joue le rôle de tampon en stockant l'eau pendant les saisons humides et en la relâchant progressivement durant les saisons sèches (Bruijnzeel et al., 2005). Cette capacité de stockage des forêts est néanmoins limitée. Lors de gros événements pluvieux, il est possible de voir du ruissellement venant de forêts intactes (Bruijnzeel et al., 2005). Enfin, l'érosion des sols accrue dans la phase post-déforestation joue également un rôle important sur la diminution de la capacité de stockage du sol (Bruijnzeel, 2004).

Dans une étude sur l'effet de la reforestation sur les propriétés physiques du sol, réalisée en comparant des parcelles reforestées de 12 ans avec des cultures et des prairies sur un même sol au Sri Lanka, Mapa (1995) a montré que la reforestation améliorait la rétention à tout niveau de suction sur toute la profondeur étudiée (0 à 60cm). L'amélioration de la rétention pour des faibles suctions (proche de la CC) est due à une meilleure structure apportée par la plus haute teneur en matière organique. Pour des hautes suctions (proches du PFP), l'amélioration de la rétention peut être également due à la présence de matière organique qui, par sa nature hydrophile, possède une surface spécifique élevée qui permet la rétention d'eau (Mapa, 1995). Cependant, cette même étude n'a pas montré d'amélioration de la réserve en eau utile. En effet, la rétention étant meilleure pour toute suction, la différence entre la teneur en eau à capacité au champ et celle au point de flétrissement n'était pas plus grande que sur les sols non reforestés (Mapa, 1995). Une meilleure rétention reste néanmoins intéressante d'un point de vue écosystémique car elle permet à la forêt de servir de tampon en réduisant le ruissellement et en restituant l'eau lors des saisons humides.

Enfin, en dehors de l'effet des forêts sur l'amélioration de la rétention du sol, la présence de racines permet aussi une redistribution de l'humidité au sein du profil de sol (Neumann & Cardon, 2012). Cela assure une meilleure accessibilité à l'eau pour la plante, sans pour autant changer la réserve en eau du sol.

2.3. Impact de la forêt sur l'évapotranspiration (ET)

L'évapotranspiration représente la combinaison de deux flux : l'évaporation et la transpiration. L'évaporation provient principalement du sol, tandis que la transpiration provient des plantes et détermine directement leur croissance. L'évapotranspiration dépend de la teneur en eau du sol qui définit l'eau disponible pour les plantes et pour l'évaporation.

La présence de forêts influence donc l'évapotranspiration. Tout d'abord, la couverture de la canopée permet une réduction de l'évaporation via l'exposition moins importante aux radiations solaires et au vent et une humidité plus élevée sous la canopée (Ilstedt et al., 2016). Cependant, de manière générale, les forêts ont une biomasse aérienne plus importante et des racines plus profondes, utilisant par conséquent plus d'eau (Mátyás & Sun, 2014). De plus, la

profondeur de prise d'eau diffère également selon la végétation. En effet, il a été montré par une approche isotopique, à l'Est de l'Amazonie brésilienne, que la végétation des prairies prenaient leur eau uniquement en surface, dans le premier mètre du sol, tandis que les arbres et les lianes des forêts tropicales la prenaient plus bas, avec une profondeur plus élevée pour les arbres que pour les lianes (Moreira et al., 2000). En outre, la profondeur de prise d'eau varie selon la saison et augmente au cours de la saison sèche (Fritzsche et al., 2006). La profondeur de prise d'eau peut avoir un impact sur l'évapotranspiration. En effet, les arbres étant capables d'atteindre des ressources en eau plus profondes peuvent mieux résister aux sécheresses en continuant leur évapotranspiration grâce au stock d'eau en profondeur et/ou à l'accès facilité aux nappes. A l'opposé, les prairies voient par conséquent leur évapotranspiration diminuer plus fortement lors de sécheresse (Jipp et al., 1998). Au final, les forêts ont donc une plus grande évapotranspiration que les autres occupations du sol pour plusieurs raisons : elles ont un albédo plus faible induisant des radiations nettes plus importantes ; elles ont une rugosité aérodynamique plus élevée, induisant une faible résistance aérodynamique au transport de vapeur d'eau ; elles ont une grande surface foliaire, induisant une faible résistance stomatique ; elles ont un système racinaire plus profond leur donnant accès à une plus grande réserve en eau (Giambelluca, 2002). En climat semi-aride (i.e. dans le plateau de Loess au nord de la Chine avec des précipitations annuelles de 463mm), il a par exemple été montré que les zones forestières transpiraient 96,6% de l'eau précipitée alors que les zones non-forestières n'en transpiraient que 91,7%, le reste contribuant au ruissellement (Wang et al., 2011). En climat sub-humide (i.e. dans la Grande Plaine Hongroise), il a été montré que le taux plus élevé d'évapotranspiration dû à la présence de forêt induisait une diminution du niveau des nappes et une salinisation du sol. Ces conséquences sont en outre influencées par les espèces et l'âge de la forêt. En effet, les espèces avec un taux de croissance élevé et les forêts plus âgées entraînaient une salinisation plus forte, indiquant une évapotranspiration plus élevée (Tóth et al., 2013). De plus, il a été montré que la déforestation réduisait l'utilisation de l'eau et induisait une augmentation des flux des rivières du bassin versant concerné (Andréassian, 2004).

Par ailleurs, il y a de plus en plus de preuves que l'utilisation d'eau des jeunes forêts dépasse souvent celle des forêts matures (Fritzsche et al., 2006; Giambelluca, 2002; Malmer et al., 2010). Par exemple, Langford et al. (1980) ont montré en Australie que le débit des rivières diminuait de 100-200mm lors d'un passage d'une forêt ancienne ouverte (20 arbres/ha) à une forêt régénérée dense (400 arbres/ha), indiquant une évapotranspiration plus importante pour la forêt régénérée. Lors d'une reforestation, l'évapotranspiration va donc subitement augmenter et pourra atteindre des taux supérieurs à ceux de la forêt originale. Ces résultats pourraient cependant être simplement liés à la densité plus importante d'arbres dans la forêt régénérée.

En conclusion, une plus grande utilisation d'eau est le prix à payer pour optimiser la production de biomasse (Scott & Prinsloo, 2008). Certaines études ont montré que l'augmentation de l'utilisation de l'eau des arbres est susceptible de dépasser les bénéfices apportés par l'amélioration de l'infiltration, à moins que le sol ne soit déjà fortement dégradé (Bruijnzeel, 2004; Chandler, 2006). Malmer et al. (2010) pensent que des recherches doivent être faites pour établir cette limite critique pour différentes combinaisons d'espèces d'arbres, de types de sol et de climats. Mátyás & Sun (2014) concluent que la gestion de la reforestation devrait être adaptée aux conditions climatiques et hydrologiques locales projetées en tenant

en compte des changements climatiques futurs qui réduiront la disponibilité en eau. Scott & Prinsloo (2008) conseillent de cultiver les arbres sur des très longues rotations pour restaurer le stock de carbone sans épuiser les ressources en eau disponibles. Enfin, Ilstedt et al. (2016) se sont penchés sur l'impact de la densité de plantation sur le cycle de l'eau en climat semi-aride et ont conclu qu'une densité d'arbres intermédiaire pouvait augmenter la recharge des nappes car l'amélioration de l'infiltration dépassait alors l'augmentation d'utilisation d'eau.

3. Dynamique du cycle de l'eau lors de changements de couverture

3.1. Dynamique de la déforestation

La section précédente (2.) a montré que les sols forestiers ont une meilleure infiltration, une meilleure rétention d'eau et que l'évapotranspiration y est plus intense que pour les autres couvertures de sol. De plus, les forêts matures ont également un comportement différent des forêts jeunes récemment régénérées. La question qu'il reste à se poser est de savoir quelle est la dynamique de ces changements de comportement lorsqu'on passe d'un état à un autre.

Au moment de la déforestation, certains impacts seront directement observés. L'évapotranspiration sera logiquement le flux le plus rapidement impacté, puisque la transpiration des arbres deviendra nulle une fois coupés. De plus, l'éventuel passage de machines pour déforester ou transporter le bois coupé pourrait entraîner une compaction immédiate du sol qui diminuera par conséquent la conductivité hydraulique et donc la capacité d'infiltration (Malmer & Grip, 1990).

En revanche, d'autres impacts sur les propriétés du sol ne se verront pas immédiatement. Tout d'abord, la section précédente (2.) a montré que la matière organique du sol améliorerait sa structure et par conséquent sa capacité d'infiltration et de rétention. Après déforestation, la matière organique va se décomposer progressivement, et la structure du sol va donc s'altérer au même rythme. Ainsi, la diminution de la capacité d'infiltration et de rétention du sol va dépendre de la vitesse de décomposition de la matière organique. Cette dernière dépend de plusieurs facteurs, comme la température, l'humidité, et surtout l'activité biologique (Ekschmitt et al., 2005; Kleber, 2010). En outre, la déforestation induit une accélération de la décomposition de matière organique (Qiming et al., 2003). Par ailleurs, si le terrain est laissé à nu, l'impact des gouttes pourra créer une croûte de battance diminuant l'infiltration. La vitesse de création de cette croûte de battance dépend de la couverture du sol et de sa texture (Tarchitzky et al., 1984). Enfin, si le sol est utilisé pour du pâturage, il sera observé une compaction progressive supplémentaire. A plus long terme encore, l'érosion du sol post-forestier va entraîner une altération de ses propriétés hydriques (de la Paix et al., 2013). Le taux de d'érosion des sols post-forestiers va dépendre de leur fertilité et de l'intensité de l'utilisation du sol après déforestation (Veldkamp et al., 2020).

L'ensemble de ces phénomènes rend difficile l'estimation du temps nécessaire pour voir un impact considérable sur les propriétés du sol. Cependant, l'augmentation du débit des rivières, symptomatique d'un changement dans le cycle de l'eau des forêts, est généralement observée durant les 3 premières années après déforestation (Bruijnzeel, 2004). Cela prouve que l'impact de la déforestation sur les propriétés du sol est en général très rapide. Ce qui est

certain, c'est que l'impact de la déforestation sur les propriétés du sol pourra s'observer en surface comme en profondeur et pendant des décennies (Veldkamp et al., 2020).

La compréhension de la dynamique de changement de ces différents flux est cruciale. En effet, si la diminution de la capacité d'infiltration est plus lente que la diminution de l'évapotranspiration, la déforestation pourrait induire une augmentation du niveau des nappes, comme montré par Priyantha Ranjan et al. (2006) en climat aride.

3.2. Dynamique de la reforestation

Comme expliqué dans la section précédente (2.), la reforestation va permettre de rétablir les propriétés du sol, sans pour autant réussir à atteindre l'état initial avant déforestation. La dynamique de la restauration de ces propriétés est très importante pour l'évolution du bilan hydrique du sol. En effet, si un flux sortant, comme l'évapotranspiration, augmente plus vite qu'un flux entrant, comme l'infiltration, il sera observé une diminution de la réserve en eau et du niveau des nappes, pouvant entraîner un stress hydrique (Peng et al., 2015).

La récupération de l'infiltrabilité dépend du temps. Les forêts restaurées âgées montrent une meilleure infiltration que les plus jeunes (Lozano-Baez et al., 2019). Selon Bonell et al. (2010), il faudrait plus d'une décennie pour revenir aux conditions de sol initiales. Au-delà de 10 ans, Lozano-Baez et al. (2019) ont obtenu des résultats contradictoires. Néanmoins, dans tous les cas, l'infiltration est restée moins bonne que dans les forêts d'origine, montrant une récupération incomplète de la capacité d'infiltration après reboisement. Certaines caractéristiques des forêts d'origine ne sont en effet pas préservées lors du reboisement, comme un haut taux en matière organique améliorant la structure, une meilleure activité biologique entraînant une plus grande macroporosité, une plus grande diversité de plante et des systèmes racinaires plus complexes (Bruijnzeel, 2004; Leite et al., 2017). Cela suggère qu'il faudra probablement plusieurs décennies (minimum 30 ans) pour récupérer entièrement la capacité d'infiltration initiale (Giambelluca, 2002; Lozano-Baez et al., 2019).

Pour l'évapotranspiration, cela dépend de plusieurs facteurs. L'albédo de la forêt initiale ne sera récupéré qu'après 30 ans de reforestation (Giambelluca, 2002). Néanmoins, Bruijnzeel (2004) a montré que le moment de pic d'utilisation de l'eau d'une forêt régénérée en croissance arrivait bien plus tôt que le temps qu'il faut pour que la capacité d'infiltration du sol soit complètement récupérée. Cela induira donc un déséquilibre et une diminution de la réserve en eau dans les premières années de croissance. Burst et al. (2020) ont quant à eux montré avec une plantation de forêt sur une ancienne prairie qu'il a fallu moins de deux siècles pour recouvrir les propriétés du sol initiales. Cependant, ils attribuent ce résultat à la faible utilisation du sol de cette prairie. Par ailleurs, Huang et al. (2021) ont montré que la capacité de stockage et la profondeur de prise d'eau dépendaient de l'âge de la forêt depuis sa régénération. Selon leurs résultats (Figure 7), réalisés sur une plantation de *P. sylvestris* au nord de la Chine dans des plaines sableuses semi-arides, les forêts de 20 ans consomment l'eau majoritairement entre 0 et 200cm de profondeur ; les forêts de 30 à 40 ans entre 0 et 400cm ; et les forêts de 50 à 60 ans entre 500 et 700 cm. Cela met en évidence l'importante croissance racinaire de ces arbres.

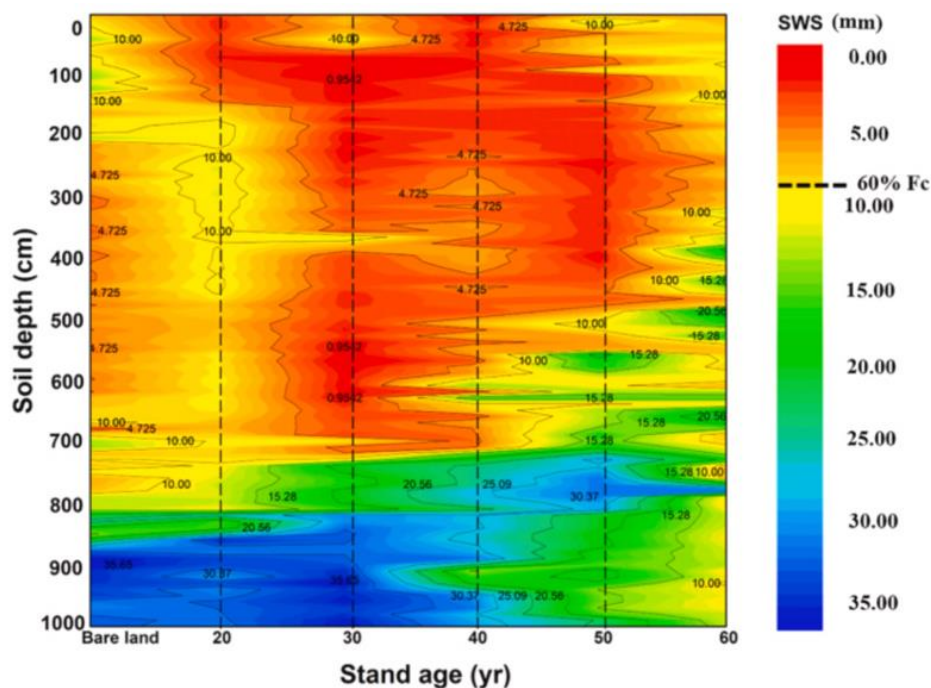


Figure 7 - Distribution verticale du stock d'eau du sol (SWS) sur terrain nu (bare land) et sur des forêts régénérées d'âges différents (stand age). FC indique la teneur en eau à la capacité au champ (-33kPa). Ces résultats ont été obtenus sur une plantation de *P. sylvestris* sur un sol sableux en climat semi-aride au nord de la Chine (Huang et al., 2021).

Ils ont également observé une augmentation de la capacité de stockage entre les forêts de 20 ans et de 60 ans. L'augmentation de l'utilisation de l'eau avec l'âge de la forêt observée a induit un stress hydrique dans les horizons inférieurs à 200 cm (Huang et al., 2021). Cela montre encore une fois le risque de stress hydrique engendré par la reforestation. Une telle expérience n'a cependant pas encore été réalisée en forêt tropicale humide.

De plus, la profondeur de prise d'eau et le pourcentage de couverture de la canopée impactent le cycle de l'eau et ont une influence sur le flux de recharge de la nappe (Ilstedt et al., 2016). Au cours de la croissance de la forêt régénérée, le pourcentage de couverture va augmenter via la croissance des arbres, et la profondeur de prise d'eau également (Huang et al., 2021). La Figure 8 suivante montre l'impact du pourcentage de couverture et de la profondeur de prise d'eau sur le flux de recharge de la nappe dans un Luvisol ferrugineux au Burkina Faso. La recharge augmente par rapport au terrain nu et atteint un pic entre 5 et 20% de couverture de canopée, soit une densité de 5 à 30 arbres/ha. Ce pic dépend du scénario de prise d'eau et est maximum lorsque celle-ci se fait entièrement dans les profondeurs supérieures à 1,5m (ligne rouge). La combinaison des résultats de Ilstedt et al. (2016) et Huang et al. (2021) montre que la croissance de la forêt régénérée risque de mettre en danger la recharge de la nappe si la densité d'arbres n'est pas judicieusement choisie.

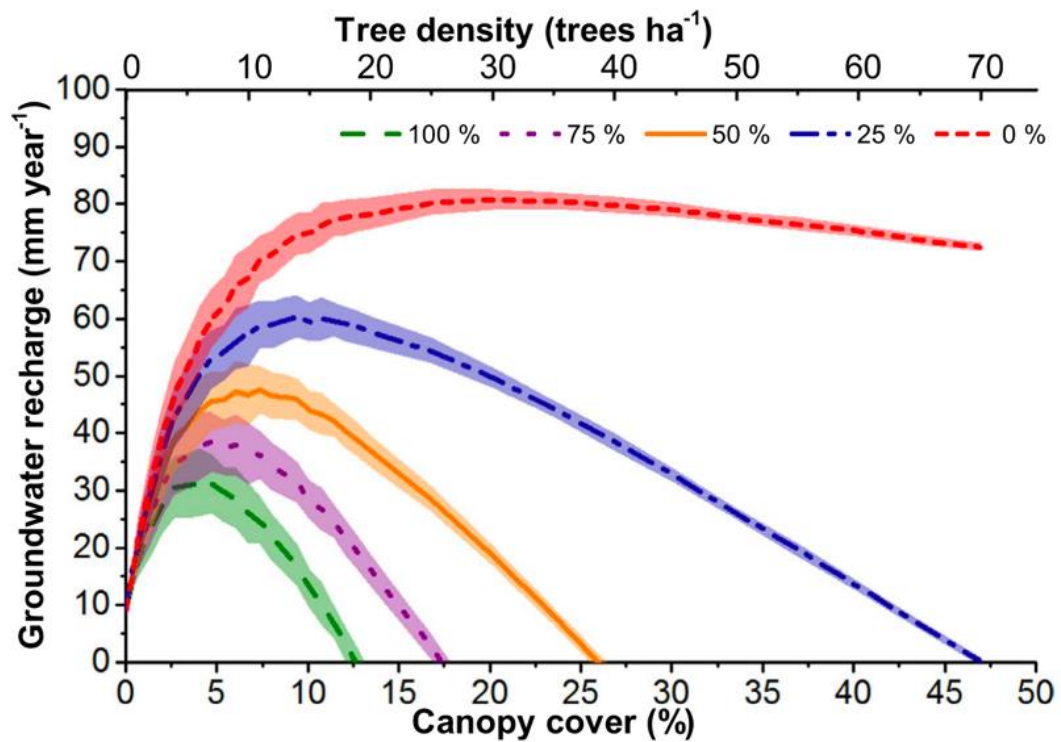


Figure 8 - Simulations de la recharge des nappes selon la densité d'arbres et la couverture de canopée. Les simulations sont basées sur des mesures de flux de sève et sur la relation observée entre le drainage sous 1,5m de profondeur et la distance à l'arbre le plus proche, dans un terrain d'agroforesterie au Burkina Faso en 2009. Pour chaque densité d'arbre, la moyenne et l'écart-type de 100 simulations faites avec une localisation aléatoire d'arbres sur 1ha sont montrés. Les couleurs représentent différents scénarios de proportion de prise d'eau sous 1,5m de profondeur (0,25,50,75,100%). Toutes les simulations supposent une taille d'arbre moyenne (aire de canopée de 67 m²). (Ilstedt et al., 2016)

Enfin, la récupération des propriétés hydriques du sol dépendra également de son état de dégradation. L'intensité de l'utilisation du sol pendant la période déforestée aura donc une influence sur le succès ou non de la reforestation (Janssen et al., 2018).

IV. OBJECTIFS

Le chapitre précédent (III. État de l'art) a montré que les changements d'occupation du sol comme la déforestation et la reforestation impactent le cycle de l'eau. Néanmoins, les conséquences observées sont parfois dépendantes des conditions climatologiques et pédologiques de chaque étude. Une étude spécifique en forêt tropicale humide peut donc être intéressante pour renforcer les connaissances actuelles. De plus, la plupart des études analysant la dynamique du cycle de l'eau face à un changement d'occupation du sol sont à l'échelle régionale ou à l'échelle du bassin versant. L'impact de la reforestation en forêt tropicale humide et à l'échelle de la parcelle est encore peu connu. Il y a de plus toujours un manque d'études long terme sur l'infiltration des forêts restaurées, sur les mouvements d'eau à travers le profil de sol en conditions insaturées, et sur les interactions entre cette infiltration et d'autres propriétés du sol (Lozano-Baez et al., 2019).

Ce mémoire s'inscrit donc dans ce contexte. Son objectif global est de répondre à la question suivante :

Quel est l'impact de la reforestation sur la dynamique des flux d'eau dans le sol en forêt tropicale humide brésilienne ?

Pour répondre à cette question, trois sous-objectifs spécifiques ont été choisis. (1) Le premier est de quantifier l'impact de la reforestation sur la conductivité de l'eau dans le sol. Cette information permettra d'évaluer l'impact de la reforestation sur le flux d'infiltration alimentant le sol en eau disponible pour les plantes. Il part de l'hypothèse que la présence de forêt devrait améliorer la structure du sol et ainsi améliorer son infiltration. (2) Le deuxième sous-objectif est de quantifier l'impact de la reforestation sur l'évapotranspiration et la dynamique de prise d'eau par la plante. En particulier, la profondeur de prise d'eau de la végétation sera étudiée pour mettre en évidence une éventuelle évolution de celle-ci avec la croissance des arbres. (3) Le dernier sous-objectif est de quantifier l'impact de la reforestation sur la dynamique du flux de recharge de la nappe. Cette information permettra d'évaluer la durabilité de la reforestation vis-à-vis des ressources en eau limitées.

Enfin, ces trois flux seront comparés entre des forêts régénérées d'âge différents pour mettre en évidence une potentielle différence de dynamique au niveau de leurs interactions éco-hydrologiques sol-plante.

V. MATERIEL ET METHODES

1. Présentation des parcelles d'étude

La zone d'étude de ce mémoire est située à la bordure entre les États de São Paulo et de Minas Gerais, en périphérie du village de São Francisco Xavier. Trois parcelles d'étude se trouvent dans cette zone (Figure 9). Historiquement, ces trois parcelles faisaient initialement partie de la forêt Atlantique brésilienne. Jusqu'aux années 1970, la zone était axée sur la production de charbon de bois. Des années 1980 à 1990, il y a eu principalement des monocultures de pins et d'eucalyptus, des pâturages et des cultures (MapBiomias, 2019). Après les années 1990, le reboisement progressif a été entrepris dans différentes parties du terrain. Aujourd'hui, ces trois parcelles représentent trois stades de reforestation différents, allant de 0 à 40 ans (Bandoria, 2020).

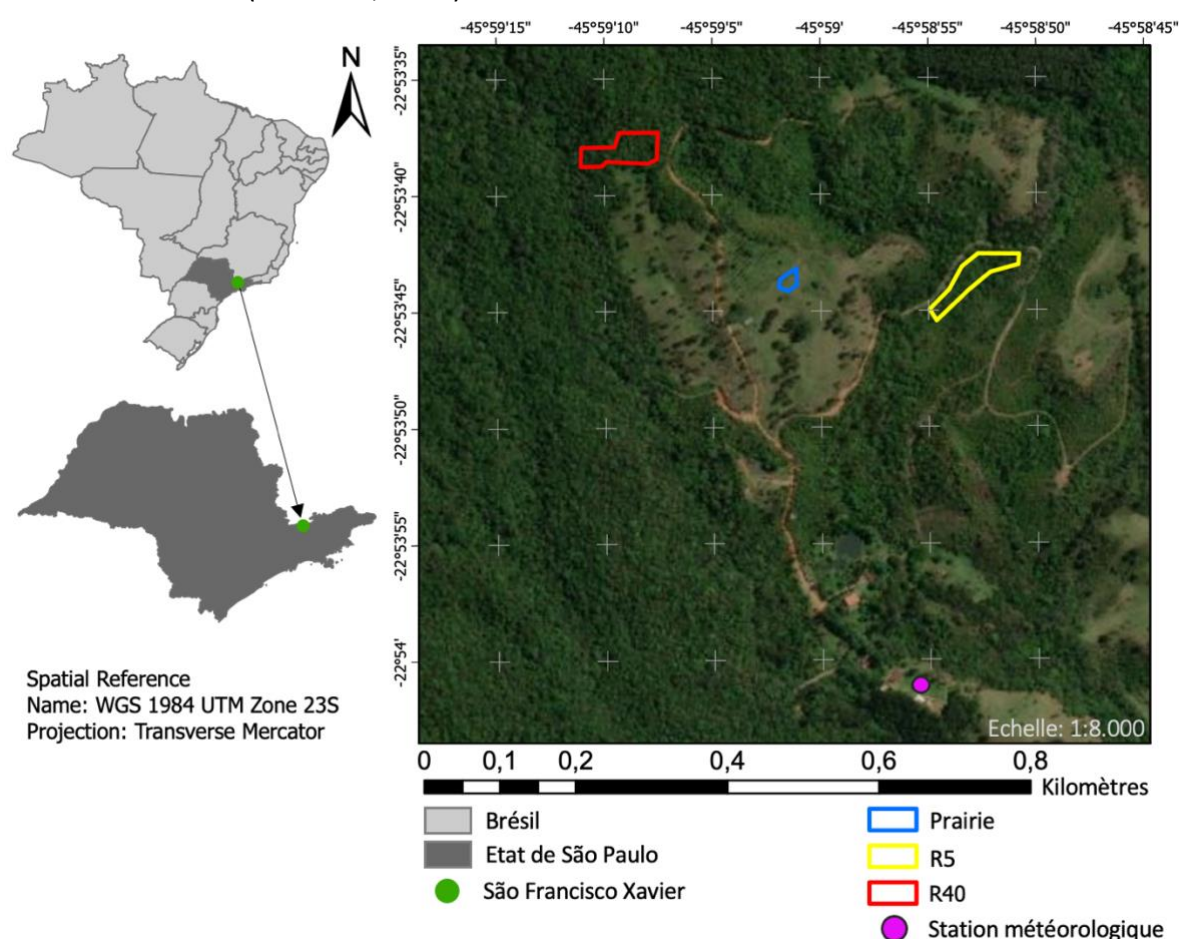


Figure 9 - Carte de la zone d'étude montrant la localisation des trois parcelles de forêt étudiées (Prairie, R5, R40) et de la station météorologique locale, utilisée pour ce mémoire. La zone d'étude se trouve en périphérie du village de São Francisco Xavier, dans l'État de São Paulo, au Brésil.

La première parcelle, située le plus au Nord et représentée en rouge sur la carte ci-dessus (Figure 9) est la plus vieille parcelle reforestée (40 ans). Elle est nommée « R40 » et a une superficie de 370 m². Elle est caractérisée par une végétation bien développée, menant à un couvert très dense (visible à la Figure 10c.), et par une pente de l'ordre de 10%. La deuxième parcelle, située à l'Est et représentée en jaune sur la carte ci-dessus est la plus jeune parcelle

reforestée (5ans). Elle est nommée « R5 » et a une superficie de 450m². Elle est caractérisée par une densité d'arbres plus faible, avec une végétation moins développée menant à un couvert encore partiellement ouvert (visible à la Figure 10b.), et par une pente très faible voire nulle. Située plus bas que la parcelle R40, elle est plus proche de la nappe qui peut arriver à seulement quelques mètres de profondeur pendant la saison humide, influençant le potentiel hydrique à 2m de profondeur (c.f. VI. 1.2. D)). Enfin, la troisième parcelle, située au centre et représentée en bleu ci-dessus, est une prairie de 80 m². Elle est caractérisée par une couverture herbacée (visible à la Figure 10a.) et par une pente nulle. Manquant de données pour cette dernière parcelle, elle ne sera utilisée que dans certaines parties de ce mémoire (e.g. mesure de l'EVI) à titre de comparaison mais ne sera pas analysée en détail. Enfin, la station météorologique de l'INPE, utilisée pour ce mémoire, est également représentée sur la carte ci-dessus.

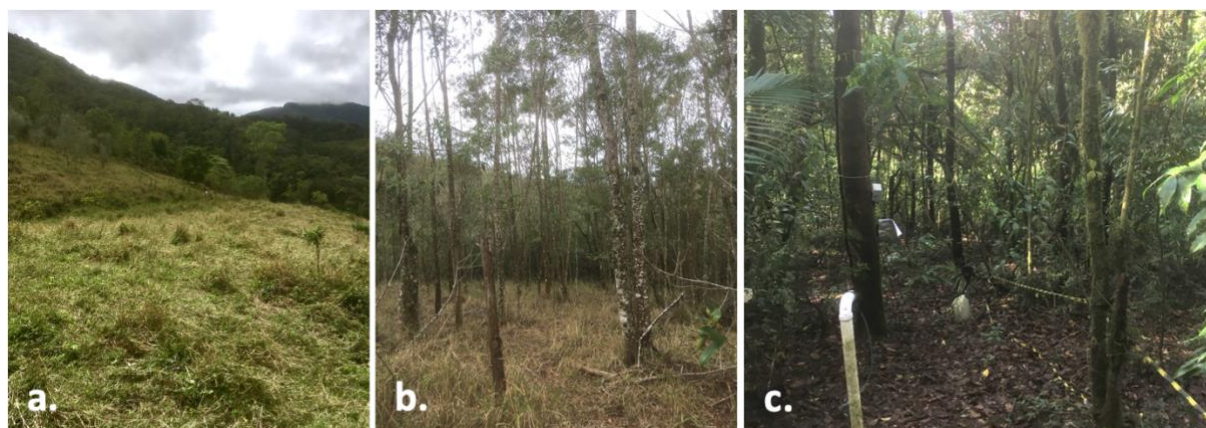


Figure 10 - Photos des trois parcelles d'étude montrant leur paysage contrasté et la différence de couverture végétale de celles-ci. Dans l'ordre, les photos a., b. et c. correspondent aux parcelles « prairie », « R5 » et « R40 ».

2. Données météorologiques

2.1. Stations utilisées

La station météorologique de la zone d'étude, présentée dans la section précédente et visible sur la photo ci-dessous (Figure 11), appartient à l'INPE. Elle enregistre des données horaires de différentes variables : pression (mbar), radiations solaires (W/m²), pluviométrie (mm), vitesse du vent (m/s), température (°C), température du point de rosée (°C) et humidité relative (%). Ces données sont disponibles du 23/01/2019 au 15/09/2021.



Figure 11 - Photo de la station météorologique de l'INPE prise sur la zone d'étude à São Francisco Xavier, le 30/08/2022 à 12:30.

Cette station permet d'avoir des mesures précises et avec une haute résolution temporelle des conditions météorologiques locales. Cependant, elle possède certains inconvénients. En effet, elle est positionnée à proximité (environ 15m) de 3 grands arbres. Premièrement, ces arbres vont créer de l'ombre sur la station à certaines heures de la journée pouvant fausser les données de radiations solaires. Cela se voit d'ailleurs sur la photo ci-dessus (Figure 11). Ensuite, comme la station est située à moins de deux fois la hauteur des arbres, il se peut que des erreurs aléatoires viennent entacher les données pluviométriques (Campbell Scientific, 2022). De plus, cette station possède un certain nombre de données manquantes, notamment du 16 au 18 septembre 2020 et durant tout le mois de janvier 2021.

Pour combler ces données, une autre station météorologique a été utilisée. Cette dernière appartient au réseau de l'institut national de météorologie brésilien (INMET) et est située à 7km au Nord-Ouest de la zone d'étude, dans la ville de Monte Verde. Les données de cette station sont alignées sur un autre réseau horaire, permettant sans doute à l'INMET d'uniformiser leurs données sur l'entièreté du territoire brésilien, et ont donc dû être avancées de 4h. Par ailleurs, la sonde d'humidité relative de cette station a également eu une défaillance pendant le mois de janvier 2021. Pour combler les données d'humidité relative (HR) manquantes, une relation empirique liant HR et température a été créée. En effet, en comparant les données d'HR avec les différentes autres variables au cours des mois de janvier des autres années, il a été déterminé que la température était la variable la plus corrélée à celle-ci. Une relation empirique linéaire entre les deux variables a alors été calibrée sur base du mois de janvier 2020 et vérifiée avec le mois de janvier 2019, pour lequel elle a montré un coefficient de corrélation R^2 de 0,63 et un RMSE (Root Mean Square Error) de 11,13 [% d'HR]. Le graphique de corrélation entre humidité relative prédite et observée ainsi que la série temporelle contenant les données d'humidité relative comblée sont disponibles en annexe 1. Cette relation est la suivante, avec HR, l'humidité relative en (%) et T la température en (°C) :

$$HR = 155,43 - 3,2673 \cdot T$$

2.2. Calcul de l'évapotranspiration de référence

Les précipitations mesurées permettent de connaître le flux moteur du cycle de l'eau. Les autres données météorologiques sont utiles pour calculer un autre flux important : l'évapotranspiration de référence (ET_0). Celle-ci correspond à ce qu'évapotranspire sans stress une prairie standard, avec une herbe haute de 12cm, une résistance de surface de 70s/m et un albedo de 0.23. Elle varie selon les conditions météorologiques, comme l'ensoleillement, la vitesse du vent, la température et l'humidité (Allen et al., 1998).

L'ensemble des données météorologiques relevées ont donc permis de calculer l'évapotranspiration de référence ET_0 via l'équation de Penman-Monteith, combinée avec les équations de résistance aérodynamique et de surface. La FAO a proposé dans son papier n°56 sur l'irrigation et le drainage une formule générale de l' ET_0 reprenant ces trois équations (Allen et al., 1998). La version horaire de cette formule est reprise ci-dessous :

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta(R_n - G) + \gamma \frac{37}{T + 273} u_2 (e^\circ(T) - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)}$$

avec ET_0 : Évapotranspiration de référence [mm.h⁻¹]

R_n : Radiations nettes à la surface de l'herbe [MJ.m⁻².h⁻¹]

G : Densité de flux de chaleur du sol [MJ.m⁻².h⁻¹]

Δ : Pente de la courbe de pression de vapeur saturante [kPa.°C⁻¹]

γ : Constante psychrométrique [kPa.°C⁻¹]

T : Moyenne horaire de la température de l'air [°C]

$e^\circ(T)$: Pression de vapeur saturante à la température de l'air T [kPa]

e_a : Moyenne horaire de la pression de vapeur réelle [kPa]

u_2 : Moyenne horaire de la vitesse du vent à 2m de hauteur [m.s⁻¹]

Le détail du calcul de l'évapotranspiration de référence horaire et de ces différentes variables est disponible en annexe 2.

3. Données de sol

3.1. Texture, couleur et masse volumique apparente

La masse volumique apparente des sols des deux parcelles (R5 et R40) a été mesurée de différentes manières. Tout d'abord, l'INPE a envoyé des échantillons de sol de différentes profondeurs à un laboratoire brésilien spécialisé dans l'analyse des propriétés physiques du sol, qui a mesuré à la fois leur masse volumique apparente, leur porosité, leur texture et plusieurs points de leur courbe de rétention (c.f. section 3.4). La masse volumique apparente peut soit être mesurée directement via le rapport entre la masse sèche et le volume de l'échantillon, soit également être calculée à partir de la porosité via la formule suivante :

$$\rho_b = \rho_s(1 - \varepsilon)$$

avec ρ_b : masse volumique apparente [g/cm³]

ρ_s : masse volumique du solide (=2,65 pour la silice) [g/cm³]

ε : Porosité (= θ_{sat}) [cm³/cm³]

Ensuite, l'INPE a également effectué, sur d'autres échantillons des mêmes parcelles, des mesures de masse volumique apparente, de porosité et de rétention à l'aide d'une unité de mesure Hyprop (c.f. section 3.4).

De plus, les différents échantillons Hyprop ont été pris en photo afin de représenter l'évolution de la couleur du sol sur l'ensemble du profil étudié.

Enfin, pour l'analyse texturale, un échantillon a été pris tous les 20cm de profondeur sur l'ensemble du profil.

3.2. Teneur en eau volumique

Les teneurs en eau volumiques sont mesurées en continu sur le terrain à l'aide de capteurs TEROS10. Développés par l'entreprise *METER Group*, ceux-ci sont capables de mesurer des teneurs en eau allant de 0 à 0,64 cm³/cm³, avec une résolution de 0,001 cm³/cm³. Avec une calibration standard, ils possèdent une précision de $\pm 0,03$ cm³/cm³ (METER Group, 2021b).

Ces capteurs ont été disposés sur chaque parcelle à sept profondeurs différentes : 10, 20, 30, 50 (ou 60 pour la parcelle R5), 100, 150, et 200 [cm]. Connectés à un datalogger, ils enregistrent la teneur en eau du sol toutes les heures. Pour ce mémoire, ces données ne sont néanmoins disponibles que journalièrement, du 20/02/2019 au 01/07/2022. Les données utilisées correspondent aux moyennes journalières des teneurs en eau calculées par l'INPE. Il est donc difficile de leur attribuer une heure précise dans la journée. Il a été choisi arbitrairement de les représenter à 12:00 chaque jour. Cela va entraîner quelques légères incohérences, pour des petites échelles temporelles. En effet, si une averse est tombée en fin de journée, elle aura une influence sur la teneur en eau moyenne de la journée, représentée arbitrairement à 12:00, soit avant l'averse. Par ailleurs, la difficulté d'accès des parcelles rend difficile l'entretien et la vérification régulière de la bonne fonctionnalité des capteurs. Ainsi, sur la période étudiée, plusieurs capteurs ont arrêté de fonctionner à certains moments ou ont enregistré des données aberrantes. Ces données ont donc été filtrées en excluant toutes les données inférieures à 0,18 [cm³/cm³] et supérieures à 0,47 [cm³/cm³]. Ces valeurs seuils ont été choisies arbitrairement au vu de la cohérence des données récoltées.

3.3. Potentiel matriciel

Les potentiels matriciels sont eux-aussi mesurés en continu sur le terrain, à l'aide de capteurs TEROS21. Développés par l'entreprise *METER Group*, ceux-ci sont capables de mesurer des potentiels allant de -5 à -100000 kPa (soit 1,7 à 6,0 pF), avec une résolution de 0,1 kPa et une précision de $\pm 10\%$. Ce capteur fonctionne en mesurant la teneur en eau de ses disques en céramique poreux et en la convertissant en potentiel matriciel via la courbe de rétention de la céramique. Lorsque le sol est plus sec que pF 4,2, le potentiel peut devenir fortement bruité. De plus, le capteur peut être limité du côté humide par le point d'entrée d'air du sol (METER Group, 2021a).

Ces capteurs ont été disposés aux mêmes profondeurs que ceux de teneur en eau. Ils enregistrent également des données toutes les heures. Pour ce mémoire, les données ne sont cependant disponibles que journalièrement, du 20/02/2019 au 01/07/2022, sauf à 2m de profondeur où les données horaires ont pu être utilisées. A nouveau, les données journalières correspondent à des moyennes de la journée et ont été attribuées arbitrairement à 12:00. Les données ont également dû être filtrées pour éliminer les valeurs aberrantes.

3.4. Courbes de rétention

Une courbe de rétention correspond à la relation entre la teneur en eau θ [cm³/cm³] et le potentiel matriciel h [cm] ou $\log(h)$ [pF]. Elle représente la capacité qu'a un sol à retenir l'eau sous une certaine succion. Les courbes de rétention dépendent de la distribution de la taille des pores, qui dépend elle-même de la texture et de la structure du sol. Le sol étant très souvent hétérogène verticalement, les courbes de rétention seront propres à chaque profondeur. Ces courbes peuvent soit être mesurées, via des mesures combinées de teneur en eau et de potentiel matriciel, soit être modélisées. En effet, il existe différents modèles permettant de représenter les courbes de rétention à l'aide de quelques paramètres. Le modèle le plus utilisé est probablement celui de van Genuchten (1980). Durner a cependant proposé une modification à cette équation permettant de décrire à la fois des modèles unimodaux, comme le modèle original de van Genuchten, ou multimodaux. Un modèle multimodal correspond à la somme pondérée de plusieurs courbes de rétention (Durner, 1992). L'équation suivante définit ces deux modèles, avec $k=1$ pour un modèle unimodal et $k=2$ pour un modèle bimodal.

$$S_e(h) = \sum_{i=1}^k w_i \left[\frac{1}{[1 + (\alpha|h|)^{n_i}]} \right]^{m_i}$$

où

$$S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \text{et} \quad m_i = 1 - 1/n_i$$

avec S_e : Taux de saturation [-]

θ : Teneur en eau [cm³/cm³]

h : Potentiel matriciel [cm³/cm³]

θ_r : Teneur en eau résiduelle [cm³/cm³]

θ_s : Teneur en eau à saturation [cm³/cm³]

α : Paramètre lié à l'inverse du point d'entrée d'air [cm⁻¹]

n : Paramètre lié à la distribution de la taille des pores et déterminant la pente de la courbe [-]

w_i : Facteur de pondération entre les deux courbes $i=1$ et $i=2$ [-]

Les courbes de rétention des sols des deux parcelles d'étude ont été mesurées pour plusieurs profondeurs à l'aide de différentes méthodes :

(1) Premièrement, comme mentionné précédemment, les échantillons envoyés par l'INPE au laboratoire brésilien spécialisé dans l'analyse des propriétés physiques des sols ont été notamment utilisés pour mesurer différents points des courbes de rétention. Ce laboratoire a utilisé la méthode des coupelles poreuses (Haines/Buchner) pour les faibles suctions et la méthode des casseroles à pression (presse de Richards) pour les suctions plus élevées. Ils ont pris 10 suctions ($h[\text{cm}] = -10, -20, -40, -100, -300, -500, -1000, -5000, -15000$) pour 7 profondeurs différentes ($z[\text{cm}] = 10, 20, 30, 60, 100, 150, 200$) pour les deux parcelles.

(2) Deuxièmement, l'INPE a également réalisé des mesures avec leurs propres unités Hyprop. Hyprop est un instrument de mesure de propriétés hydriques du sol développé par l'entreprise *METER Group* qui fonctionne par évaporation. Un échantillon est saturé et introduit dans l'instrument qui mesure à intervalle régulier sa tension à l'aide de deux tensiomètres et sa masse à l'aide d'une balance connectée. Il suffit alors d'attendre que l'eau s'évapore du sol pour avoir des points de mesure sur l'ensemble de la courbe de rétention. L'outil HypropFit permet ensuite de déterminer les paramètres du modèle de rétention choisi (e.g. pour van Genuchten : θ_r , θ_s , α , n) qui permettent de représenter au mieux les points mesurés. Cette méthode est très précise mais nécessite d'attendre parfois très longtemps pour avoir des données à des suctions élevées. Ce temps d'attente n'a parfois pas été respecté par l'INPE, diminuant l'exactitude des courbes de rétention obtenues.

(3) Troisièmement, les données texturales relevées par le laboratoire brésilien pour les échantillons de l'INPE (c.f. 3.1) peuvent aussi être utilisées pour déterminer des courbes de rétention. Pour ce faire, il existe des fonctions de pédotransfert (PTF) qui permettent de lier de manière empirique les données texturales (pourcentage de sable, limon, argile) et de masse volumique apparente aux paramètres des modèles de courbe de rétention (θ_r , θ_s , α , n). Ces fonctions permettent une bonne approximation mais sont rarement très précises. En effet, elles ne prennent que la texture du sol en compte et pas sa structure, qui a pourtant une influence majeure sur la porosité et donc la rétention.

Ces trois méthodes ont donné des courbes de rétention similaires pour certaines profondeurs, et très différentes pour d'autres (c.f. Annexe 5). Pour représenter au mieux le comportement réel des sols sur le terrain, une quatrième méthode a alors été utilisée.

(4) Comme mentionné dans les points précédents, des données de teneur en eau et de potentiel matriciel ont été enregistrées sur le terrain chaque heure à différentes profondeurs. L'ensemble des couples θ - h mesurés peuvent être représentés sous la forme d'un nuage de point qui suivra la forme d'une courbe de rétention. Ce nuage ne suit cependant pas une unique courbe. En effet, l'effet d'hystérèse fait que la courbe de rétention d'un sol n'est pas exactement la même selon le sens dans lequel on va. Si le sol s'assèche, il aura tendance à retenir davantage l'eau, décalant la courbe de rétention vers la droite. En revanche, lorsque le sol s'humidifie, il aura tendance à accepter moins facilement de l'eau, décalant la courbe de rétention vers la gauche. Cet effet est visible sur la Figure 12 suivante (Shwan, 2017).

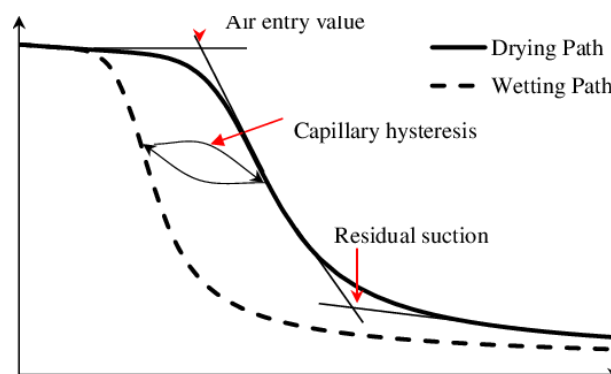


Figure 12 - Schéma représentant l'effet d'hystérèse sur la courbe de rétention. La courbe de dessiccation est dessinée en ligne continue tandis que la courbe d'humidification est en pointillé. Au centre, les deux flèches représentent un chemin intermédiaire qui pourrait être pris si les conditions changeaient en cours de dessiccation/humidification. (Shwan, 2017)

A l'aide du logiciel HypropFit, des courbes de rétention ont été optimisées afin de passer au mieux au travers de ces nuages de points. L'effet d'hystérèse rend plus difficile l'optimisation de ces courbes qui passent par conséquent entre les courbes d'humidification et de dessiccation. Pour simplifier l'optimisation, la valeur de teneur en eau à saturation θ_{sat} a été fixée avec les valeurs obtenues par l'une des trois autres méthodes. Pour la majorité des profondeurs des deux parcelles, ce sont les fonctions de pédotransfert qui donnaient les θ_{sat} les plus cohérents avec les points mesurés. Pour les deux dernières profondeurs de la parcelle R5, c'est le laboratoire qui donnait les θ_{sat} les plus cohérents. Ensuite, il a fallu choisir quel modèle utiliser pour représenter au mieux les nuages de points. Pour la parcelle R5 (jeune forêt), le modèle qui donnait le meilleur résultat était celui de van Genuchten original, présenté précédemment. Pour la parcelle R40 (vieille forêt), le modèle qui convenait le mieux était le modèle bimodal de van Genuchten - Durner.

Enfin, les nuages de points θ - h se ressemblaient fortement pour certaines profondeurs contiguës. Ces profondeurs ont donc été rassemblées pour simplifier le modèle et diminuer le nombre de paramètres à estimer. Pour la parcelle R40, les profondeurs ont été rassemblées pour former les quatre groupes suivants : 0,1m ; 0,2+0,3m ; 0,5+1m ; 1,5+2m. Pour la parcelle R5 dont le sol semblait plus hétérogène, seules les profondeurs 0,6m et 1m ont été regroupées, formant ainsi six groupes.

Les courbes de rétention obtenues à l'aide de ces quatre méthodes ainsi que les nuages de points mesurés sont présentés en annexe 5. C'est finalement la quatrième méthode (HypropFit) qui a été retenue pour représenter les courbes de rétention des sols étudiés.

3.5. Courbes de conductivité hydraulique

La courbe de conductivité hydraulique correspond à la relation entre la conductivité K [cm/jour] et le potentiel matriciel h [cm] ou $\log(h)$ [pF]. La conductivité d'un sol va déterminer sa capacité d'infiltration. Les courbes de conductivité dépendent de la taille et de la connectivité des pores, qui dépendent eux-mêmes de la texture et surtout de la structure du sol. Le sol étant très souvent hétérogène verticalement, les courbes de conductivité seront propres à chaque profondeur. Ces courbes peuvent être modélisées. En effet, il existe différents modèles permettant de les représenter à l'aide de quelques paramètres. Le modèle le plus utilisé est probablement celui de Mualem - van Genuchten présenté ci-dessous (Van Genuchten & Nielsen, 1985).

$$K(S_e) = K_s S_e^\lambda \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2$$

où :

$$S_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{[1 + (\alpha|h|)^n]^m}$$

avec K : Conductivité hydraulique [cm/j]

S_e : Taux de saturation [-]

K_s : Conductivité hydraulique à saturation [cm/j]

λ : Paramètre lié à la tortuosité (souvent considéré = 0,5) (Schaap & Leij, 2000) [-]

$\theta_r, \theta_s, \alpha, n, m$: Paramètres de la courbe de rétention de van Genuchten (c.f. 3.4)

Le modèle de Priesack & Durner (2006) permet de représenter la bimodalité dans les courbes de conductivité. Son expression est présentée ci-dessous :

$$K(S_e) = K_s \sum_{i=1}^2 (w_i S_{e,i})^\lambda \left[\frac{\sum_{i=1}^2 w_i \alpha_i \left[1 - \left(1 - S_{e,i}^{1/m_i} \right)^{m_i} \right]}{\sum_{i=1}^2 w_i \alpha_i} \right]^2$$

avec K : Conductivité hydraulique [cm/j]

S_e : Taux de saturation [-]

K_s : Conductivité hydraulique à saturation [cm/j]

λ : Paramètre lié à la tortuosité (souvent considéré = 0,5) (Schaap & Leij, 2000) [-]

α , m : Paramètres de la courbe de rétention de van Genuchten (c.f. 3.4)

w_i : Facteur de pondération entre les deux courbes $i=1$ et $i=2$ [-]

Les courbes de conductivité des sols des deux parcelles d'étude ont été mesurées pour plusieurs profondeurs à l'aide de différentes méthodes :

(1) Premièrement, il existe des fonctions de pédotransfert (PTF) permettant de lier les données texturales, ici relevées par le laboratoire brésilien, à la conductivité à saturation K_s . L'estimation de K_s par fonctions de pédotransfert est cependant encore moins précise que celle des paramètres des courbes de rétention puisque la conductivité à saturation dépend fortement de la structure qui n'est pas prise en compte dans ces fonctions.

(2) Ensuite, l'INPE a également réalisé des mesures de conductivité à l'aide de l'unité Hyprop. Celle-ci est capable de mesurer simultanément la tension (h) et la conductivité (K), créant ainsi des couples K - h formant la courbe de conductivité. Via l'outil HypropFit, il est alors possible de déterminer les paramètres du modèle de conductivité choisi (e.g. pour Mualem-van Genuchten : K_s , λ) permettant de représenter au mieux les points mesurés. Comme mentionné précédemment, le temps d'attente parfois très long nécessaire à l'obtention de données précises de rétention et de conductivité n'a pas été toujours respecté par l'INPE. Les valeurs obtenues étaient par conséquent parfois incohérentes.

Pour représenter au mieux le comportement hydrique du sol, il a finalement été décidé d'utiliser la méthode (4) de rétention, utilisant HypropFit pour s'ajuster aux nuages de points θ - h mesurés sur le terrain, pour représenter le taux de saturation S_e , d'utiliser les fonctions de pédotransfert comme première approximation de la conductivité à saturation K_s , et de fixer le paramètre $\lambda = 0,5$ comme première approximation (Schaap & Leij, 2000). Ces choix permettent de garder une cohérence avec la méthode utilisée pour estimer les courbes de rétention (c.f. 3.4) et d'éviter de prendre les valeurs de K_s et λ parfois incohérentes données par Hyprop. Pour la parcelle R40, le modèle bimodal de Priesack & Durner (2006) a été choisi, tandis que celui de Mualem-Van Genuchten a été préféré pour la parcelle R5.

4. Données végétation

4.1. Distribution racinaire

La distribution racinaire a été mesurée précisément entre la surface et 2m de profondeur pour les deux parcelles d'étude de ce mémoire. Pour ce faire, il a été prélevé à la bêche sur chaque parcelle trois répliquas de huit échantillons de sol allant de 0,5 à 2kg (poids sec), représentant huit profondeurs : 0-5 ; 5-15 ; 15-25 ; 25-35 ; 45-55 ; 95-105 ; 145-155 ; 195-205 [cm]. Les 24 échantillons de chaque parcelle ont ensuite été séchés à l'étuve, puis pesés avec une balance ayant une résolution de 0,01g et une précision de 0,1g. Chaque échantillon a ensuite été filtré à l'aide de deux tamis, dont les mailles mesuraient 1mm pour le premier et 0,5mm pour le suivant (Figure 13a.). Au cours de ce tamisage, les agrégats de sol étaient cassés pour éliminer un maximum de terre fine. Le résidu, composé de racines et de particules de sol grossières, a été ensuite trié manuellement (Figure 13b.) pour en extraire l'entièreté des racines, en séparant celles dont le diamètre était inférieur à 2mm des autres. En effet, il est souvent admis que seules les racines fines sont responsables de la prise d'eau (Vercambre et al., 2002), d'où l'intérêt de les séparer. Les racines extraites ont alors été pesées à l'aide d'une balance de précision, d'une résolution de 0,1mg et d'une précision d'1mg. Il est à noter que cette méthodologie entraîne des risques de surestimation de la densité racinaire en surface puisque les brindilles contenues dans la litière pouvaient facilement être confondues avec des racines et ainsi être prises en compte dans la mesure. Enfin, la densité racinaire (g/kg) de chaque échantillon a été obtenue en divisant la masse de racines fines par la masse de sol sec. La densité racinaire moyenne de chaque tripliqua a finalement été multipliée par la masse volumique apparente du sol, présentée précédemment, pour obtenir une densité racinaire exprimée par rapport au volume de sol (g/dm³).

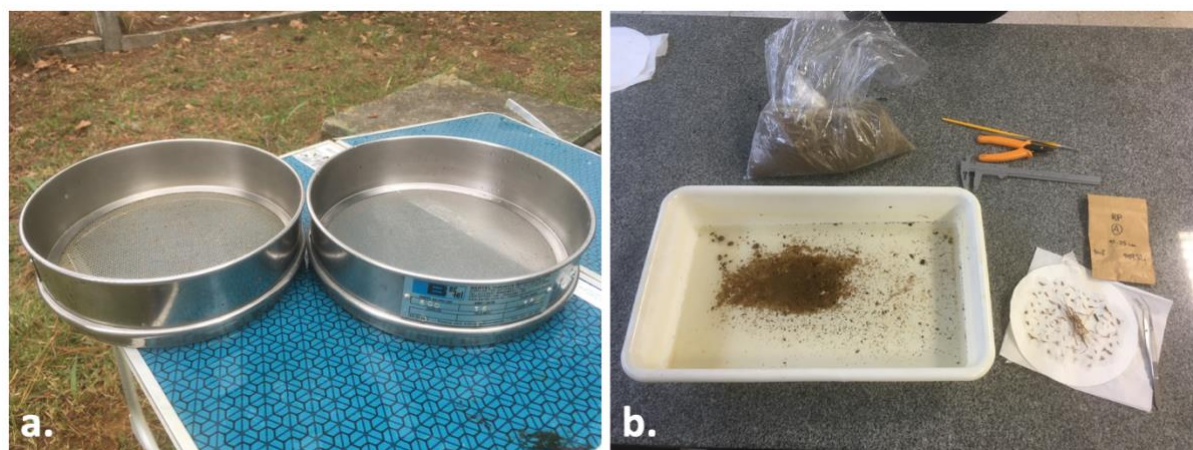


Figure 13 - Photos du dispositif expérimental utilisé pour la mesure de la distribution racinaire. La photo a. montre les deux tamis utilisés pour filtrer le sol. La photo b. montre le dispositif pour extraire manuellement les racines des résidus issus du tamisage.

4.2. Évapotranspiration potentielle et réelle

Les données météorologiques, présentées précédemment (c.f. V.2.), ont permis de calculer pour chaque heure l'évapotranspiration de référence (ET_0). Cependant, cette valeur est rarement égale à l'évapotranspiration réelle. En effet, l'évapotranspiration de référence (ET_0)

correspond à la quantité d'eau évapotranspirée en absence de stress par une prairie standard, avec une herbe haute de 12cm, une résistance de surface de 70s/m et un albedo de 0.23. L' ET_0 va varier selon les conditions météorologiques (Allen et al., 1998). Pour les autres couverts végétaux, l'évapotranspiration sera différente et dépendra notamment de leur surface foliaire, qui peut être représentée par le *Leaf Area Index* (LAI). L'évapotranspiration que ces plantes pourraient avoir, sans stress, est appelée évapotranspiration potentielle (ET_p). Pour la calculer, la FAO a proposé la formule simple suivante : $ET_p = K_c \cdot ET_0$, dans laquelle K_c est appelé « coefficient cultural » et est déterminé empiriquement pour chaque espèce (Allen et al., 1998). Malheureusement, ce K_c est principalement étudié pour les cultures et il reste peu connu pour les forêts. Enfin, l'évapotranspiration réelle (ET_R) va en plus être impactée par les conditions hydriques en présence. En effet, si le sol est trop humide ou trop sec, la plante sera stressée et ne pourra pas atteindre son évapotranspiration potentielle.

Dans le cadre de ce mémoire, aucune information n'était disponible quant à l'évapotranspiration réelle ou potentielle des forêts étudiées, pourtant cruciales pour déterminer le flux d'eau prélevé par les plantes. Plusieurs méthodes ont été essayées pour avoir un premier indice de la différence d'évapotranspiration potentielle et réelle entre les deux parcelles d'étude.

Tout d'abord, à défaut de connaître le LAI des parcelles, il existe des indices de végétation permettant de représenter la présence de végétation qui peuvent être calculés par télédétection. Parmi eux, le plus utilisé est le NDVI (Indice de végétation par différence normalisée), qui permet de représenter la quantité de végétation verte. Il utilise pour ce faire les bandes du rouge et du proche infrarouge. Cet indice a le défaut de saturer lorsque la végétation est trop dense. Il ne convient donc pas aux forêts tropicales. En revanche, l'indice de végétation amélioré (EVI) permet de résoudre ce problème en utilisant en plus la bande bleue qui corrige l'influence du sol et de l'atmosphère. L'EVI augmente lorsque la végétation verte augmente. Il peut prendre des valeurs entre -1 et 1. Sa formule est la suivante, dans laquelle les longueurs d'onde NIR, RED et BLUE correspondent respectivement aux bandes B08, B04 et B02 de Sentinel-2 :

$$EVI = 2,5 * \frac{NIR - RED}{NIR + (6 * RED) - (7,5 * BLUE) + 1}$$

Cet indice a été calculé sur l'ensemble de la période d'étude (2019-2022) à l'aide des données Sentinel-2 pour les deux parcelles d'étude ainsi que pour la prairie présentée précédemment (c.f. V.1).

Une autre méthode a été utilisée en comparaison. L'UCLouvain possède une équipe de recherche qui travaille sur le projet Sen-ET (Sentinels for Evapotranspiration) de l'agence spatiale européenne (ESA). Ce projet a pour but de développer une méthodologie pour estimer l'évapotranspiration réelle de manière précise, à 10m de résolution, sur base des satellites Sentinel-2 et Sentinel-3 (ESA, 2023). Le calcul d'évapotranspiration à l'aide de cet outil prend cependant beaucoup de temps. C'est pourquoi seulement deux images ponctuelles ont pu être analysées pour déterminer l'évapotranspiration réelle des parcelles d'étude. Les dates choisies pour ces images ont été le 27/03/2020, soit en fin de saison

humide, et le 13/09/2020, soit en fin de saison sèche. L'objectif était d'observer une différence d'ET entre les deux parcelles représentative de chaque saison.

5. Modélisation des flux d'eau

5.1. Présentation Hydrus-1D

L'ensemble des données présentées vont permettre de modéliser les flux d'eau dans le sol des parcelles forestières étudiées. Pour ce faire, le programme Hydrus-1D a été utilisé.

Hydrus-1D est un outil de modélisation qui permet d'étudier les flux d'eau et les transports de solutés dans les milieux poreux dont la teneur en eau varie. Cette modélisation se fait en une seule dimension (verticale), permettant d'évaluer les transferts verticaux d'eau et de solutés dans le profil de sol. Les transferts horizontaux ne sont donc pas modélisés, bien que d'autres versions d'Hydrus le permettent (Hydrus-2D/-3D). Hydrus-1D est soutenu par un interface graphique interactif permettant le traitement des données, la discrétisation du profil de sol et de ses caractéristiques, et la visualisation graphiques des résultats. Il offre plusieurs possibilités de modélisation. En effet, il est possible de modéliser différents processus, comme les flux d'eau, le transport de soluté, le transport de chaleur, ou le transport de CO₂, en prenant en compte ou pas la prise d'eau par les plantes et la croissance racinaire. Tout cela peut être réalisé en modélisation directe ou en modélisation inverse.

Dans le cadre de ce mémoire, l'étude s'est concentrée sur le transport d'eau en prenant en compte la prise d'eau par les plantes, sans croissance racinaire. Une modélisation inverse a d'abord été réalisée pour optimiser les paramètres hydrauliques du sol et ainsi améliorer l'exactitude des prédictions du modèle. Une fois celui-ci suffisamment robuste, il a été utilisé en modélisation directe pour répondre aux objectifs du mémoire, à savoir la quantification de l'impact de la reforestation sur l'infiltration, l'évapotranspiration et la recharge de la nappe, et la compréhension de la dynamique de prise d'eau par les arbres.

5.2. Données nécessaires et méthodologie de modélisation inverse

La modélisation avec Hydrus-1D nécessite plusieurs données d'entrée.

(1) **Les caractéristiques générales du modèle.** Il faut définir les unités de mesure des différentes variables, la profondeur du profil modélisée, la discrétisation du profil, la durée totale de modélisation et le pas de temps voulu entre chaque itération. Il est à noter qu'Hydrus-1D fait varier ce pas de temps selon les conditions entre une valeur minimale et maximale choisies. S'il y a beaucoup de variations et des grands flux, Hydrus va réduire le pas de temps pour modéliser plus précisément cette période. Si, au contraire, les conditions sont très stables, Hydrus va agrandir le pas de temps pour diminuer le temps de calcul. Les caractéristiques générales utilisées pour ce mémoire sont reprises dans le tableau suivant. La profondeur de modélisation a été limitée par les données de sol disponibles et la durée de modélisation a été limitée par les données disponibles pour les conditions aux limites (c.f. paragraphes suivants).

Tableau 2 - Caractéristiques générales du modèle Hydrus-1D choisies pour ce mémoire

Unités de mesure	cm et jours
Profondeur du profil modélisée	200cm
Discretisation du profil	1cm
Durée totale de modélisation	901,5 jours (du 28/03/19 au 14/09/21)
Pas de temps	Initial = 5min minimum = 1min maximum = 30min

(2) **Les conditions aux limites.** Dans les différents choix proposés par Hydrus, il a été choisi comme conditions aux limites supérieures (UBC) de définir les conditions météorologiques en surface (précipitation et évapotranspiration). Comme mentionné précédemment, seule l'évapotranspiration de référence est connue. Pour déterminer le coefficient cultural K_c optimal pour chaque parcelle, plusieurs simulations ont été réalisées jusqu'à obtenir les meilleurs résultats. Comme la modélisation inverse demande un grand temps de calcul, seules cinq valeurs de K_c ont été testées : 0,5 ; 0,8 ; 1 ; 1,2 ; 1,5. Ensuite, pour le meilleur d'entre eux, différentes simulations en modélisation directe ont permis d'affiner la valeur optimale du K_c pour chaque parcelle à 0,02 près. Par ailleurs, vu le couvert forestier des parcelles, il a été choisi de ne pas considérer de ruissellement. Autrement dit, lorsque le sol est saturé, il a été considéré que l'eau s'accumulait en surface pour former une lame d'eau qui finira par s'infiltrer avec le temps. Pour les conditions aux limites inférieures (LBC), il a été choisi de fixer l'évolution du potentiel matriciel à 2m de profondeur. En effet, cette donnée étant connue grâce aux mesures avec TEROS 21 (c.f. 3.3), elles permettent de fixer simplement les conditions à la base du profil modélisé.

(3) **Les conditions initiales.** Il a été choisi pour cela d'imposer au modèle le profil de teneur en eau mesuré le 28/03/19, date de début de la modélisation. Pour ce faire, les teneurs en eau ont été interpolées linéairement entre les différentes profondeurs où une sonde TEROS 10 (c.f. 3.2) avait enregistré des données.

(4) **La distribution racinaire sur l'ensemble du profil.** Les données de densité racinaire mesurées ont été introduites à chaque profondeur connue, et interpolées linéairement en dehors. Comme aucune croissance racinaire n'est considérée, cette distribution restera constante sur l'ensemble de la modélisation.

(5) La distribution racinaire n'est pas le seul paramètre des plantes qui va jouer sur la prise d'eau racinaire. Comme mentionné au point (2), seule l'évapotranspiration de référence (ET_0) est connue. Les différents scénarios de K_c testés permettront de s'approcher de l'évapotranspiration potentielle (ET_p) pour chaque parcelle. Dans la réalité, l'évapotranspiration est également impactée par les conditions hydriques en présence. On parle alors d'évapotranspiration réelle (ET_R). En effet, si le sol est trop humide ou trop sec, la plante sera stressée et ne pourra pas atteindre son évapotranspiration potentielle. Selon les espèces, certaines plantes possèdent des mécanismes de protection contre ce stress hydrique, leur permettant de diminuer leur transpiration avant d'atteindre un état trop critique. Pour décrire ces mécanismes, Feddes et al. (1978) ont proposé un modèle simple de réponse au stress hydrique, dépendant de plusieurs paramètres propres à chaque espèce. Ce

modèle est présenté sur la Figure 14. Sur ce schéma, la fonction de réponse au stress α correspond au rapport entre la transpiration réelle (T_a) et la transpiration potentielle (T_p). Selon le potentiel hydrique du sol, différentes phases interviennent pour la plante. La phase 0. correspond à une situation d'anoxie, avec une prise d'eau racinaire nulle ($T_a = 0$). La plante a fermé complètement ses stomates pour éviter de subir les conséquences de l'absence d'air due à la saturation du sol. La phase I. correspond à une situation d'hypoxie, avec une prise d'eau racinaire réduite ($0 < \alpha < 1$). Les conditions moins saturées permettent à la plante d'ouvrir progressivement ses stomates et de commencer à transpirer. La phase II. correspond à la situation sans stress, où la plante atteint sa transpiration potentielle ($T_a = T_p$). La phase III. correspond à la diminution de la prise d'eau et de la transpiration réelle ($T_a < T_p$) due à un manque d'eau. La plante ferme en effet progressivement ses stomates pour éviter de subir le stress hydrique. Cette phase commence à partir d'un certain h_2 qui peut varier selon la demande atmosphérique. Si celle-ci est élevée (r_{2H}), la plante va commencer à fermer ses stomates plus tôt (h_{2H}), alors que si elle est faible (r_{2L}), la plante peut se permettre de garder ses stomates ouverts jusque h_{2L} . Enfin, la phase IV. correspond à la situation au-delà du point de flétrissement permanent (PFP) où le stress hydrique intense a mené la plante à fermer complètement ses stomates (Homaei et al., 2002). Selon les espèces végétales et les conditions dans lesquelles elles vivent, ces seuils ($h_0, h_1, h_{2H}, h_{2L}, r_{2H}, r_{2L}, h_3$) seront différents. Ces paramètres ont déjà été étudiés pour différentes cultures mais sont peu connus pour les arbres. Pour ce mémoire, les paramètres d'une prairie standard (Wesseling, 1991) ont été fixés comme première hypothèse. Les paramètres r_{2H} et r_{2L} ont ensuite été corrigés pour correspondre davantage aux conditions observées. Enfin, une analyse de sensibilité des paramètres h_{2H}, h_{2L} et h_3 a été réalisée par une série de modélisations directes pour mettre en évidence leur impact sur les résultats du modèle.

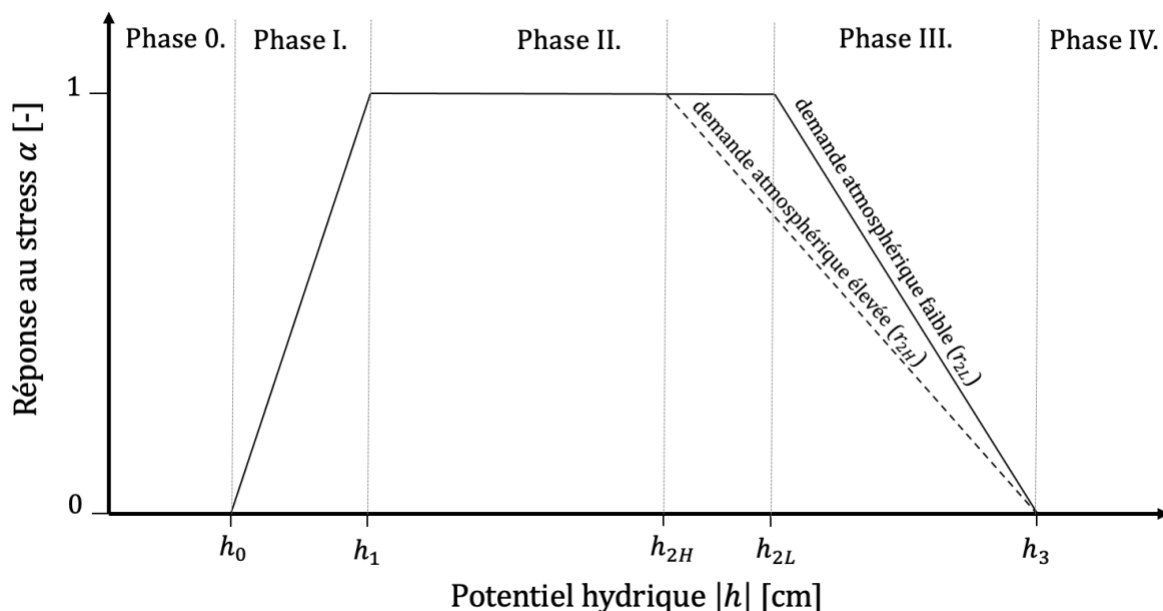


Figure 14 - Schéma de la fonction de réponse des plantes au stress hydrique proposée par Feddes et al. (1978).

(6) Les propriétés du sol doivent également être définies précisément. Tout d'abord, selon l'hétérogénéité du sol, il faut choisir le nombre de couches de sol dont les propriétés seront considérées différentes ainsi que leur délimitation spatiale. Pour faire ce choix, la texture, les courbes de rétention, et les données de teneur en eau et de potentiel ont été comparées entre les différentes couches. La texture étant relativement homogène sur l'ensemble des deux profils étudiés, la séparation entre couche a principalement été choisie sur base de la ressemblance entre les nuages de points θ - h mesurés. Comme mentionné précédemment, la parcelle R40 a été divisée en quatre couches et la parcelle R5 en six. Ensuite, il est possible de choisir quel modèle hydraulique sera utilisé pour les courbes de rétention et de conductivité des sols. Pour la parcelle R5, seul le modèle de van Genuchten – Mualem a été utilisé. Pour la parcelle R40, plusieurs propriétés du sol mesurées comme sa texture, sa masse volumique apparente et l'allure des nuages de points θ - h mesurés sur le terrain renseignaient un potentiel comportement à double porosité (c.f. VI. 1.2). En plus du modèle unimodal de van Genuchten – Mualem, le modèle à double porosité de Durner – van Genuchten – Mualem a donc été également essayé. Enfin, pour chaque couche de sol, il faut alors choisir les valeurs des différents paramètres définissant les modèles hydrauliques. Pour le modèle de van Genuchten – Mualem, ces paramètres sont θ_r , θ_s , α , n , K_s , λ . Pour le modèle à double porosité de Durner – van Genuchten – Mualem, il faut ajouter à ces paramètres w_2 , α_2 , n_2 (c.f. 3.4. Courbes de rétention). Dans le cas de la modélisation inverse, il faut en plus choisir parmi eux les paramètres à optimiser. Pour ces derniers, les valeurs introduites serviront de point de départ de la modélisation. Hydrus fera varier ces paramètres pour minimiser l'erreur du modèle. Des valeurs seuils doivent alors être fixées pour chaque paramètre afin d'éviter que le modèle n'essaye des valeurs incohérentes ou impossibles, qui ne permettraient pas au modèle de converger.

Enfin, la modélisation inverse nécessite forcément d'introduire des données observées que le modèle tentera de reproduire. Ces données peuvent par exemple être des flux, des teneurs en eau ou des potentiels mesurés à certaines profondeurs. Dans le cadre de ce mémoire, les données journalières de teneur en eau et de potentiel mesurées sur le terrain à sept profondeurs différentes (c.f. VI. 1.2. C), D)) ont été utilisées pour cela. La fonction objectif que le modèle tentera d'optimiser est la suivante. Elle correspond à l'écart quadratique moyen pondéré, normalisé par la variance des mesures.

$$\Phi(b, q) = \sum_{j=1}^{m_q} v_j \sum_{i=1}^{n_{qj}} w_{i,j} [q_j^*(x, t_i) - q_j(x, t_i, b)]^2$$

où :

$$v_j = \frac{1}{n_j \sigma_j^2}$$

avec Φ : Fonction objectif à minimiser

b : Vecteur de paramètres optimisés (e.g. θ_r , θ_s , α , n , K_s , λ)

m_q : Nombre de séries de mesures

n_{qj} : Nombre de mesures dans la série j

$q_j^*(x, t_i)$: Mesure (teneur en eau ou potentiel) au temps t_i pour la série de mesure j
à la profondeur x

$q_j(x, t_i, b)$: Prédiction du modèle (teneur en eau ou potentiel) correspondantes
pour le vecteur de paramètres optimisés b

$w_{i,j}$: Poids associé à un certain point de mesure

v_j : Poids associé à une certaine série de mesures. Il permet de donner la même importance à différents types de données (e.g. teneur en eau et potentiel) peu importe leur valeur absolue (liée à leur unité) et le nombre de données connues.

σ_j^2 : Variance des mesures

La minimisation de cette fonction objectif se fait à l'aide de la méthode de minimisation non linéaire de Levenberg-Marquardt, une approche de moindres carrés pondérés basée sur la méthode du maximum de voisinage de Marquardt (Marquardt, 1963). Cette méthode combine les méthodes de Newton et du gradient qui permettent de trouver un minimum d'une fonction différentielle, et génère des intervalles de confiance autour des paramètres optimisés. Son efficacité l'a fait devenir la méthode standard pour l'optimisation non-linéaire en sciences du sol (Kool et al., 1987). La modélisation inverse s'arrêtera lorsqu'un minimum de cette fonction objectif aura été trouvé, indiquant l'obtention de paramètres optimaux. Pour s'assurer que ce minimum est bien global, un grand nombre de simulations a été réalisé en changeant les valeurs initiales et les seuils des paramètres optimisés.

En résumé, pour chaque parcelle, il a été réalisé 5 simulations de modélisation inverse avec des scénarios d'évapotranspiration différents. Pour la parcelle R40, ces 5 simulations ont été doublées, d'une part pour un modèle hydraulique unimodal et d'autre part pour un modèle bimodal. Pour chacune de ces simulations, plusieurs sous-simulations ont été réalisées avec des paramètres initiaux et des seuils différents afin d'assurer l'obtention d'un minimum global. Au final, 80 simulations en modélisation inverse ont été réalisées pour l'ensemble des parcelles. En dehors de ces modélisations inverses, un grand nombre de modélisation directes ont été réalisées afin d'affiner certains paramètres en gardant un temps de calcul raisonnable.

5.3. Résultats possibles

Pour la modélisation inverse, Hydrus fournit les courbes de rétention et de conductivité issues des paramètres optimisés. Les intervalles de confiance à 95% sont également donnés pour chaque paramètre optimisé.

De plus, Hydrus calcule différents indices statistiques renseignant sur la qualité de prédiction du modèle, comme le RMSE (Root Mean Square weighted Error) ou le coefficient de corrélation R^2 . Ce dernier est calculé comme suit :

$$R^2 = \frac{\left[\sum w_i \hat{y}_i y_i - \frac{\sum y_i \sum \hat{y}_i}{\sum w_i} \right]^2}{\left[\sum w_i \hat{y}_i^2 - \frac{(\sum \hat{y}_i)^2}{\sum w_i} \right] \left[\sum y_i^2 - \frac{(\sum y_i)^2}{\sum w_i} \right]}$$

avec w_i : Poids associé à un certain point de mesure

y_i : Mesure (teneur en eau ou potentiel)

$\hat{y}_i$: Prédiction du modèle correspondante

Enfin, Hydrus présente, via son interface graphique, la comparaison des séries temporelles des données simulées et observées (pour les teneurs en eau et les potentiels) aux différentes profondeurs choisies. Ces données peuvent par ailleurs être exportés. En dehors d'Hydrus, il est alors également possible de calculer le coefficient de corrélation (ou autre indice de qualité de prédiction du modèle) pour chaque couche de sol, en séparant les teneurs en eau des potentiels. Cela permet d'identifier les couches les plus problématiques que le modèle a du mal à reproduire.

Pour la modélisation directe comme pour l'inverse, différents résultats renseignant directement sur le fonctionnement hydrologique du système sont également fournis par Hydrus. Ce sont ces résultats qui permettront de répondre aux objectifs de ce mémoire. Hydrus présente notamment les séries temporelles des différents flux régissant le système, comme l'infiltration, la prise d'eau racinaire (RWU) potentielle et réelle, et le flux à la base du profil, pouvant participer à la recharge. Par ailleurs, Hydrus fournit également les séries temporelles des potentiels matriciels en surface, dans la zone racinaire, et à la base du profil, ainsi que l'évolution temporelle du stock d'eau dans le sol. Enfin, pour certains moments choisis, différentes informations sont disponibles de manière continue sur l'entièreté du profil, comme le potentiel, la teneur en eau, la conductivité hydraulique, les flux d'eau, ou encore la prise d'eau racinaire. Cette dernière permettra de connaître à quelles profondeurs la plante prend l'eau à différents moments au cours de la modélisation.

VI. RESULTATS ET DISCUSSIONS

1. Données récoltées

1.1. Données météorologiques

Dans les données météorologiques relevées, deux flux ont pu être déduits : les précipitations directement mesurées par la station météorologique de l'INPE, et l'évapotranspiration, calculée à partir de différentes variables météorologiques mesurées (c.f. V. 2.2. Calcul de l'évapotranspiration de référence).

Les séries temporelles des données horaires de précipitations mesurées et d'évapotranspirations calculées sont disponibles en annexe 3. Les précipitations et évapotranspirations cumulées par mois sont présentées dans le graphe ci-dessous (Figure 15) :

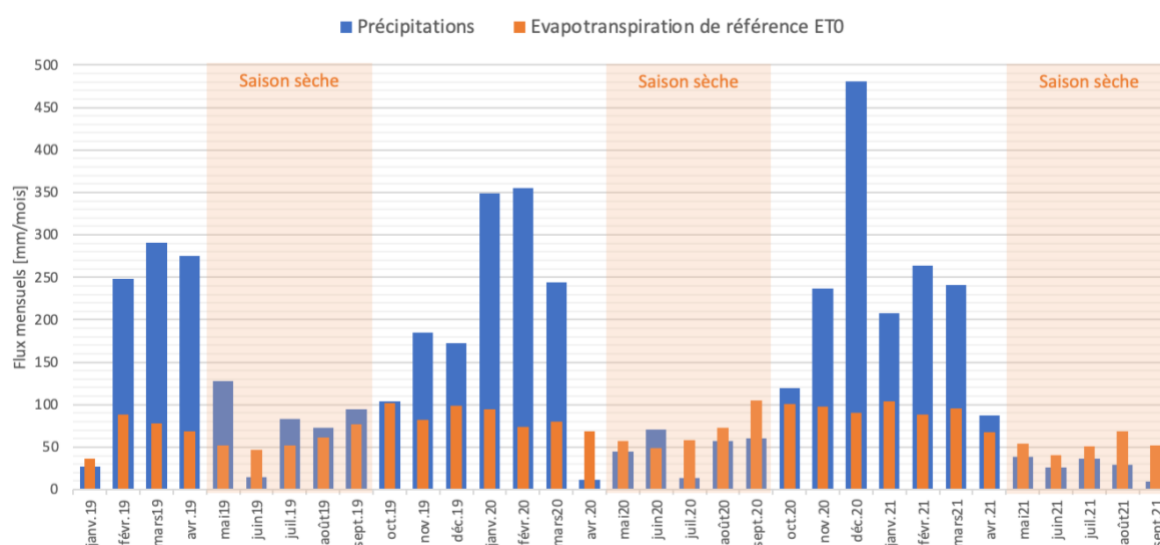


Figure 15 - Graphe des précipitations mesurées (bleu) et de l'évapotranspiration de référence calculée (orange), cumulées par mois. Les données météorologiques sont issues principalement de la station de l'INPE à Sao Francisco Xavier, et pour le mois de janvier 2021 de la station de l'INMET à Monte Verde. L'évapotranspiration de référence a été calculée à partir de l'équation horaire de Penman-Monteith FAO.

Ce graphe (Figure 15) met en évidence la variation saisonnière des précipitations et de l'évapotranspiration de référence. De manière générale, les saisons humides sont caractérisées par des précipitations élevées et une évapotranspiration élevée mais bien plus faible que les précipitations cumulées. Les saisons sèches sont caractérisées par des précipitations faibles et une évapotranspiration faible, dépassant souvent les précipitations cumulées. Les saisons sèches indiquées sur le graphe sont délimitées par leurs dates théoriques (01 mai au 30 septembre). En réalité, la saison sèche commence parfois plus tôt (comme en 2020) ou plus tard (comme en 2019), et s'achève parfois plus tôt ou plus tard. Les précipitations annuelles moyennes sont de 1676 mm/an et l' ET_0 annuelle moyenne est de 875 mm/an. Pendant la saison humide, il y a en moyenne 7,16 mm/jour de précipitations et 2,82 mm/jour d' ET_0 . En saison sèche, les précipitations sont en moyenne de 1,70 mm/jour et l' ET_0 de 1,96 mm/jour. Le mois de juin est en moyenne le mois avec le moins de précipitations

(1,2mm/jour) et d'évapotranspiration (1,5mm/jour), le mois de décembre est en moyenne le plus pluvieux (10,5mm/jour) et le mois d'octobre est celui qui est marqué par l' ET_0 la plus grande (3mm/jour).

1.2. Données de sol

A) Masse volumique apparente

La masse volumique apparente a été mesurée de quatre manières différentes : via le rapport entre masse sèche et volume de l'échantillon ou via la porosité, tous deux mesurés à la fois par le laboratoire brésilien et par Hyprop (c.f. V.3.1).

Le calcul de la masse volumique apparente via la masse sèche ou via la porosité devrait en principe donner des résultats identiques. Les résultats du laboratoire et ceux d'Hyprop pour la masse volumique apparente et pour la porosité ne concordent pourtant pas. Cela est probablement dû aux incertitudes liées aux mesures. L'ensemble des résultats obtenus avec chaque méthode est présenté en annexe 4. Pour établir une valeur de masse volumique apparente cohérente, il a été choisi de calculer la moyenne des données issues des quatre méthodes présentées : Laboratoire ρ_b et ε , Hyprop ρ_b et ε (c.f. V.3.1). Ces résultats sont présentés dans la Figure 16 ci-dessous :

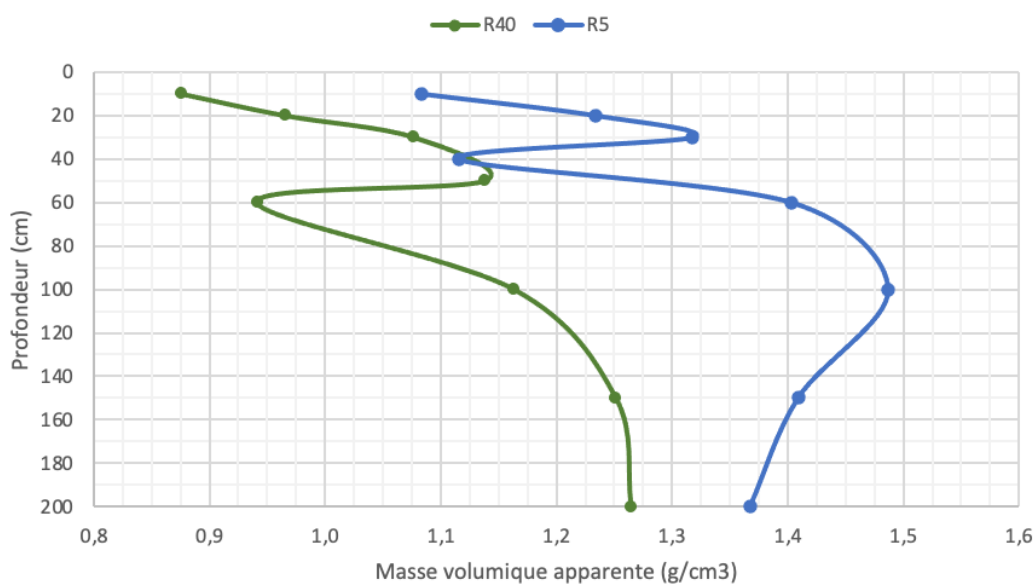


Figure 16 - Profils de masse volumique apparente pour les deux parcelles d'étude, à savoir des forêts régénérées de 5 ans (R5) et de 40 ans (R40). Les masses volumiques apparentes correspondent aux moyennes calculées à partir des données issues de quatre méthodes de mesures différentes.

Le sol de la forêt jeune a en général une masse volumique apparente plus élevée que celui de la vieille forêt. Dans les deux sols, la masse volumique apparente a tendance à augmenter avec la profondeur. Enfin, pour les deux sols, il est observé une grande hétérogénéité de masse volumique apparente entre 30 et 60 cm de profondeur, pouvant peut-être témoigner d'anciennes perturbations de ces horizons.

B) Texture et couleur

Les données texturales mesurées par le laboratoire brésilien sont présentées ci-dessous (Figure 17) :

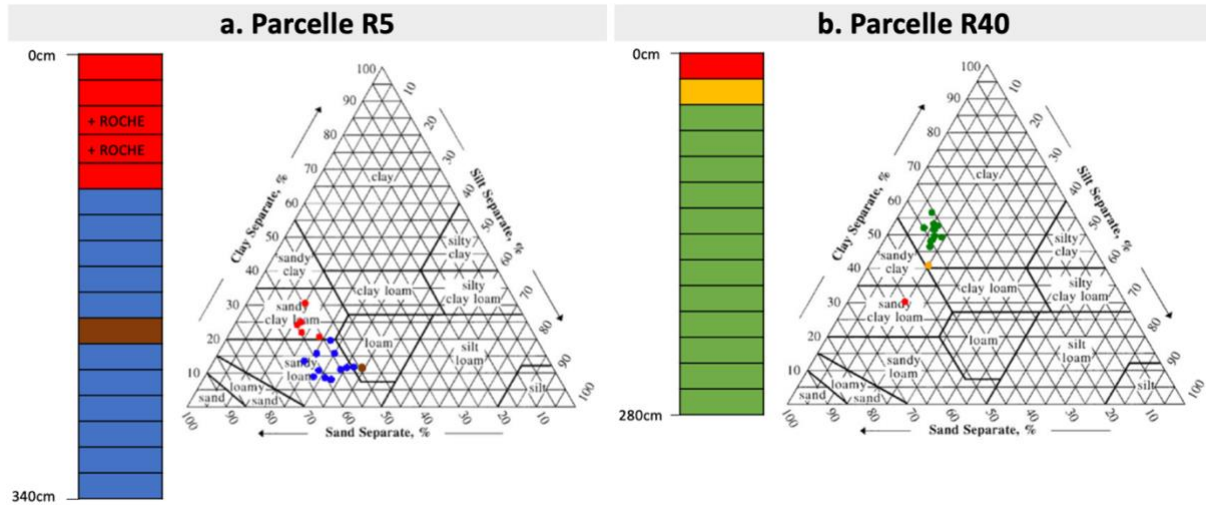


Figure 17 - Triangles texturaux reprenant les textures de chaque couche de 20cm de sol pour les deux parcelles d'étude, à savoir les forêts régénérées de 5 ans (a. R5) et de 40 ans (b. R40).

Ces graphiques montrent une nette différence texturale entre les sols des deux parcelles. Le sol de la forêt jeune « R5 » (Figure 17a.) est principalement limoneux, composé de limon argilo-sableux entre la surface et 1m de profondeur, et de limon sableux dans les horizons plus profonds. Le sol de la vieille forêt « R40 » (Figure 17b.) est principalement argileux, composé de limon argilo-sableux dans les 20 premiers centimètres de profondeur, et d'argile sur le reste du profil.

Par ailleurs, les deux sols ont des couleurs assez différentes, tendant vers le rouge pour la parcelle R40 et vers le jaune pour la parcelle R5 (Figure 18).

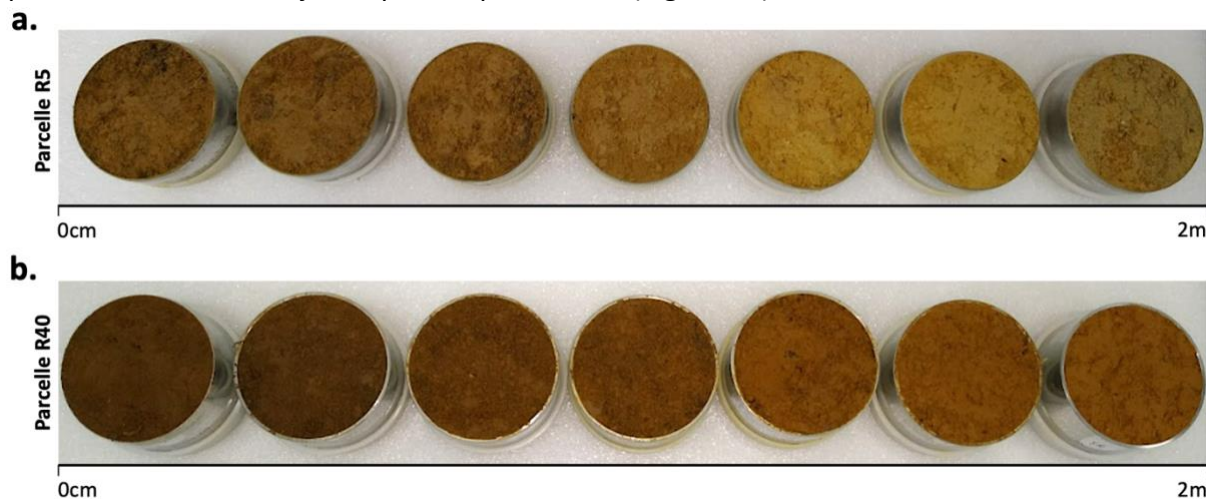


Figure 18 - Photos des échantillons de sol pris à plusieurs profondeurs entre 0 et 2m pour les deux parcelles d'étude, à savoir R5 (a.) et R40 (b.).

Ces deux sols sont donc très différents à plusieurs niveaux. Par rapport au sol de la forêt de 5 ans (R5), celui de la forêt de 40 ans (R40) possède une masse volumique apparente inférieure, entre 0,87 et 1,27, une porosité par conséquent plus grande, entre 50 et 60%, et un

pourcentage d'argile plus élevé, de 50% en moyenne. De plus, son rapport limon/argile est inférieur à 0,2 entre 1,2m et 2,2m de profondeur, témoignant d'une altération très avancée. L'ensemble de ces caractéristiques, accompagnées d'une couleur tendant vers le rouge, sont typiques d'un Ferralsol. Le sol de la forêt de 5 ans est quant à lui plus dense, moins argileux, et moins altéré. Au regard du contexte pédologique (c.f. II.3. Géologie et pédologie), il s'agit probablement d'un Cambisol.

Comme expliqué dans le chapitre II.3 (Géologie et pédologie), ces deux sols ont des comportements très différents. La kaolinite et les oxydes des Ferralsols vont s'associer pour former des microagrégats qui vont donner une double porosité au sol. Les Ferralsols auront en effet un comportement plutôt argileux, avec une forte rétention, lorsque le sol est sec, et un comportement plutôt sableux (i.e. drainant) dû à la microagrégation, lorsque le sol est humide. Cette différence de sol entrainera des comportements hydrauliques inévitablement différents entre les deux parcelles. Cela diminuera la capacité à discerner un impact purement lié à la différence d'âge des deux forêts et non à leur différence de type de sol.

C) Teneur en eau

Les données de teneur en eau relevées par les sondes TERO10 sont présentées, après filtrage des valeurs aberrantes, dans la Figure 19 suivante.

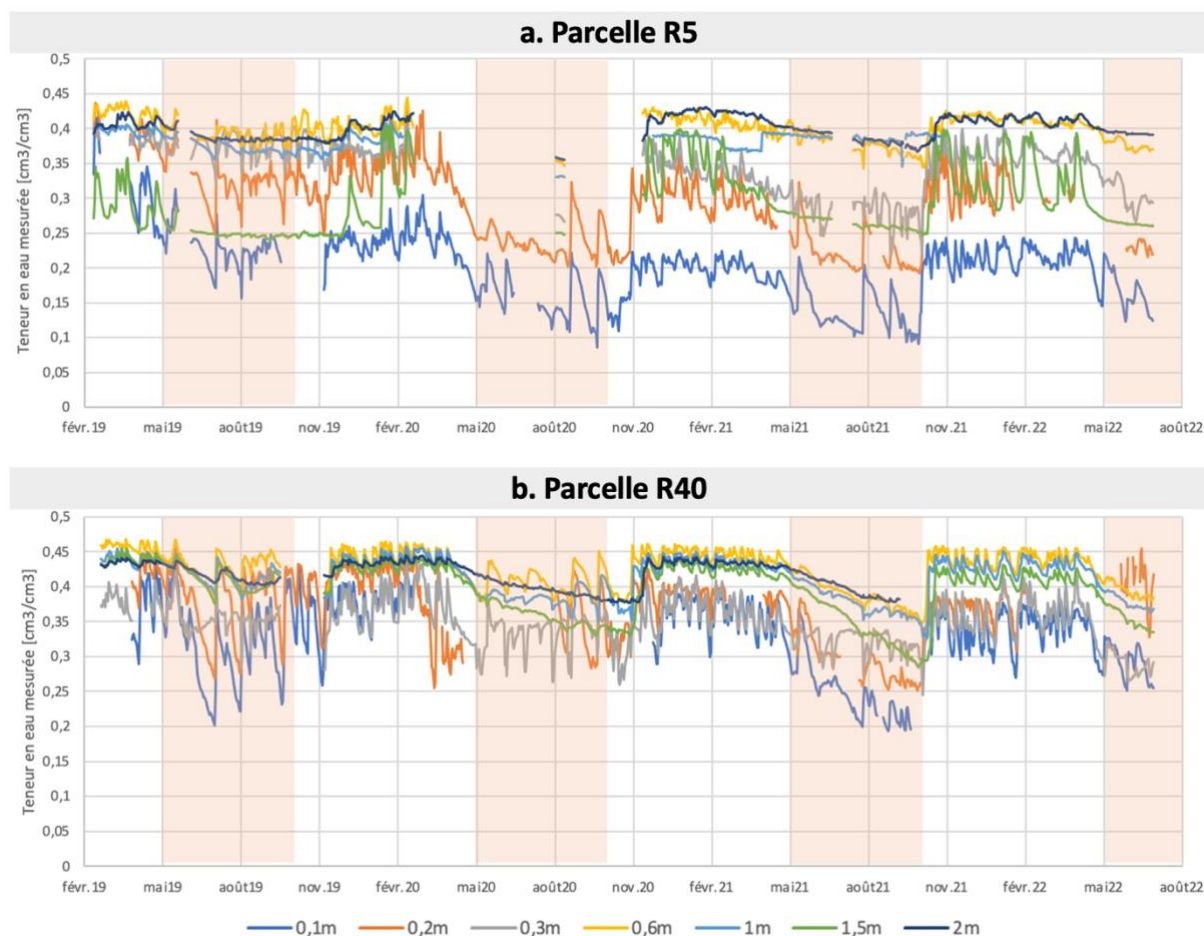


Figure 19 - Teneurs en eau mesurées sur les deux parcelles d'étude, à savoir a. la forêt de 5 ans (R5) et b. celle de 40 ans (R40). Les couleurs représentent les différentes profondeurs des profils de sol étudiés. Les bandes orange représentent les saisons sèches théoriques.

Ces graphiques mettent en évidence la variation saisonnière de la teneur en eau dans les différentes profondeurs. Les horizons de surface montrent généralement une variabilité plus importante qu'en profondeur, due notamment à leur proximité avec la surface qui les rend plus sensibles aux précipitations.

D) Potentiel matriciel

Les données de potentiel matriciel relevées par les sondes TEROS21 sont présentées à la Figure 20 suivante.

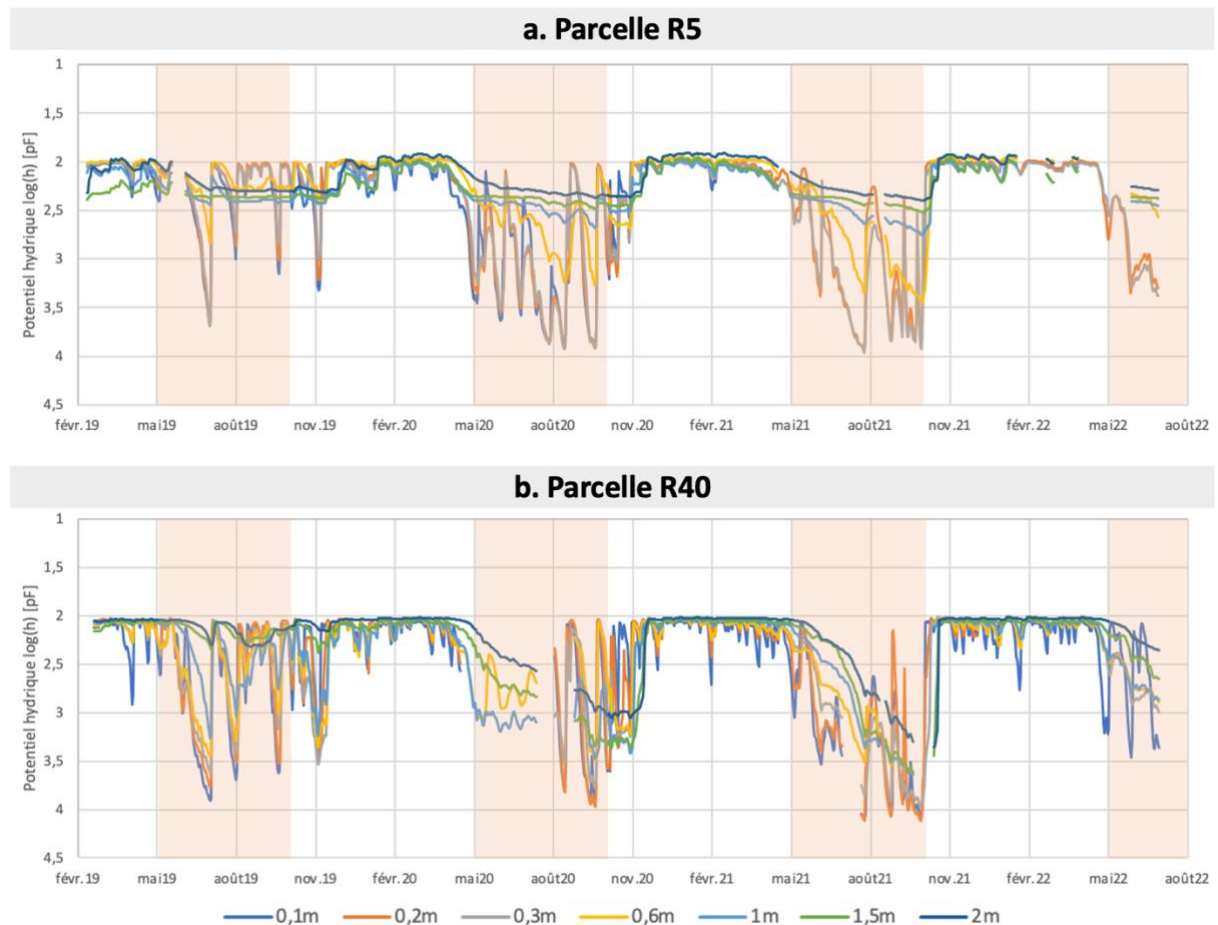


Figure 20 - Potentiels matriciels mesurés sur les deux parcelles d'étude, à savoir a. la forêt de 5 ans (R5) et b. celle de 40 ans (R40). Les couleurs représentent les différentes profondeurs des profils de sol étudiés. Les bandes orange représentent les saisons sèches théoriques.

Ces graphiques mettent en évidence la variation saisonnière du potentiel matriciel dans les différentes profondeurs. Les horizons de surface montrent à nouveau une variabilité plus importante qu'en profondeur. Par ailleurs, les mesures semblent limitées aux alentours de pF2. Cela est probablement dû au capteur (c.f. V. 3.3). Les états plus humides que cette limite ne sont donc jamais mesurés. Enfin, le potentiel à 2m de profondeur de la parcelle jeune (R5) montre un assèchement systématiquement moins fort que celui de la parcelle âgée (R40), montrant l'effet de la proximité de la nappe.

E) Courbes de rétention

Comme expliqué dans le chapitre méthodologique V.3.4, différentes méthodes ont été utilisées pour déterminer les courbes de rétention.

Les trois premières méthodes (mesure en laboratoire, mesure avec Hyprop, fonctions de pédotransfert) ont donné des courbes de rétention similaires pour certaines profondeurs, et très différentes pour d'autres. La quatrième méthode (HypropFit) était par définition celle qui permettait de représenter au mieux les données mesurées. Elle a donc finalement été retenue pour représenter les courbes de rétention des sols étudiés. L'ensemble des courbes de rétention obtenues et les nuages de points θ - h mesurés sont présentés en Annexe 5.

Par ailleurs, il a été mentionné que des modèles différents ont été choisis pour représenter la rétention des 2 parcelles. Pour la parcelle R5 (jeune forêt), le modèle qui donnait le meilleur résultat était celui de van Genuchten original. Pour la parcelle R40 (vieille forêt), le modèle qui convenait le mieux était le modèle bimodal de van Genuchten - Durner. Cette différence de modèle est cohérente avec les types de sols observés puisque la parcelle R40 repose sur un Ferralsol qui est souvent caractérisé par une double porosité (c.f. VI.1.2. B) Texture et couleur). De plus, un comportement bimodal semblait être observable dans la partie sèche du nuage de points θ - h mesurés pour la parcelle R40, présentés en Annexe 5, justifiant d'autant plus l'utilisation d'un modèle à double porosité.

La Figure 21 suivante montre les courbes de rétention obtenues avec HypropFit (méthode 4) pour les différentes profondeurs des deux parcelles d'étude. Le comportement bimodal est bien visible pour la parcelle de 40 ans (R40). De plus, celle-ci a, pour l'ensemble des profondeurs, une teneur en eau à saturation θ_{sat} plus élevée que pour la jeune forêt (R5). Pour la parcelle de 40 ans, il est possible d'observer que la porosité (θ_{sat}) réduit avec la profondeur. Pour la forêt jeune, la tendance entre les profondeurs est moins claire. Enfin, le caractère bimodal de la forêt de 40 ans (R40) lui donne une meilleure réserve en eau utile. En effet, la différence de teneur en eau entre des succions de pF 2,5 et pF 4,2 est plus grande que pour la jeune forêt (R5). Les réserves en eau utile issues de ces courbes de rétention ont été calculées à 300,4mm pour la forêt de 40 ans (R40) et 129mm pour la forêt de 5 ans (R5).

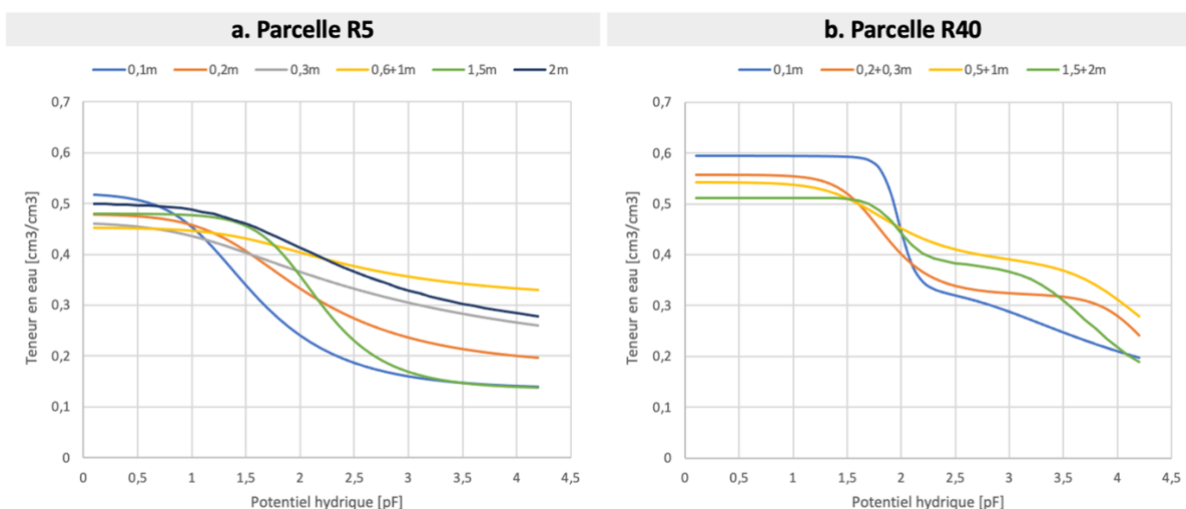


Figure 21 - Courbes de rétention obtenues par optimisation avec HypropFit pour représenter au mieux les données relevées sur le terrain. Les couleurs représentent les différentes profondeurs. La figure a. correspond à la forêt de 5 ans (R5) et la figure b. à la forêt de 40 ans (R40).

F) Courbes de conductivité

Comme expliqué dans le chapitre méthodologique V.3.5, différentes méthodes ont été utilisées pour déterminer les courbes de conductivité. La méthode des fonctions de pédotransfert est peu fiable pour la conductivité car elle ne prend pas en compte la structure du sol de laquelle dépend fort la conductivité. La méthode Hyprop est en principe plus fiable mais le manque de temps d'attente a engendré des résultats peu cohérents. Finalement, il a donc été choisi d'utiliser la méthode 4 (HypropFit) pour représenter le taux de saturation, de fixer $\lambda = 0,5$ et d'utiliser les fonctions de pédotransfert pour K_s comme premières approximations. Les courbes de conductivité obtenues à l'aide de l'ensemble des méthodes sont présentées en annexe 6.

Les courbes obtenues avec la dernière méthode retenue sont représentées ci-dessous (Figure 22) pour les deux parcelles d'étude. A nouveau, le caractère bimodal de la forêt de 40 ans (R40) est bien visible. De manière générale, la conductivité semble légèrement meilleure pour la parcelle R40 que pour la parcelle R5. En général, une certaine homogénéité entre courbes d'un même profil est observée.

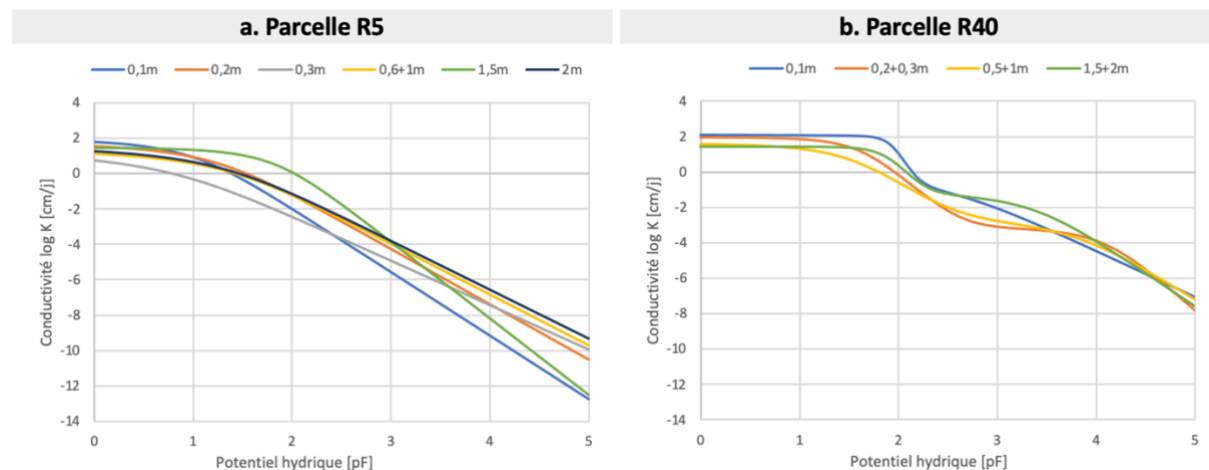


Figure 22 - Courbes de conductivité issues du K_s obtenu par fonctions de pédotransfert et du taux de saturation obtenu avec HypropFit en s'ajustant aux données de terrain mesurées. La conductivité est représentée en logarithme, pour améliorer sa visibilité. Les couleurs représentent les différentes profondeurs. La figure a. correspond à la forêt de 5 ans (R5) et la figure b. à la forêt de 40 ans (R40)

1.3. Données végétation

A) Distribution racinaire

La Figure 23 suivante présente les densités racinaires (g/dm^3) mesurées pour les différentes profondeurs des deux parcelles d'étude. Étonnamment, il n'est observé aucune différence significative (plus grande que l'écart-type) entre les deux parcelles. La majorité des racines (55% pour R5 et 65% pour R40) est présente en surface. Pour les deux parcelles, seuls 2% des racines se trouvent entre 1 et 2m de profondeur.

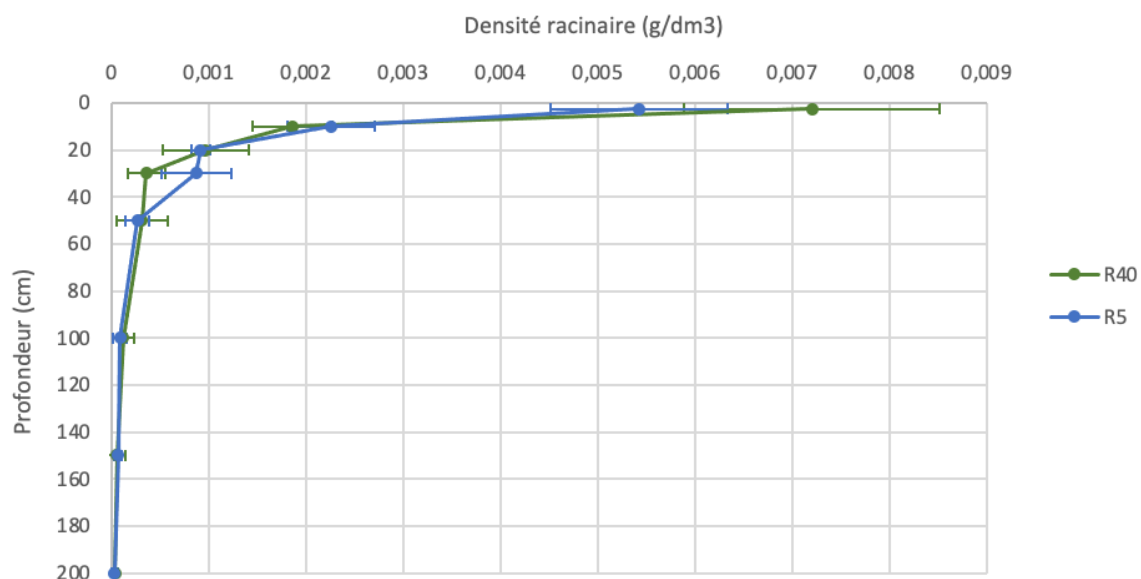


Figure 23 - Profils verticaux des densités racinaires, exprimées par rapport au volume de sol, mesurées sur les deux parcelles d'étude, à savoir la forêt de 5 ans (R5) et celle de 40 ans (R40). Les barres d'erreur représentent l'écart-type calculé pour chaque tripliqua.

B) Évapotranspiration potentielle et réelle

La Figure 24 représente les indices de végétation améliorés (EVI) obtenus par télédétection. La jeune forêt (R5) semble montrer un EVI plus grand et donc une végétation verte plus importante. Ce résultat pourrait montrer que la jeune forêt, en croissance, est plus vigoureuse que la forêt de 40 ans déjà mature. Autrement dit, il serait possible que la jeune forêt transpire davantage que la plus mature. Ce résultat pourrait également simplement être le reflet d'une végétation herbacée plus importante dans la forêt jeune. De manière générale, la surface foliaire influence cependant davantage l'évapotranspiration que le besoin de croissance. Autrement dit, la forêt de 40 ans, plus dense, devrait en principe transpirer plus que la forêt de 5 ans. L'EVI des deux parcelles reste inférieur à celui de la prairie, montrant une plus grande vigueur de la végétation forestière.

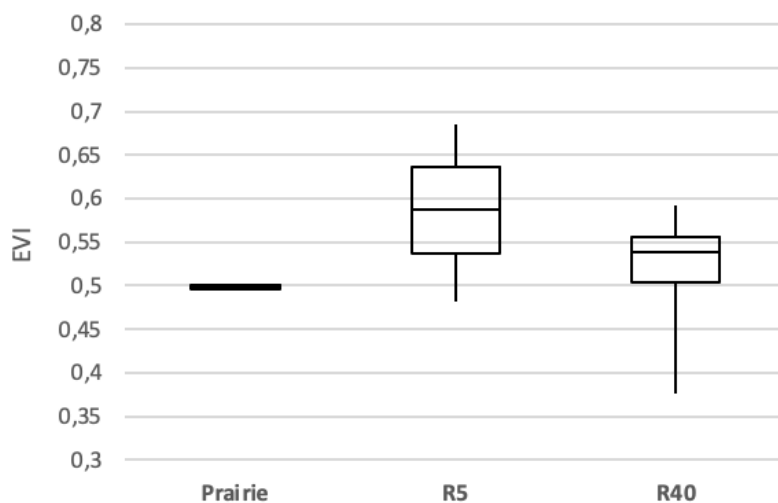


Figure 24 - Indice de végétation amélioré (EVI) calculé du 01/01/2019 au 31/12/2022 pour trois parcelles, à savoir une prairie, une forêt de 5 ans (R5) et une autre de 40 ans (R40).

En comparaison, les résultats d'évapotranspiration réelle obtenus par SenET sont présentés ci-dessous (Figure 25). Contrairement aux résultats obtenus avec l'indice de végétation EVI, Sen-ET montre une évapotranspiration significativement plus grande pour la forêt âgée (R40) que pour la forêt jeune (R5). La ligne rouge représente l'évapotranspiration de référence (ET_0) mesurée par la station météorologique. La parcelle jeune (R5) semble transpirer toujours moins que l' ET_0 , tandis que la parcelle âgée (R40) transpire plus que l' ET_0 en saison humide et moins en saison sèche. Cela voudrait dire que son coefficient cultural K_c varie en fonction des saisons. Cependant, la méthode SenET dépend de la classification de l'occupation du sol, qui manque parfois de précision au Brésil. Les valeurs absolues obtenues peuvent par conséquent être biaisées. La comparaison directe avec l' ET_0 est donc risquée.

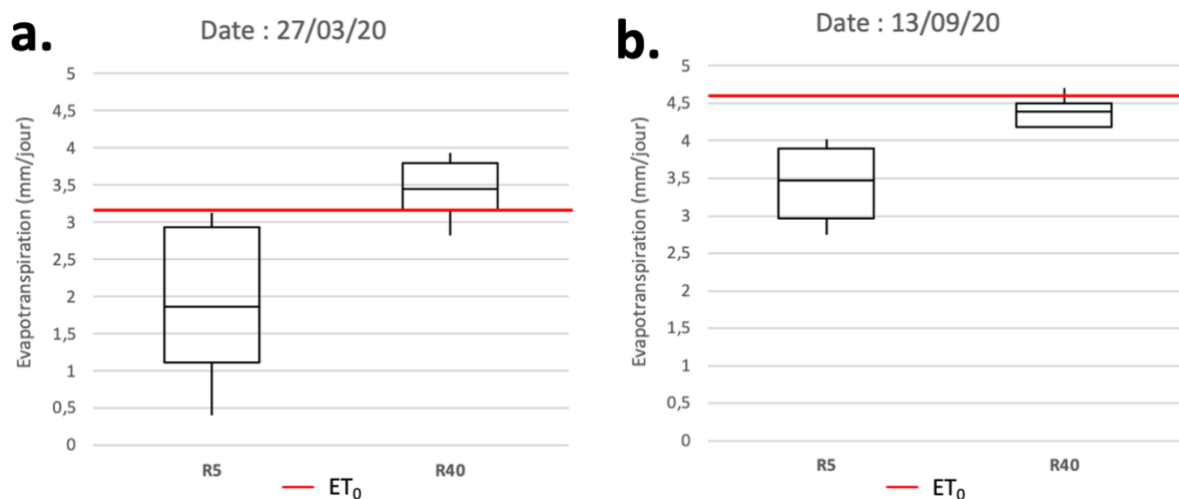


Figure 25 - Evapotranspiration réelle des deux parcelles d'étude, à savoir une forêt de 5 ans (R5) et une de 40 ans (R40), et d'une prairie adjacente, mesurée par télédétection à l'aide de l'outil Sen-ET. La figure a. représente l'ET en fin de saison humide tandis que la figure b. représente l'ET en fin de saison sèche.

Le manque de cohérence entre les résultats obtenus via ces deux méthodes (EVI et SenET) souligne la difficulté de prédiction de l'évapotranspiration en forêt. Dans ce mémoire, en l'absence d'information sûre, différentes hypothèses devront donc être posées sur l'évapotranspiration potentielle et réelle.

2. Modélisation inverse et analyse de sensibilité

2.1. Modélisation inverse

A) Analyse de scénarios

Comme expliqué dans la section 5 du chapitre méthodologique, le programme Hydrus-1D a été utilisé pour modéliser les flux d'eau dans le sol des parcelles forestières étudiées. La première étape a été l'optimisation des paramètres hydrauliques par modélisation inverse pour tenter de représenter au mieux la dynamique de l'eau du sol.

La modélisation inverse d'Hydrus-1D se concentre sur l'optimisation des paramètres hydrauliques du sol, définissant ses courbes de rétention et de conductivité. Deux aspects importants pour la modélisation n'étaient pas optimisables en tant que tel dans Hydrus : la valeur du K_c (c.f. V. 4.2) et le choix du modèle hydrodynamique du sol (uni ou multimodal). Une série de scénarios ont donc été construits, combinant ces deux aspects, et pour chacun de ces scénarios, une optimisation de certains paramètres hydrauliques a été réalisée (c.f. ci-dessous). Les différents scénarios, variant la valeur de ce K_c , sont les suivants : 0,5 ; 0,8 ; 1 ; 1,2 ; 1,5. Par ailleurs, il a été montré dans la section précédente (c.f. VI. 1.2) que la parcelle R40 montrait des signes de potentiel comportement à double porosité. Cette hypothèse a été vérifiée en posant deux scénarios différents pour cette parcelle : l'un avec un modèle unimodal, et l'autre avec un modèle bimodal. La parcelle R5 ne montrant pas de tels signes, seul le modèle unimodal a été utilisé pour elle.

B) Paramètres optimisés

Pour rappel un certain nombre de couches de sol homogènes a été défini selon l'hétérogénéité du sol (c.f. 3.4). Six couches distinctes ont ainsi été définies pour la jeune parcelle (R5), alors que quatre couches suffisaient pour la parcelle âgée (R40). Chaque couche est alors définie par ses propres paramètres définissant sa rétention et sa conductivité. Au total, le modèle nécessitait donc 36 paramètres pour R5 (unimodal), 24 pour R40 (unimodal), et 36 pour R40 (bimodal). Cependant, Hydrus limite l'optimisation de 15 paramètres à la fois. Un choix a donc été fait.

Tout d'abord, il a été montré que les données θ - h mesurées sur le terrain ont déjà permis une bonne caractérisation des paramètres des courbes de rétention des différentes couches (c.f. VI. 1.). En effet, la méthodologie utilisée pour les obtenir était déjà basée sur une optimisation par le programme HypropFit permettant d'obtenir les courbes passant au mieux au travers de ces nuages de points θ - h . En revanche, les données de conductivité choisies, basées sur les fonctions de pédotransfert, restent peu fiables (c.f. VI. 1. F)). La modélisation inverse a donc été orientée sur l'optimisation des paramètres de conductivité, à savoir K_s et λ . Le nombre réduit de couches définissant la parcelle R40 a cependant permis l'optimisation d'un paramètre supplémentaire. Etant donné que l'ensemble des points θ - h mesurés sur le terrain étaient supérieurs à une succion de pF2, peu d'informations permettaient de vérifier la teneur en eau à saturation prédite par HypropFit. C'était donc le paramètre de la courbe de rétention le plus pertinent à réoptimiser. Il a donc finalement été choisi d'optimiser 3 paramètres par couche pour la parcelle R40 (θ_{sat} , K_s et λ) et 2 paramètres par couche pour la parcelle R5 (K_s et λ), soit 12 paramètres par parcelle.

Enfin, il a aussi été tenté d'optimiser dans différentes simulations les autres paramètres de la courbe de rétention. Cependant, l'optimisation des paramètres α et n posait des problèmes de convergence du modèle. Pour réussir à atteindre une solution sans passer par des valeurs qui bloquent le modèle, il a fallu restreindre fortement les possibilités de variation des paramètres α et n , rendant leur « optimisation » moins intéressante. Le paramètre θ_{res} a quant à lui été considéré fiable compte tenu des gammes de mesure observées.

C) Résultats de la modélisation inverse

Le Tableau 3 ci-dessous présente les résultats obtenus en modélisation inverse pour chaque scénario. Plusieurs d'entre eux, trop écartés de la réalité, ne permettaient pas au modèle de converger et sont donc marqués d'une croix. Ce tableau présente le RMSE global (Root Mean Square Error), le R^2 global (dont la formule est présentée à la section V. 5.3), et les R^2 calculés spécifiquement pour les teneurs en eau θ , les potentiels h , et les différences mensuelles de stock d'eau ΔS . Les teneurs en eau et les potentiels sont les variables auxquelles Hydrus tente de coller. La différence de stock mensuelle donne une indication sur la capacité du modèle à prédire correctement le bilan hydrique à l'échelle mensuelle. En effet, la différence de stock mesurée entre deux instants est toujours égale à la différence entre les flux entrants et sortants du système (c.f. III. 1.). Pour le potentiel matriciel, il a été préféré d'estimer l'erreur sur le pF plutôt que sur le h, vu sa large gamme de variation (une erreur d'un cm à pF4 devrait avoir moins d'importance que à pF1). En revanche, le R^2 global, calculé par Hydrus, prend en compte h en [cm] et θ en [cm^3/cm^3]. Cette différence d'unité de h explique pourquoi la moyenne des R^2 (pF) et R^2 (θ) ne correspond pas au R^2 global. Une légère variation du R^2 (pF) entraînera une forte variation du R^2 global. Enfin, l'échelle de couleur représente le classement de chaque indice pour chaque parcelle. Au plus les cases d'une ligne sont foncées, au mieux le scénario représente cette parcelle.

Tableau 3 – Qualité de l'optimisation obtenue pour les différents scénarios réalisés en modélisation inverse pour les deux parcelles d'étude : R5 (forêt de 5 ans) et R40 (forêt de 40 ans). Le RMSE et le R^2 représentent la qualité de prédiction du modèle optimisé. Le R^2 global est calculé pour θ [cm^3/cm^3] et h [cm], le $R^2(\theta)$ pour θ [cm^3/cm^3], le $R^2(\text{pF})$ pour h [pF], et le $R^2(\Delta S)$ pour ΔS [mm]. La couleur des cellules représente le classement de chaque indice pour chaque parcelle. Au plus les cases d'une ligne sont foncées, au mieux le scénario représente cette parcelle.

Parcelle	Scénario	RMSE global	R^2 global	$R^2(\theta)$	$R^2(\text{pF})$	$R^2(\Delta S)$
R5	Unimodal ; $K_C=0,5$	X	X	X	X	X
	Unimodal ; $K_C=0,8$	9,15 10^{-3}	0,44651	0,7509	0,6717	0,6758
	Unimodal ; $K_C=1$	7,94 10^{-3}	0,61698	0,8004	0,9135	0,6679
	Unimodal ; $K_C=1,2$	8,77 10^{-3}	0,70786	0,8606	0,9778	0,689
	Unimodal ; $K_C=1,5$	1,32 10^{-2}	0,57084	0,8153	0,8635	0,6911
R40	Unimodal ; $K_C=0,5$	X	X	X	X	X
	Unimodal ; $K_C=0,8$	9,13 10^{-3}	0,51211	0,7844	0,7418	0,7156
	Unimodal ; $K_C=1$	8,21 10^{-3}	0,6138	0,7899	0,8486	0,8024
	Unimodal ; $K_C=1,2$	8,77 10^{-3}	0,60781	0,794	0,821	0,77505
	Unimodal ; $K_C=1,5$	1,06 10^{-2}	0,5373	0,7327	0,7648	0,7236
	Bimodal ; $K_C=0,5$	X	X	X	X	X
	Bimodal ; $K_C=0,8$	X	X	X	X	X
	Bimodal ; $K_C=1$	8,10 10^{-3}	0,72264	0,7315	0,9874	0,8095
	Bimodal ; $K_C=1,2$	8,44 10^{-3}	0,67758	0,7536	0,7156	0,7984
	Bimodal ; $K_C=1,5$	X	X	X	X	X

Au vu de ces résultats, certains scénarios semblent se démarquer. Pour la parcelle de 5 ans (R5), le scénario qui donne les meilleurs résultats est celui avec un $K_C = 1,2$, sauf pour le RMSE qui est meilleur pour le scénario $K_C = 1$. Pour la parcelle de 40 ans (R40), que ce soit en unimodal ou en bimodal, c'est le scénario $K_C = 1$ qui donne les meilleurs résultats, sauf pour le $R^2(\theta)$ qui est meilleur pour le scénario $K_C = 1,2$. Enfin, les scénarios en bimodal montrent de meilleurs résultats que les scénarios en unimodal. Les unimodaux prédisent plutôt bien les teneurs en eau mais montrent une incapacité à prédire correctement les potentiels. En effet, bien que les $R^2(h)$ de ces modèles ne semblent pas si mauvais, ils sont nettement moins bons

lorsqu'ils sont calculés sur des potentiels en [cm], ce qui est visible sur les R^2 globaux plutôt mauvais en unimodal. Sur base de ces résultats, les deux scénarios retenus sont donc l'unimodal avec $K_C = 1,2$ pour la parcelle jeune (R5), et le bimodal avec $K_C = 1$ pour la parcelle âgée (R40).

2.2. Analyse de sensibilité

Hydrus-1D ne permet pas l'optimisation par modélisation inverse des paramètres liés aux plantes, comme le K_C définissant l'évapotranspiration potentielle (ET_P), ou les paramètres de Feddes définissant le stress hydrique (ET_R/ET_P). Pour ce mémoire, aucune information n'était pourtant connue pour ces paramètres. Une analyse de sensibilité de ceux-ci a donc été réalisée en modélisation directe pour déterminer leur importance sur les résultats du modèle. Ces modélisations directes ont été réalisées à partir des paramètres de sol optimisés issus des meilleurs scénarios en modélisation inverse, mis en évidence ci-dessus. L'analyse de sensibilité par modélisation directe permet une réduction du temps de calcul. Elle permet donc d'explorer plus finement les différentes valeurs possibles du K_C et des paramètres de Feddes.

A) Sensibilité au K_C

1. Sensibilité du modèle au K_C :

La modélisation inverse n'a discriminé que cinq valeurs de K_C différentes. L'analyse de sensibilité va permettre d'affiner cela pour trouver la valeur la plus cohérente du K_C . Pour les deux parcelles, les meilleurs résultats en modélisation inverse étaient obtenus pour des $K_C = 1$ ou $1,2$. Différentes valeurs de K_C ont donc été testées en modélisation directe aux alentours de ces deux valeurs. Pour la parcelle R5, des valeurs supérieures ont également été testées jusqu'à voir le RMSE et le R^2 diminuer en qualité. La modélisation directe s'est faite au départ des paramètres optimisés des meilleurs scénarios de modélisation inverse, soit le scénario unimodal avec $K_C = 1,2$ pour la parcelle jeune (R5) et le scénario bimodal avec $K_C = 1$ pour la parcelle âgée (R40). Les résultats de cette analyse sont présentés dans le Tableau 4 ci-dessous.

Tableau 4 - Résultats obtenus pour les différents scénarios de K_C réalisés en modélisation directe pour les deux parcelles d'étude : R5 (forêt de 5 ans) et R40 (forêt de 40 ans). Le RMSE global et le R^2 global représentent la qualité de prédiction du modèle optimisé. Ils sont calculés pour θ [cm^3/cm^3] et h [cm]. La couleur des cellules représente le classement de chaque indice pour chaque parcelle. Au plus les cases d'une ligne sont foncées, au mieux le scénario représente cette parcelle. Pour chaque indice de chaque parcelle, le meilleur scénario a été mis en évidence (police jaune). Le meilleur scénario RMSE est entouré en bleu et le meilleur scénario R^2 est entouré en rouge.

Scénario K_C	RMSE (R5)	R^2 (R5)	RMSE (R40)	R^2 (R40)
$K_C = 0,90$	8,54E-03	0,5771	8,42E-03	0,71575
$K_C = 0,95$	8,14E-03	0,6135	8,22E-03	0,72115
$K_C = 1,00$	7,94E-03	0,6170	8,10E-03	0,72264
$K_C = 1,02$	7,59E-03	0,6656	8,00E-03	0,72581
$K_C = 1,04$	7,46E-03	0,6783	7,95E-03	0,72647
$K_C = 1,06$	7,36E-03	0,6897	7,90E-03	0,72684
$K_C = 1,08$	7,28E-03	0,6996	7,86E-03	0,72697
$K_C = 1,10$	7,22E-03	0,7085	7,83E-03	0,72685
$K_C = 1,12$	7,19E-03	0,7164	7,80E-03	0,72648
$K_C = 1,14$	7,18E-03	0,7233	7,78E-03	0,72587
$K_C = 1,16$	7,19E-03	0,7292	7,77E-03	0,72502
$K_C = 1,18$	7,24E-03	0,7339	7,76E-03	0,72398
$K_C = 1,20$	7,32E-03	0,7368	7,76E-03	0,72251
$K_C = 1,25$	7,58E-03	0,7432	7,78E-03	0,7187
$K_C = 1,30$	7,98E-03	0,7438	7,86E-03	0,71359
$K_C = 1,35$	8,49E-03	0,7409		
$K_C = 1,40$	9,10E-03	0,7339		
$K_C = 1,50$	1,04E-02	0,7150		

Pour les deux parcelles, les indices RMSE et R^2 ne donnent pas les mêmes résultats. En effet, le RMSE, calculé par la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre valeurs prédites et observées, représente l'erreur moyenne du modèle, alors que le R^2 représente la proportion de la variance des données expliquée par le modèle. Comme ils renseignent des informations différentes sur la qualité du modèle, ces deux indices sont intéressants à prendre en compte simultanément. Le RMSE reste cependant l'indice qui représente le plus clairement l'erreur que fait véritablement le modèle. Par ailleurs, la variation du RMSE et du R^2 entre les différents scénarios reste assez faible. Entre les deux scénarios optimaux de la parcelle R5 ($K_C = 1,14$ et $K_C = 1,3$), le RMSE augmente de 11% et le R^2 ne diminue que de 3%. Entre les deux scénarios optimaux de la parcelle R40 ($K_C = 1,08$ et $K_C = 1,2$), le RMSE n'augmente que de 1% et le R^2 ne diminue que de 0,6%.

Ces résultats montrent donc que la qualité de prédiction des teneurs en eau et des potentiels par le modèle est plutôt faiblement sensible au K_C . Le modèle ne permet donc pas d'obtenir une valeur de K_C unique et fiable. Pour la suite des résultats, les deux scénarios optimaux de chaque parcelle seront donc systématiquement présentés pour mettre en évidence l'incertitude du modèle associée à la valeur du K_C .

2. Sensibilité des résultats au K_C :

Bien que la qualité du modèle soit peu sensible au K_C , il est intéressant d'étudier la sensibilité des résultats du modèle à celui-ci. En effet, il serait possible que les flux prédits par le modèle soient malgré tout sensibles au choix du K_C .

Les résultats de cette analyse, présentés graphiquement en annexe 7, montrent une grande sensibilité des flux cumulés au K_C . Pour la parcelle R40, sur les 900 jours simulés, une augmentation de 10% de K_C entraîne une augmentation de 10% de l' ET_P , de 8% de l' ET_R , et une diminution de 8,7% du drainage. Une diminution de 10% du K_C entraîne une diminution de 10% de l' ET_P , de 9,3% de l' ET_R , et une augmentation de 10% du drainage. Pour la parcelle R5, sur les 900 jours simulés, une augmentation de 10% de K_C entraîne une augmentation de 10% de l' ET_P , de 7,5% de l' ET_R , et une diminution de 8% du drainage. Une diminution de 10% du K_C entraîne une diminution de 10% de l' ET_P , de 9% de l' ET_R , et une augmentation de 9,4% du drainage. Ces résultats sont cohérents puisqu'une augmentation (diminution) de K_C va entraîner une augmentation (diminution) de l' ET_P par la relation $ET_P = K_C \cdot ET_0$. Une augmentation d' ET_P va entraîner une augmentation d' ET_R tout en augmentant aussi le stress, ce qui explique pourquoi l' ET_R augmente légèrement moins que l' ET_P . Enfin, si l' ET_R est plus élevée, il y aura forcément moins d'eau drainée en profondeur.

Cette analyse de sensibilité montre donc que le choix du K_C aura une grande importance sur les résultats du modèle et les conclusions à en tirer. Or la valeur exacte du K_C reste inconnue et n'est pas déterminable via le modèle, comme expliqué au point précédent. Les conclusions de ce travail seront donc dépendantes du choix fait sur le K_C qui est incertain. Pour des études futures, il serait par conséquent intéressant de mesurer précisément ce K_C (ou l'évapotranspiration potentielle ou réelle de manière générale) pour pouvoir tirer des conclusions fiables sur le fonctionnement éco-hydrologique de parcelles forestières.

B) Sensibilité aux propriétés de stress hydriques

Les paramètres de Feddes, présentés précédemment (c.f. V. 5.2), permettent de représenter les propriétés de réponse au stress hydrique des plantes. Les paramètres utilisés ont été basés sur ceux d'une prairie standard (Wesseling, 1991), avec r_{2H} et r_{2L} corrigés pour correspondre davantage aux conditions observées. La réponse au stress hydrique est représentée par les paramètres h_{2H} , h_{2L} et h_3 . Les paramètres h_{2H} et h_{2L} correspondent aux potentiels à partir desquels la plante va commencer à fermer ses stomates, avec h_{2H} lorsque la demande évaporative est élevée (r_{2H}), et h_{2L} lorsqu'elle est faible (r_{2L}). Le paramètre h_3 correspond au potentiel à partir duquel tous les stomates de la plante seront complètement fermés. Une analyse de sensibilité des paramètres h_{2L} et h_3 , liés au stress hydrique, a été réalisée dans le but d'observer leur impact sur les résultats du modèle et d'éventuellement arriver à des valeurs plus adaptées aux forêts étudiées. Aucune analyse de sensibilité n'a été faite sur le paramètre h_{2H} , n'étant utilisé que dans des conditions de sécheresse rares.

1. Sensibilité du modèle aux paramètres de Feddes :

Les paramètres initiaux utilisés étaient $h_{2L} = -800\text{cm}$ et $h_3 = -8000\text{cm}$. Différents scénarios autour de ces valeurs ont été réalisés. Pour le paramètre h_3 , le scénario inférieur a été choisi en prenant la valeur qui menait à un R^2 le plus élevé, tandis que le scénario supérieur a été choisi en prenant le potentiel minimum observé durant la période d'étude. Les résultats de cette analyse sont représentés dans les tableaux ci-dessous (Tableau 5).

Tableau 5 - Résultats obtenus pour l'analyse de sensibilité des paramètres de Feddes « h_{2L} et h_3 », réalisée en modélisation directe pour les deux parcelles d'étude : R5 (forêt de 5 ans) et R40 (forêt de 40 ans). Le RMSE global et le R^2 global représentent la qualité de prédiction du modèle optimisé. Ils sont calculés pour θ [cm^3/cm^3] et h [cm]. La couleur des cellules représente le classement de chaque indice pour chaque parcelle. Au plus les cases d'une ligne sont foncées, au mieux le scénario représente cette parcelle. Pour chaque indice de chaque parcelle, le meilleur scénario a été mis en évidence (police jaune).

Scénario h_{2L} [cm]	RMSE (R5)	R^2 (R5)	RMSE (R40)	R^2 (R40)
$h_{2L} = -200$	7,22E-03	0,74007	8,12E-03	0,72492
$h_{2L} = -500$	7,24E-03	0,71998	8,27E-03	0,71955
$h_{2L} = -800$	7,22E-03	0,73249	8,19E-03	0,72301
$h_{2L} = -1500$	7,28E-03	0,74969	8,03E-03	0,72605
$h_{2L} = -4000$	7,57E-03	0,75928	7,89E-03	0,71974

Parcelle	Scénario h_3 [cm]	RMSE	R^2
R5	$h_3 = -4200$	7,02E-03	0,7777
	$h_3 = -8000$	7,32E-03	0,73678
	$h_3 = -9300$	8,17E-03	0,71872
R40	$h_3 = -3700$	8,95E-03	0,75311
	$h_3 = -8000$	8,10E-03	0,72288
	$h_3 = -13100$	8,07E-03	0,6865

A nouveau, les indices RMSE et R^2 ne donnent pas toujours les mêmes résultats. Pour le paramètre h_{2L} , la variation du RMSE et du R^2 est très faible entre les différents scénarios. En effet, sur l'ensemble des scénarios, la variation de RMSE est <5% pour les deux parcelles, et la variation du R^2 est <1% pour R40 et <5% pour R5. Ces résultats montrent que la qualité de prédiction des teneurs en eau et des potentiels par le modèle est plutôt faiblement sensible au paramètre h_{2L} . Le modèle ne permet donc pas d'obtenir une valeur de h_{2L} unique et fiable. La valeur initiale de $h_{2L} = -800\text{cm}$ a donc été gardée.

Le modèle est en revanche légèrement plus sensible au paramètre h_3 . Cette sensibilité reste tout de même plutôt faible. En effet, entre les scénarios extrêmes, la variation de RMSE est de 16% pour R5 et de 11% pour R40, et la variation de R^2 est de 8% pour R5 et de 9% pour R40. Pour la parcelle R40, le RMSE et le R^2 s'opposent et ne permettent donc pas un choix du paramètre h_3 optimal. Pour la parcelle R5, les deux indices semblent indiquer que le scénario $h_3 = -4200\text{cm}$ offre les meilleurs résultats. Cependant, cette valeur n'est pas logique au sens physique. En effet, il a été observé que le sol de cette parcelle s'asséchait jusqu'à un potentiel de -9300cm. Or les plantes sont les seuls moteurs possibles pour arriver à un tel état. Le drainage et l'évaporation ne pourraient en effet pas assécher le sol aussi fortement. La valeur initiale de $h_3 = -8000\text{cm}$ a donc finalement été gardée pour les deux parcelles.

2. Sensibilité des résultats aux paramètres de Feddes :

Une analyse de sensibilité de ces paramètres sur les résultats du modèle, à savoir les flux cumulés (ET_R et drainage) a également été réalisée. L' ET_p n'est bien sûr pas influencée par les propriétés de stress des plantes. Les résultats de cette analyse, présentés graphiquement en annexe 8 et synthétisés dans les tableaux suivants (Tableau 6), montrent une très faible sensibilité des flux cumulés aux paramètres h_{2L} et h_3 .

Tableau 6 - Résultats de l'analyse de sensibilité des paramètres de Feddes h_{2L} et h_3 sur les flux cumulés (ET_R et drainage) sur les 900 jours simulés. Les pourcentages de variation sont calculés par rapport au scénario initial, c'est-à-dire un $h_{2L} = -800\text{cm}$ et un $h_3 = -8000\text{cm}$.

Scénario h_{2L} [cm]	Variation h_{2L}	Variation ET_R		Variation drainage	
		R40	R5	R40	R5
$h_{2L} = -200$	- 75 %	+ 0,3 %	+ 0,1 %	- 0,3 %	- 0,1 %
$h_{2L} = -4000$	+ 400 %	+ 1,6 %	+ 0,3 %	- 1,3 %	- 0,3 %

Scénario h_3 [cm]	Variation h_3	Variation ET_R		Variation drainage	
		R40	R5	R40	R5
$h_3 = -3700$ (ou -4200)	- 54 % (ou -48%)	+ 2,2 %	+ 0,6 %	- 1,6 %	- 0,5 %
$h_3 = -13100$ (ou -9300)	+ 64 % (ou +16%)	+ 3,4 %	+ 0,7 %	- 2,4 %	- 0,6 %

Cette analyse de sensibilité montre donc que le choix des paramètres de Feddes aura peu d'importance sur les résultats du modèle et les conclusions à en tirer. Le manque de mesure de ces paramètres n'est donc pas problématique pour cette étude.

2.3. Performance des modèles obtenus

La modélisation inverse et les diverses analyses de sensibilité ont donc mené à garder deux modèles différents pour chaque parcelle représentant la diversité des K_c possibles. La performance générale de ces quatre modèles est représentée dans le Tableau 7 ci-dessous qui reprend le RMSE global (Root Mean Square Error), le R^2 global et les R^2 calculés spécifiquement pour les teneurs en eau θ , les pF , et les différences mensuelles de stock d'eau ΔS . Les modèles construits ont tous un R^2 global compris entre 0,72 et 0,75, ce qui est plutôt bon. Les modèles de la parcelle R5 prédisent mieux les teneurs en eau que pour la parcelle R40, et inversement pour les potentiels. Les modèles de la parcelle R40 prédisent bien le bilan hydrique, indiqué par un $R^2(\Delta S) > 80\%$. Les modèles de la parcelle R5 sont moins bons à ce niveau-là.

Tableau 7 – Résultats obtenus pour les deux meilleurs modèles sortis de la modélisation inverse et des analyses de sensibilité pour chaque parcelle d'étude : R5 (forêt de 5 ans) et R40 (forêt de 40 ans). Le RMSE et le R^2 représentent la qualité de prédiction du modèle optimisé. Le R^2 global est calculé pour θ [cm^3/cm^3] et h [cm], le $R^2(\theta)$ pour θ [cm^3/cm^3], le $R^2(h)$ pour h [pF], et le $R^2(\Delta S)$ pour ΔS [mm]. La couleur des cellules représente le classement de chaque indice pour chaque parcelle. Au plus les cases d'une ligne sont foncées, au mieux le scénario représente cette parcelle.

Parcelle	Scénario	RMSE global	R^2 global	$R^2(\theta)$	$R^2(pF)$	$R^2(\Delta S)$
R5	K_c min (=1,14)	7,18E-03	0,7233	0,8618	0,9811	0,6840
	K_c max (=1,30)	7,98E-03	0,7438	0,8577	0,9764	0,6982
R40	K_c min (=1,08)	7,86E-03	0,72697	0,7346	0,9873	0,8071
	K_c max (=1,20)	7,76E-03	0,72251	0,7368	0,9866	0,8132

Il est possible d'analyser la performance des prédictions des modèles plus en détail. Tout d'abord, les graphiques suivants (Figure 26 a. et b.) montrent la comparaison entre les données journalières prédites et observées pour les teneurs en eau et les potentiels. Sur ces graphiques, les différentes profondeurs où un capteur TEROs est présent sont représentées par différentes couleurs. Le R^2 de chacune de ces profondeurs est indiqué dans les tableaux inclus aux figures. Ces résultats sont présentés à titre d'exemple pour les modèles qui donnaient les meilleurs RMSE, à savoir R5 avec K_C minimum et R40 avec K_C maximum. Les mêmes graphiques pour les modèles qui donnaient les meilleurs R^2 (R5 avec K_C maximum et R40 avec K_C minimum) sont repris en annexe 9.

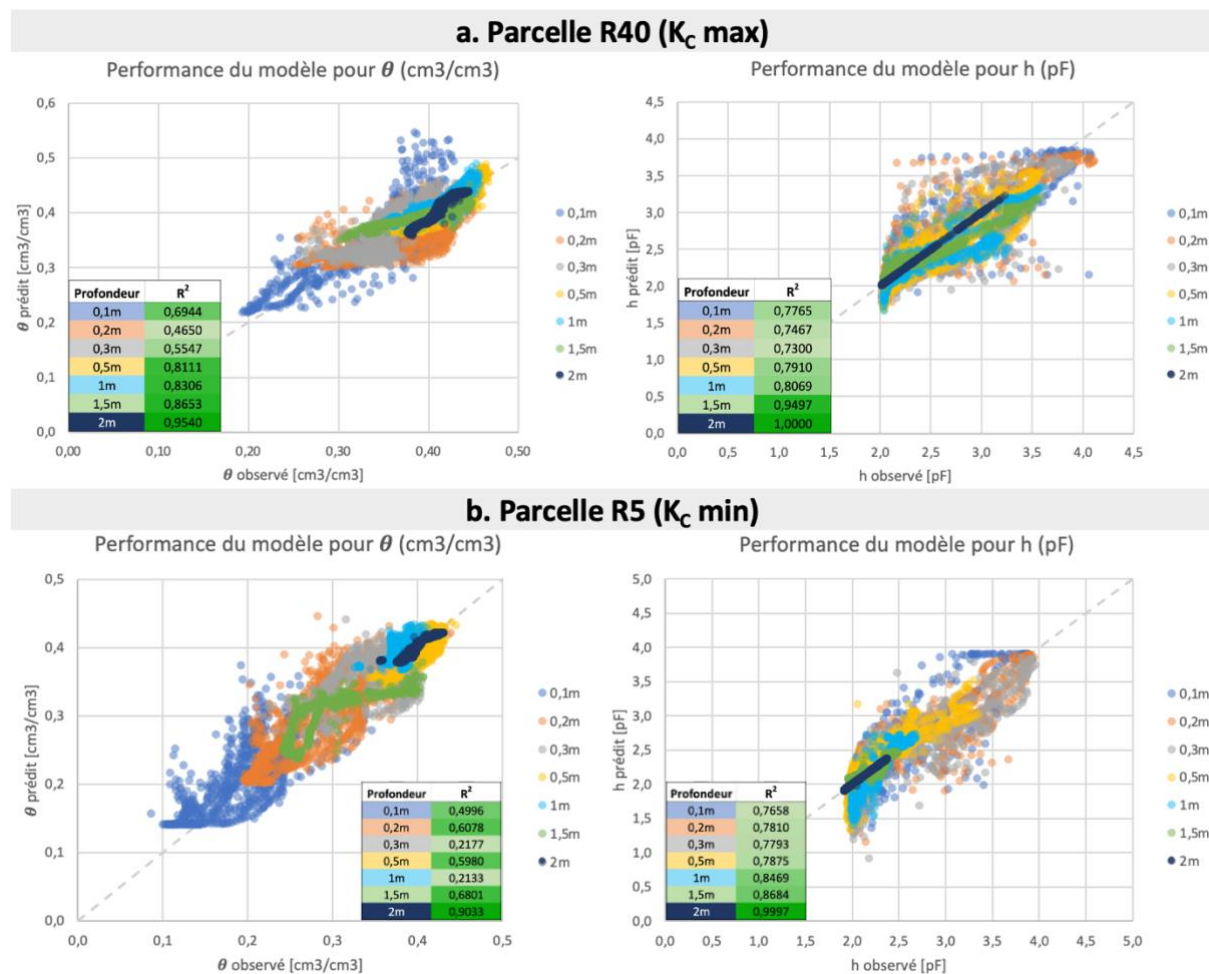


Figure 26 - Graphiques de comparaison entre les teneurs en eau (θ) et potentiels (h) journaliers observés vs prédits. La figure a. représente la performance du modèle avec $K_C=1,08$ pour la forêt de 40 ans (R40), tandis que la figure b. représente la performance du modèle avec $K_C=1,14$ pour la forêt de 5 ans (R5). Les couleurs représentent les différentes profondeurs où une sonde était présente. Les tableaux inclus à chaque figure représentent les R^2 calculés pour chaque profondeur.

Ces graphiques permettent de montrer que la qualité du modèle n'est pas équivalente pour chaque profondeur. En particulier, les teneurs en eau des profondeurs 0,2m et 0,3m de la parcelle R40 et les profondeurs 0,3m et 1m de la parcelle R5 sont mal modélisées, comme le montrent leur mauvais R^2 . Cela peut être dû à une mauvaise calibration de certaines sondes qui montrent des données incohérentes pour certaines périodes. Par ailleurs, les teneurs en eau humides (θ élevé) de la profondeur 0,1m de la parcelle R40 sont également plutôt mal modélisées. De manière générale, lorsque le potentiel est bien prédit mais que la teneur en eau ne l'est pas, ou inversement, c'est que la courbe de rétention utilisée ne représente pas

au mieux le fonctionnement réel du sol. Ici, cela pourrait par exemple être dû à l'absence d'optimisation des paramètres α et n qui posaient problème en modélisation inverse. Enfin, les graphes pour les potentiels montrent que le modèle prédit des potentiels parfois inférieurs à pF2, bien que les capteurs n'aient pas été capables de mesurer ces données, comme expliqué précédemment (c.f. VI.1.2. D)). Les potentiels à 2m sont quant à eux parfaitement modélisés puisqu'ils ont été utilisés comme conditions aux limites du modèle.

Ensuite, les graphiques suivants (Figure 27) montrent la comparaison entre les différences de stock mensuelles observées et prédites. Les stocks observés ont été calculés tous les 1^{ers} du mois en interpolant les valeurs de teneurs en eau entre les différentes profondeurs mesurées. Sur les graphiques suivants, chaque point représente donc la différence entre le stock au 1^{er} du mois suivant et le stock au 1^{er} du mois. Ces résultats sont présentés pour les deux parcelles avec à chaque fois le modèle avec K_c minimum en bleu et le modèle avec K_c maximum en rouge.

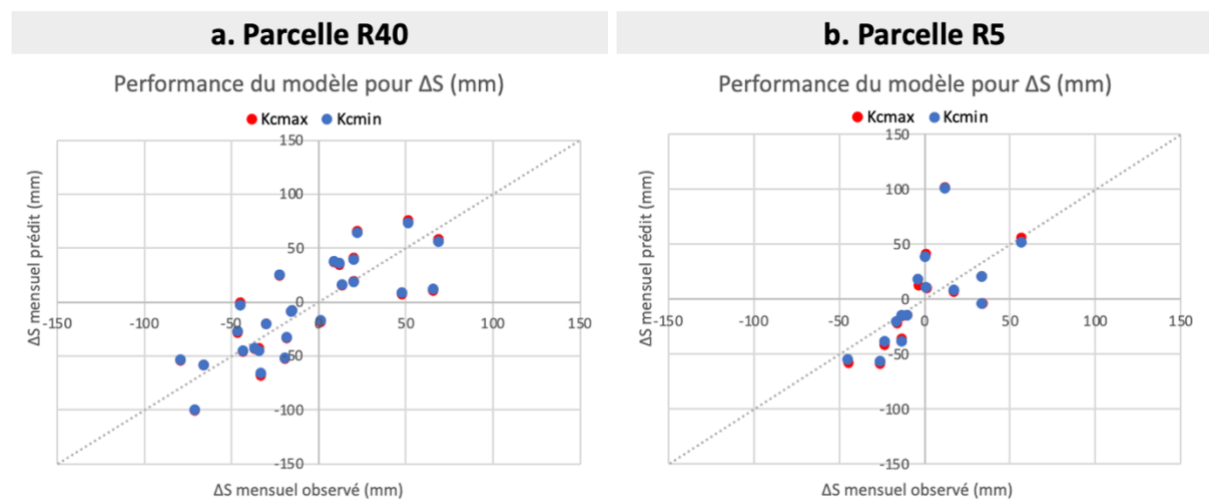


Figure 27 - Graphiques de comparaison des différences de stock mensuelles observées vs prédites. La figure a. représente la performance pour la forêt de 40 ans (R40), tandis que la figure b. représente la performance du modèle pour la forêt de 5 ans (R5). Les points bleus représentent les modèles avec K_c minimum (à savoir $K_c=1,14$ pour R5 et $K_c=1,08$ pour R40) et les points rouges les modèles avec K_c maximum (à savoir $K_c=1,3$ pour R5 et $K_c=1,2$ pour R40). Chaque point de la figure correspond à un mois.

Les modèles montrent une bonne prédiction de cette différence de stock mensuelle, montrant leur capacité à prédire correctement le bilan hydrique. Cependant, pour la parcelle R5, un point se distingue des autres par un ΔS prédit ($\approx 100\text{mm}$) largement supérieur au ΔS mesuré. Ce point correspond au mois de novembre 2019, plutôt pluvieux en sortie de saison sèche. Aucune raison précise ne semble cependant pouvoir expliquer cette différence entre prédiction et observation. Sans ce mois, le R^2 global des modèles pour la parcelle R5 monte de 0,68 à 0,8, soit une valeur équivalente aux modèles pour la parcelle R40.

Enfin, les séries temporelles des teneurs en eau et des potentiels prédits et observés sont présentés pour information en annexe 10.

3. Résultats du modèle

Les quatre modèles présentés vont pouvoir être utilisés en modélisation directe pour prédire les différents flux entrants et sortants du système et la dynamique de la prise d'eau et du stress. Ces résultats visent à distinguer une différence de comportement entre les deux parcelles d'âge différent.

3.1. Caractérisation des propriétés hydrauliques

Avant tout, les propriétés hydrauliques finalement optimisées sont présentées ci-dessous pour les deux meilleurs modèles issus de la modélisation inverse représentant les deux parcelles d'étude. Comme expliqué précédemment, l'optimisation a été orientée sur les paramètres des courbes de conductivité, à savoir K_s et λ , qui étaient les plus incertains. Les valeurs des paramètres des courbes de conductivité avant et après optimisation sont repris en annexe 11 pour information. Les courbes de conductivité finalement obtenues sont présentées dans la Figure 28 suivante. Les lignes continues représentent la parcelle jeune (R5) et les lignes pointillées la parcelle âgée (R40). Chaque ligne représente la conductivité équivalente calculée entre la surface et une certaine profondeur représentée par sa couleur.

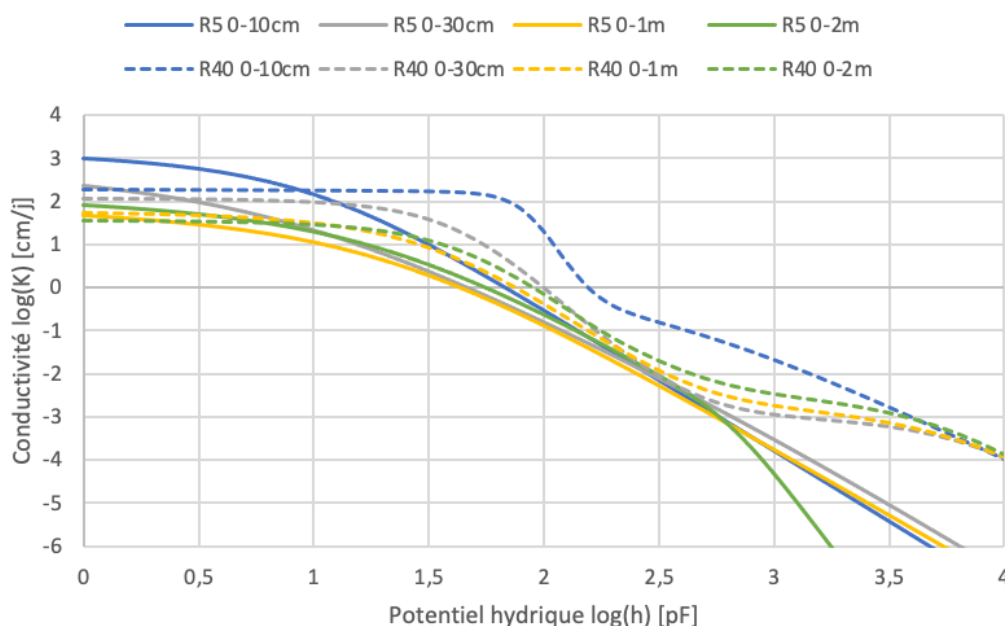


Figure 28 - Courbes des conductivités hydrauliques obtenues pour les deux parcelles d'étude, à savoir la forêt de 5 ans (R5, représentée en lignes continues) et celle de 40 ans (R40, représentée en lignes pointillées). Chaque ligne représente la conductivité équivalente entre la surface et une certaine profondeur représentée par sa couleur.

En conditions humides (pF 0 à 3), les courbes de conductivité des deux parcelles sont plutôt proches. La conductivité en surface (0-10cm) est néanmoins légèrement meilleure pour la parcelle R40 que pour la parcelle R5 au-delà d'un potentiel de pF 1. A partir de pF 3, la conductivité en profondeur de la parcelle R5 est moins bonne. De plus, le caractère bimodal de la parcelle R40 crée une séparation de ses courbes de conductivité avec celles de la parcelle R5 à partir de pF 3. La conductivité de la parcelle R40 sera donc meilleure en conditions sèches (> pF 3) que celle de la parcelle R5.

Les différences observées sont cependant principalement dues à la différence de sol entre les deux parcelles d'étude. En effet, ceux-ci diffèrent par leur texture, leur masse volumique apparente et leur structure (comportement à double porosité pour la parcelle R40). Il n'est donc pas étonnant d'observer des différences de conductivité entre les deux parcelles. Pour discerner un effet de l'âge des forêts sur la conductivité, il aurait fallu avoir deux parcelles avec un sol identique.

Par ailleurs, comme mentionné précédemment (c.f. VI. 2.1. A)), la teneur en eau à saturation a été optimisée pour la parcelle R40. Cette optimisation n'a pas donné de résultats intéressants. En effet, les valeurs de θ_{sat} n'ont presque pas changé entre l'optimisation HypropFit (c.f. VI. 1.2. E)) et celle faite par Hydrus. Les courbes de rétention optimisées par HypropFit et présentées dans la section « Données récoltées » de ce chapitre (c.f. VI. 1.2. E)) représentent donc bien le comportement hydraulique du sol modélisé par Hydrus. Les valeurs des paramètres des courbes de rétention avant et après optimisation sont disponibles en annexe 11 pour information.

Les résultats présentés dans la partie « courbes de rétention » de cette section « Données récoltées » (c.f. VI. 1.2. E)) sont donc confirmés. La réserve en eau utile, calculée par la différence de teneur en eau entre des suctions de pF 2,5 et pF 4,2 est plus grande pour la forêt âgée (R40) que pour la jeune forêt (R5). En effet, les réserves en eau utile issues de ces courbes de rétention ont été calculées à 300,4mm pour la forêt de 40 ans (R40) et 129mm pour la forêt de 5 ans (R5). Il est à noter cependant que la parcelle R5 est plus proche de la nappe que la parcelle R40 (c.f. V. 1), ce qui pourrait lui donner un accès privilégié à d'éventuelles ressources supplémentaires.

3.2. Caractérisation des flux entrants et sortants

Les modèles ont permis de quantifier l'évolution des différents flux entrants et sortants du système au cours de la période d'étude. La Figure 29 suivante présente l'évolution des flux cumulés mensuels et du stock d'eau dans le sol pour les deux parcelles d'étude. Seuls les scénarios ayant mené aux meilleurs RMSE sont représentés à titre d'exemple. Les autres scénarios sont disponibles en annexe 12 pour information. A l'échelle mensuelle, la différence entre les scénarios K_c minimum et K_c maximum n'est toutefois pas observable. Ces graphiques montrent l'infiltration (en bleu), qui est directement liée aux précipitations. En effet, comme aucun ruissellement n'a été considéré, toute l'eau précipitée finit par s'infiltrer après un certain temps, même si elle est parfois retenue temporairement en surface lorsque le sol est saturé. Ils montrent également le drainage (orange) et les remontées capillaires (jaune) à 2m de profondeur, ainsi que l'évapotranspiration réelle (vert).

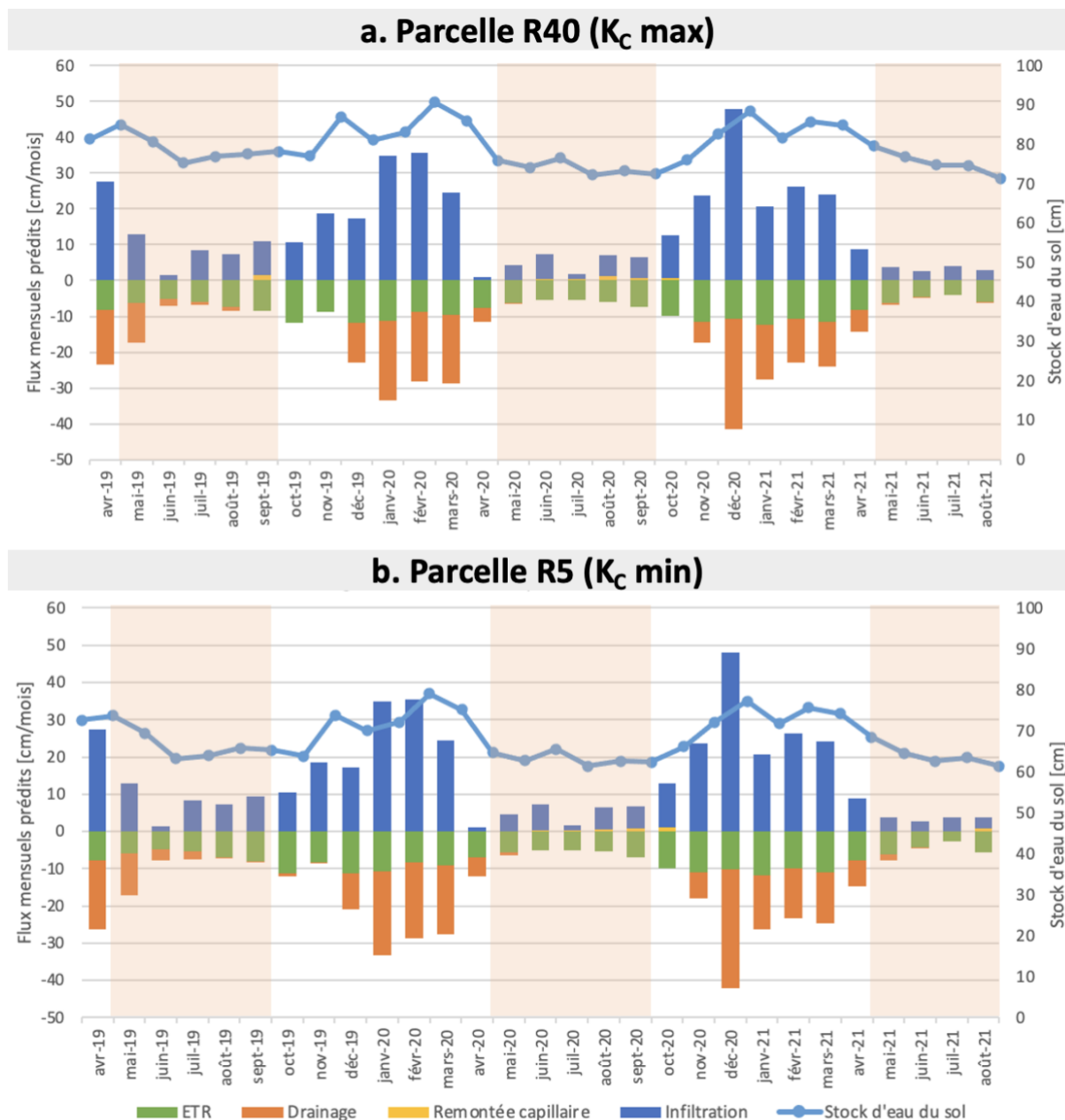


Figure 29 - Graphiques des flux cumulés mensuels (bâtonnets) et de l'évolution mensuelle du stock d'eau du sol (courbe et points) pour le scénario avec un K_c minimum de la forêt de 5 ans (R5) et pour le scénario avec un K_c maximum de la forêt de 40 ans (R40). Les flux entrants sont positifs et les flux sortants négatifs. Les bâtonnets bleus représentent l'infiltration, directement liée aux précipitations, les verts l'évapotranspiration réelle (ETR), les oranges le drainage à 2m de profondeur, et les jaunes les remontées capillaires à 2m de profondeur. Les bandes orange représentent les saisons sèches théoriques.

Ces graphiques montrent tout d'abord peu de différence de flux mensuels entre les deux parcelles. En effet, la dynamique annuelle semble très similaire. Les saisons sèches (bandes orange) sont caractérisées par une infiltration faible due aux faibles précipitations, et à une évapotranspiration réelle faible due à la faible demande évaporative. Comme l'infiltration y surpasse rarement l'évapotranspiration, le drainage est pratiquement nul. Au contraire, il est observé durant certains mois des remontées capillaires à 2m de profondeur, indiquant que les précipitations ne suffisent plus à fournir les besoins en eau nécessaires aux plantes. Durant la saison humide, les précipitations sont intenses, augmentant ainsi l'infiltration. La demande

évaporative augmente également et entraîne une plus grande évapotranspiration réelle. Les précipitations y excèdent souvent l'évapotranspiration, entraînant une certaine quantité d'eau en drainage. Le stock d'eau du sol évolue avec ces saisons, en diminuant généralement en saison sèche et en augmentant en saison humide. Ce stock est le reflet du bilan hydrique. Il augmente lorsque la somme des flux entrants surpasse la somme des flux sortants, et inversement. La dynamique d'évolution du stock est similaire entre les deux parcelles. En revanche, la parcelle âgée (R40) possède un stock d'eau toujours plus élevé que la parcelle jeune (R5). Ceci est le reflet de sa meilleure réserve en eau utile offerte par son sol à double porosité (c.f. 3.1).

En moyenne, en saison humide, la forêt de 40 ans (R40) évapotranspire 37,7% à 41,5%¹ et draine 53% à 56,9%¹ de l'eau précipitée. La forêt de 5 ans (R5) en évapotranspire 39,4% à 44,5%¹ et en draine 53,2% à 58,3%¹. Le reste des précipitations est stockée dans le sol, à raison de 5,4% pour la parcelle R40 et 2,3% pour la parcelle R5. En saison sèche, la forêt de 40 ans (R40) évapotranspire 122,3% à 132%¹ et draine 13,5% à 18,6%¹ de l'eau précipitée. La forêt de 5 ans (R5) en évapotranspire 116,2% à 123,5%¹ et en draine 11,2% à 14,4%¹. Le manque de précipitations est comblé par un apport via le stock d'eau du sol (à raison de 39,7% à 42,1%¹ pour la parcelle R40, et 29% à 32%¹ pour la parcelle R5, de l'eau précipitée) et via les remontées capillaires (à raison de 1,2% à 3,3%¹ pour la parcelle R40, et 1,6% à 2,7%¹ pour la parcelle R5, de l'eau précipitée).

La Figure 30 suivante montre l'évolution des trois flux d'intérêt (ET_p , ET_r , et drainage) cumulés sur l'ensemble de la simulation (900 jours). Les deux courbes vertes représentent la forêt de 40 ans (R40), tandis que les deux courbes bleues représentent la forêt de 5 ans (R5). Pour ces deux parcelles, la courbe claire représente le scénario avec le K_c optimal minimum et la courbe foncée le scénario avec le K_c optimal maximum. Les zones bleues et vertes représentent donc l'étendue des possibilités pour les deux parcelles compte tenu de l'incertitude associée au choix du K_c . Cette figure met en évidence l'impact du K_c sur les résultats. En effet, le fait que l'analyse de sensibilité du K_c (c.f. VI. 2.2. A)) ait mené à des valeurs de K_c légèrement plus grande pour la parcelle R5 que pour la parcelle R40 impacte ces résultats. La parcelle jeune (R5) montre une évapotranspiration potentielle et réelle légèrement supérieure et un drainage légèrement inférieur à la parcelle âgée (R40). Cependant, l'incertitude sur le K_c fait que les zones possibles pour les deux parcelles se croisent sur les graphiques. Autrement dit, il n'est pas possible d'affirmer avec certitude sur base de ces résultats que l'une ou l'autre parcelle transpire ou draine plus que l'autre.

¹ Selon le scénario de K_c choisi.

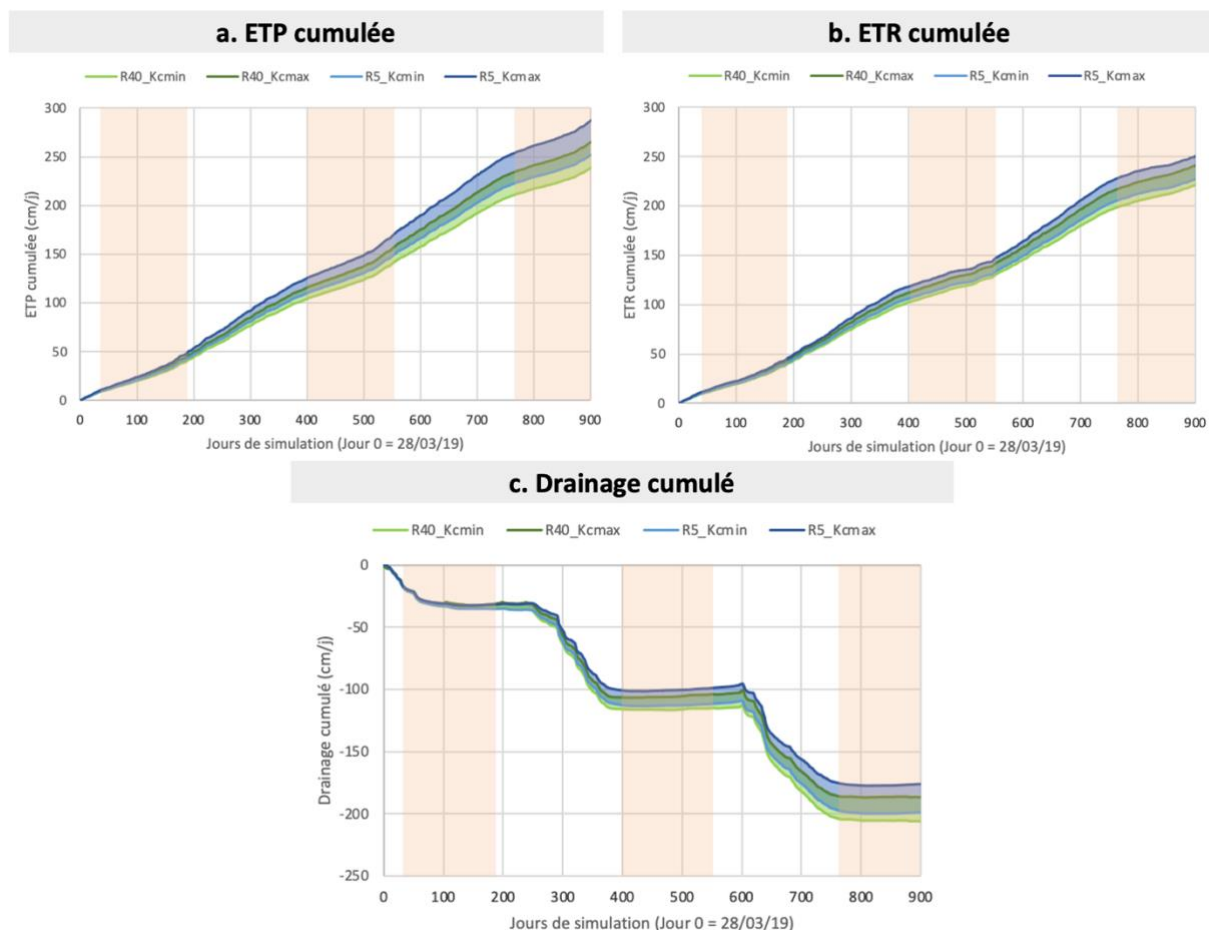


Figure 30 - Graphiques représentant les flux cumulés modélisés avec Hydrus. La figure a. montre l'évapotranspiration potentielle (ETP), la figure b. montre l'évapotranspiration de référence (ETR) et la figure c. le drainage. Les deux courbes vertes représentent la forêt de 40 ans (R40), tandis que les deux courbes bleues représentent la forêt de 5 ans (R5). Pour ces deux parcelles, la courbe claire représente le scénario avec le K_c optimal minimum et la courbe foncée le scénario avec le K_c optimal maximum. Les zones bleues et vertes représentent donc l'étendue possibilités pour les deux parcelles compte tenu de l'incertitude associée au choix du K_c . Les bandes orange représentent les saisons sèches théoriques.

Tout d'abord, l'évapotranspiration potentielle semble donc légèrement supérieure tout au long de la simulation pour la jeune forêt que pour la forêt âgée. Ce résultat est étonnant puisque le principal facteur influençant l' ET_p est la surface foliaire, qui devrait être plus élevée pour la forêt âgée que pour la jeune forêt, bien qu'aucune mesure de LAI ne puisse le confirmer. Ce résultat reste néanmoins possible si la densité d'arbre est plus grande dans la forêt jeune ou si les espèces plantées sont bien plus demandeuses en eau. De plus, comme mentionné précédemment, l'incertitude associée au K_c rend ces conclusions également incertaines. En effet, les scénarios ayant mené aux meilleurs RMSE (R5 K_c min et R40 K_c max), qui minimisent donc l'erreur réelle des modèles, montrent même une tendance inverse, avec plus d'évapotranspiration potentielle pour R40 que pour R5. Ensuite, il est possible de remarquer que la différence de drainage entre les deux parcelles ne se marque qu'en saison humide (Figure 30 c.). En conditions humides, il a pourtant été montré que les courbes de conductivité se ressemblaient fortement entre les deux parcelles (Figure 28). La différence de drainage observée ici en saison humide est donc davantage due à la différence de K_c qu'à la différence de sol. En saison sèche, les courbes de drainage et d' ET_R restent toutes approximativement parallèles, alors que celles de l' ET_p semblent continuer de s'écarter. La différence de K_c ne semble donc avoir un impact sur l' ET_R et le drainage qu'en saison humide,

bien que le K_C ait été fixé constant sur toute la simulation. Une raison possible pour cela est que la saison sèche pourrait être limitée par du stress hydrique. Ainsi, même dans un scénario où la parcelle jeune aurait un K_C plus grand, entraînant une plus grande ET_P , elle pourrait ne pas avoir une ET_R significativement plus grande que la parcelle âgée.

3.3. Dynamique de la prise d'eau et du stress hydrique

Les différences de réserve en eau utile (REU), de proximité à la nappe, d'évapotranspiration et de drainage observées entre les deux parcelles soulèvent la question de leur stress hydrique respectif. En effet, la jeune forêt (R5) semble posséder une REU plus faible et une évapotranspiration plus forte, mais également un drainage plus faible et une meilleure proximité à la nappe que la forêt âgée (R40). Il n'est donc pas évident de déterminer quelle parcelle est la plus soumise au stress.

Pour répondre à cette inconnue, la Figure 31 suivante présente la différence entre l'évapotranspiration potentielle (ET_P) cumulée et l'évapotranspiration réelle (ET_R) cumulée. Cette différence donne une indication sur le stress hydrique cumulé. La différence cumulée au bout des 900 jours simulés représente la quantité d'eau qui n'aura pas pu être transpirée à cause du stress hydrique. A nouveau, les zones bleues et vertes représentent l'étendue des possibilités pour les deux parcelles compte tenu de l'incertitude associée au choix du K_C .

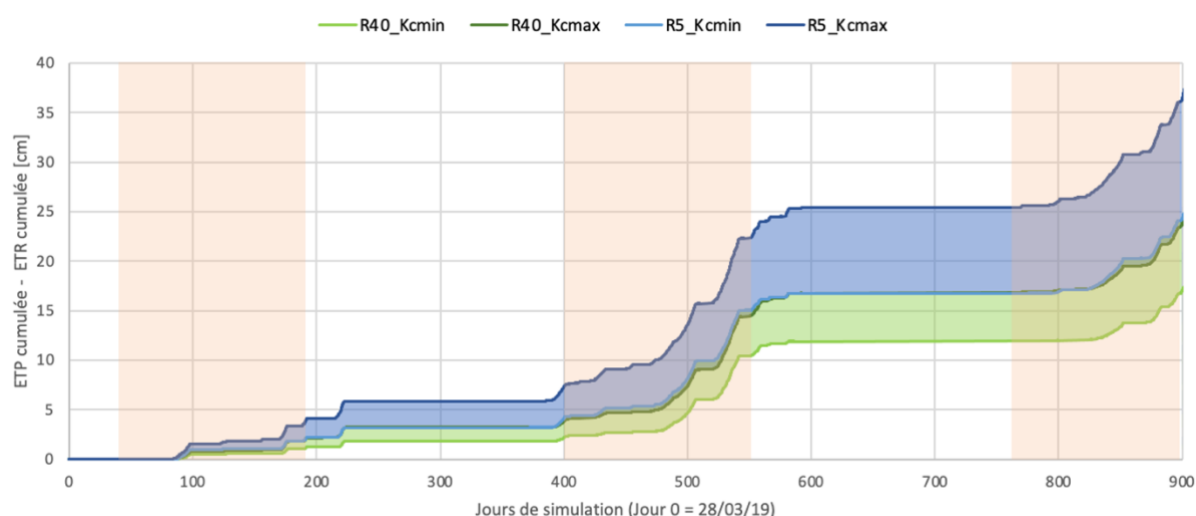


Figure 31 - Graphique du stress hydrique cumulé représenté par la différence entre l'évapotranspiration potentielle (ET_P) cumulée et l'évapotranspiration réelle (ET_R) cumulée. Les deux courbes vertes représentent la forêt de 40 ans (R40), tandis que les deux courbes bleues représentent la forêt de 5 ans (R5). Pour ces deux parcelles, la courbe claire représente le scénario avec le K_C optimal minimum et la courbe foncée le scénario avec le K_C optimal maximum. Les zones bleues et vertes représentent donc l'étendue des possibilités pour les deux parcelles compte tenu de l'incertitude associée au choix du K_C . Les bandes orange représentent les saisons sèches théoriques.

Ce graphique montre cette fois une distinction plus forte entre les deux parcelles. La jeune forêt (R5) semble accumuler toujours plus de stress que la forêt âgée (R40). En effet, même le scénario avec le K_C optimal minimum pour la parcelle R5 ($K_C=1,14$) montre un stress hydrique supérieur ou similaire à celui du scénario avec le K_C optimal maximum pour la parcelle R40 ($K_C=1,08$). A K_C égal, la jeune forêt (R5) sera donc toujours plus stressée que la vieille (R40). Cela peut s'expliquer par plusieurs raisons. Comme mentionné précédemment, le sol de la jeune forêt (R5) possède (1) une moins bonne conductivité en conditions sèches que la

parcelle âgée, (2) un stock d'eau et une réserve en eau utile inférieure, et (3) son évapotranspiration potentielle est légèrement plus élevée, bien que ceci reste incertain (dépend du scénario de K_C choisi). Sa proximité à la nappe ne lui est peut-être pas bénéfique si ses racines n'atteignent pas celle-ci.

La Figure 32 suivante montre la dynamique de ce stress hydrique, cette fois calculé comme le rapport entre l'évapotranspiration réelle (ET_R) et l'évapotranspiration potentielle (ET_P). Lorsque ce rapport est inférieur à 1 ($ET_R < ET_P$), c'est qu'un stress hydrique est ressenti par la plante.

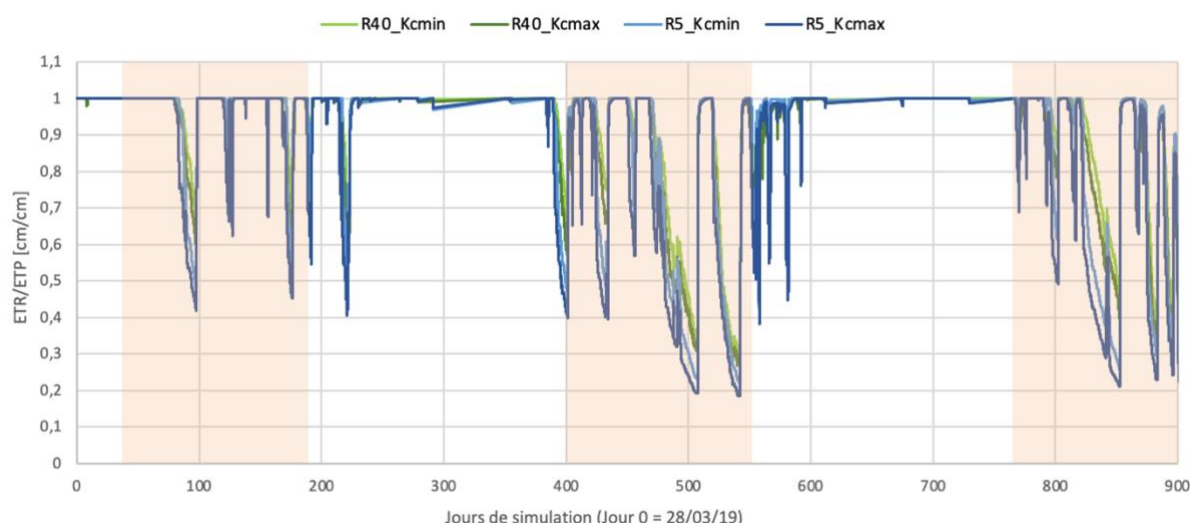


Figure 32 - Évolution du stress hydrique calculé par le rapport ET_R/ET_P . Les deux courbes vertes représentent la forêt de 40 ans (R40), tandis que les deux courbes bleues représentent la forêt de 5 ans (R5). Pour ces deux parcelles, la courbe claire représente le scénario avec le K_C optimal minimum et la courbe foncée le scénario avec le K_C optimal maximum. Les bandes orange représentent les saisons sèches théoriques.

Ce graphique montre que le stress hydrique n'a lieu qu'en saison sèche, comme le montrait déjà la Figure 31. Il apparaît sous forme de pics qui correspondent tous à des périodes sans pluie où le sol s'est asséché. Ces mêmes pics sont d'ailleurs observables sur les teneurs en eau et les potentiels mesurés (c.f. Figure 19 et Figure 20). Les deux parcelles sont systématiquement soumises au stress aux mêmes périodes, ce qui est logique vu leur proximité géographique. Pour les stress hydriques les plus longs, il est possible d'observer que la jeune forêt (R5) atteint un stress plus intense que la forêt âgée (R40), résultant en un stress hydrique cumulé plus important (Figure 31).

Enfin, il est possible d'analyser quelles profondeurs sont atteintes par ce stress hydrique. Pour ce faire, il faut quantifier le profil de prise d'eau par les plantes au cours d'un épisode de stress. La prise d'eau à une certaine profondeur dépend de la densité racinaire à cette profondeur, de la transpiration de la plante, et de l'éventuel stress présent. Elle est calculée comme suit.

$$S(t, z) = RLD(z) \cdot T_p \cdot \alpha$$

avec $S(t, z)$: Prise d'eau par la plante à un instant t et à une profondeur z

$RLD(z)$: Densité racinaire à la profondeur z

T_p : Transpiration potentielle à l'instant t

α : Indice de stress hydrique, correspondant au rapport ET_R/ET_P

L'épisode de stress du jour 467 au jour 507 simulés (soit du 07/07/20 au 16/08/20), visible sur la Figure 32, a été choisi pour analyser l'évolution du profil de prise d'eau racinaire en période de stress hydrique.

La Figure 33 suivante présente les profils de prise d'eau modélisés à différents instants au cours de l'épisode de stress choisi. Pour améliorer la visualisation de ces profils, la prise d'eau racinaire a été représentée en logarithme. Les couleurs des courbes montrent l'évolution de l'intensité du stress, allant de jaune clair en début d'épisode au mauve en fin d'épisode. Les courbes continues représentent les scénarios avec le K_C optimal minimum et les courbes pointillées ceux avec le K_C optimal maximum.

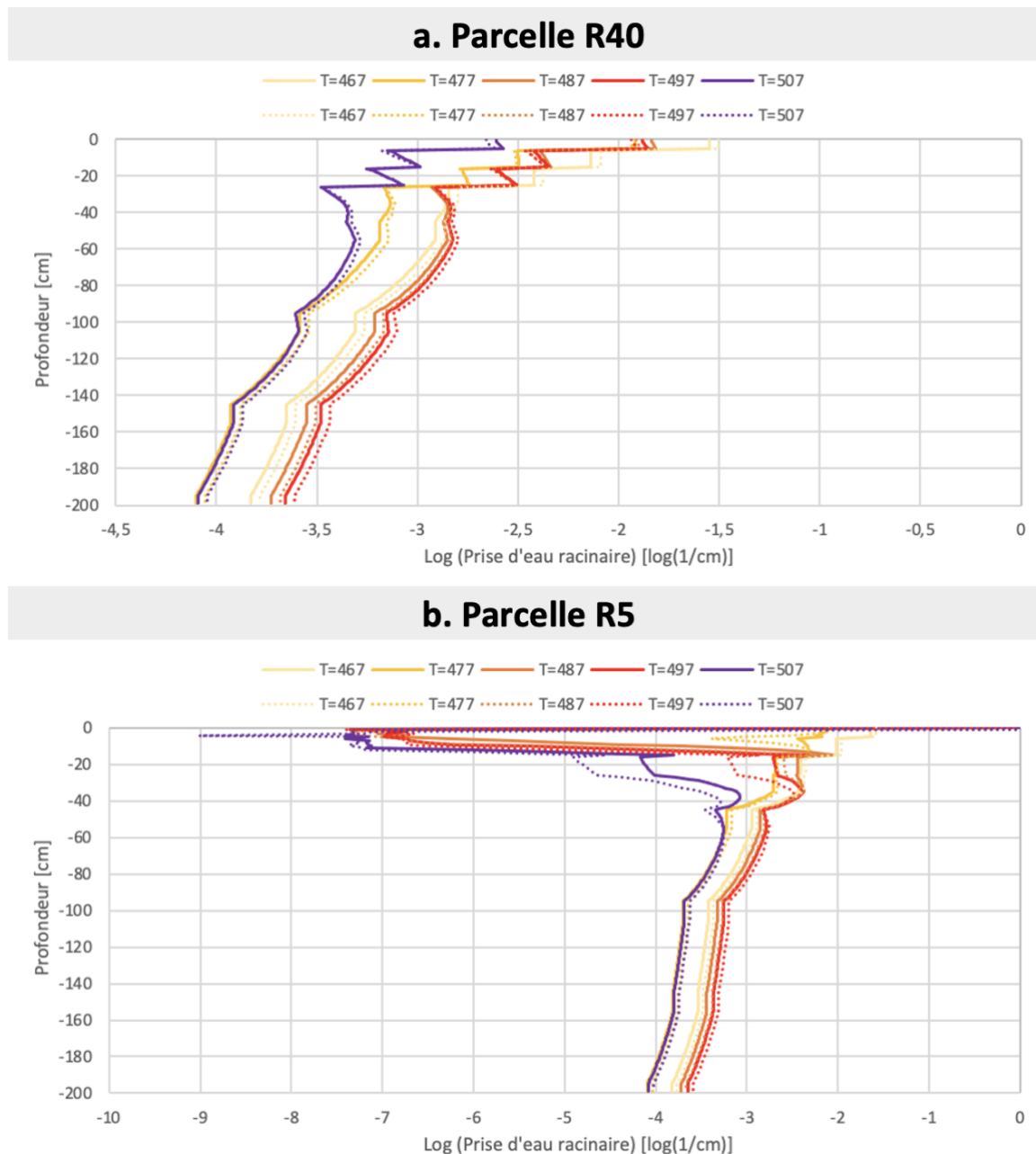


Figure 33 - Évolution de la prise d'eau racinaire (représentée en log) au cours d'un épisode de stress hydrique (T467=07/07/20 au T507=16/08/20). Les couleurs des courbes montrent le gradient de l'intensité du stress hydrique qui augmente au cours de l'épisode, allant d'un stress faible (jaune clair) à un stress fort (mauve). Les lignes pointillées correspondent aux scénarios avec le K_C optimal maximum et les courbes continues à ceux avec le K_C optimal minimum. La figure a. présente ces résultats pour la forêt de 40 ans (R40) et la figure b. pour la forêt de 5 ans (R5).

La forme des premières courbes (jaunes) correspond au profil de densité racinaire (RLD). En effet, l'équation précédente montre qu'en absence de stress ($\alpha = 1$), le profil de prise d'eau sera proportionnel à la distribution des racines, puisque la transpiration ne change pas selon la profondeur. Une translation des courbes vers la gauche montre une simple augmentation de la transpiration, comme observé entre les jours 467 et 477. La transpiration diminue ensuite jusqu'au jour 497, puis augmente fortement jusqu'au jour 507. Les endroits où la prise d'eau n'est plus parallèle aux autres courbes correspondent au stress hydrique. Pour la forêt âgée (R40), ce stress est observable jusqu'à 90cm de profondeur en fin d'épisode (jour 507). Il reste relativement faible et atteint un pic vers 30cm où la prise d'eau racinaire est considérablement réduite. Pour la jeune forêt (R5), le stress n'est présent que dans les 50cm de surface. En revanche, dès le jour 487, il devient beaucoup plus intense que pour la forêt âgée. La prise d'eau est pratiquement nulle dans les 20cm de surface.

Ces résultats montrent une nouvelle fois que la jeune forêt est plus sensible et plus exposée au stress hydrique. Comme la majorité des racines est présente dans les horizons de surface, la diminution de prise d'eau en surface témoigne d'une grande diminution de l'évapotranspiration réelle. Durant cet épisode de sécheresse, les arbres ont probablement dû fermer leurs stomates pour éviter de subir le stress trop intense, induisant une évapotranspiration réelle très faible, de l'ordre de 20% de l' ET_p (Figure 32). La forêt âgée semble mieux maintenir sa prise d'eau racinaire malgré la sécheresse. Ceci est possible grâce à son stock d'eau du sol plus important, et à la remontée capillaire qui semble avoir été plus importante dans la forêt âgée que dans la jeune forêt, comme le montre la Figure 29 au mois d'août 2020. Cette différence de stress hydrique pourrait donc être aussi bien attribuée à l'âge de la forêt, qui pourrait influencer la dynamique et la profondeur de prise d'eau, qu'au sol sur lequel elles reposent. Différentes études ont en outre montré que l'âge des forêts influençait les propriétés du sol (c.f. III. État de l'art). Les différences observées ici pourraient donc bien être le reflet de l'âge de la forêt. La forêt plus âgée pourrait avoir créé un environnement et des mécanismes plus adaptés pour résister au stress hydrique.

4. Perspectives et recommandations

Les résultats de ce mémoire montrent le potentiel intérêt d'une approche par modélisation pour comprendre le fonctionnement écohydrologique de la reforestation. Certaines limites ont cependant été rencontrées.

Les résultats ont montré une forte dépendance au coefficient cultural K_c . Ce dernier est encore peu connu en forêt. Il serait donc intéressant pour le futur de mesurer précisément ce K_c , ou l'évapotranspiration potentielle ou réelle de manière générale. L'INPE a installé récemment des dendromètres et des sondes de flux de sève sur leurs parcelles qui pourront permettre ce genre de mesure. Par ailleurs, la différence de sol entre les deux parcelles d'étude limite l'interprétation des résultats et ne permet pas l'association directe de ceux-ci à la différence d'âge des forêts. Il est à noter toutefois que l'âge des forêts peut influencer les propriétés du sol. Il pourrait donc être intéressant de réaliser un travail similaire sur des sols plus proches, ayant une origine commune permettant une comparaison plus facile. Ainsi, les différences de sol observées et les résultats en découlant pourraient être attribuées à l'âge des forêts. Enfin, l'origine de l'eau prise par les plantes a pu être modélisée mais n'a pas été ici vérifiée. Une approche isotopique permettrait cela. En effet, l'eau provenant de la pluie possède un certain signal isotopique (évolution au cours du temps de la proportion d'isotopes lourds de l'hydrogène). L'évaporation et la transpiration vont entraîner un enrichissement en isotopes lourds, modifiant le signal isotopique. Le signal isotopique mesuré dans la plante, issu de la mesure des isotopes de l'eau absorbée par celle-ci, fournira donc des informations sur la profondeur d'origine de l'eau prélevée. L'INPE possède également des mesures isotopiques sur leurs parcelles d'étude que Laura Borma, co-promotrice de ce mémoire, est en train d'analyser.

Ce projet en collaboration avec l'INPE se poursuivra dans les années suivantes. En particulier, deux mémoires sont déjà prévus sur le sujet l'année prochaine. Le premier continuera les efforts de modélisation entrepris dans ce mémoire. Le second étudiera les possibilités en matière de télédétection de l'évapotranspiration.

VII. CONCLUSION

Ce mémoire a permis l'étude de la dynamique à long terme de l'impact de la reforestation à l'échelle de la parcelle et des mouvements d'eau à travers le profil des sols forestiers, en forêt atlantique brésilienne. Il visait à évaluer l'impact de la reforestation sur la dynamique des flux d'eau dans le sol en forêt tropicale humide brésilienne. En particulier, ses objectifs étaient de quantifier son impact sur (1) la conductivité hydraulique du sol, (2) la dynamique de prise d'eau et l'évapotranspiration, (3) la dynamique du flux de recharge de la nappe.

Ce travail a été réalisé en collaboration avec l'équipe de recherche de Laura Borma appartenant à l'agence de recherche spatiale brésilien (INPE). Ils étudient différentes parcelles reforestées dans la province de São Paulo, appartenant anciennement à la Forêt Atlantique brésilienne. Deux parcelles ont été choisies pour cette étude : une forêt régénérée de 5 ans (R5) et une forêt régénérée de 40 ans (R40). L'équipe de Laura Borma a récolté depuis plusieurs années un grand nombre de données sur le terrain. Au vu des données disponibles, ce mémoire s'est focalisé sur les années 2019 à 2021. Tout au long de cette période, la station météorologique de l'INPE a permis de relever les précipitations horaires et de calculer l'évapotranspiration de référence (ET_0) horaire. La récolte de différents échantillons de sol a permis la mesure de leur masse volumique apparente, de leur texture, et de leurs courbes de rétention et de conductivité. Enfin, des capteurs TEROS 10 et TEROS 21 implantés à différentes profondeurs dans le sol des parcelles d'étude ont permis un suivi journalier des teneurs en eau et des potentiels matriciels à ces profondeurs. Ces données mesurées sur le terrain ont permis la calibration de courbes de rétention plus précises à l'aide du logiciel HypropFit. De plus, l'INPE a également mesuré les profils de distribution racinaire dans les sols des deux parcelles d'étude. Sur base de l'ensemble de ces données, ce mémoire a utilisé le logiciel Hydrus-1D pour modéliser les flux d'eau dans le sol et la prise d'eau racinaire. Une première étape a été d'optimiser ce modèle par modélisation inverse en tentant de reproduire les données de teneurs en eau et de potentiels mesurées. L'optimisation a été concentrée sur les paramètres de conductivité encore très incertains. La seconde étape a été d'utiliser ce modèle pour quantifier les différents flux recherchés, à savoir l'évapotranspiration, la prise d'eau racinaire, et le drainage.

Les données de sol récoltées ont montré des différences entre les deux parcelles d'étude. La forêt jeune (R5) était caractérisée par un sol limoneux jaune tandis que la forêt âgée (R40) était caractérisée par un sol argileux rouge, marqué par un comportement à double porosité dû à la microagrégation entre argiles et oxydes. Ces caractéristiques exercent des influences sur les propriétés hydrauliques de ces sols. Les courbes de rétention des deux parcelles d'étude ont en effet montré des différences. La réserve en eau utile du sol de la forêt âgée (300,4mm) s'est avérée plus grande que celle de la forêt jeune (129mm). Les données racinaires n'ont pas montré de grande différence entre les deux parcelles, montrant une faible évolution du développement racinaire au cours des 35 ans séparant ces deux parcelles. Les données météorologiques, les données de teneurs en eau et les données de potentiels matriciels ont quant à elles mis en évidence l'évolution saisonnière du bilan hydrique.

La modélisation inverse a permis d'obtenir des modèles possédant une justesse supérieure à 70%. Différents scénarios ont été réalisés pour (1) vérifier l'hypothèse de la double porosité du sol de la parcelle R40 et (2) tester différents scénarios pour le paramètre K_c . Ce dernier influence directement l'évapotranspiration potentielle et était en effet inconnu dans le cadre de cette étude. Une analyse de sensibilité supplémentaire du paramètre K_c a permis de montrer son importance sur les résultats du modèle et de mettre en évidence pour chaque parcelle les deux valeurs de ce paramètre qui donnent les meilleurs résultats. La faible sensibilité de la justesse de prédiction du modèle à ce paramètre rend cependant ces valeurs incertaines. Une analyse de sensibilité des paramètres de Feddes déterminant les mécanismes de réaction des plantes aux stress hydriques a montré qu'ils n'avaient quant à eux pratiquement pas d'influence sur les résultats du modèle. Les modèles construits ont montré une bonne capacité à prédire les teneurs en eau ($R^2 > 0,73$), les potentiels matriciels ($R^2 > 0,97$) et le bilan hydrique représenté par les différences mensuelles de stock d'eau ($R^2 > 0,68$).

L'optimisation des courbes de conductivité a permis de montrer une différence entre les deux parcelles uniquement en conditions sèches. Cette différence de conductivité est cependant principalement attribuée à la différence de texture et de structure du sol entre les deux parcelles. L'impact de l'âge de la forêt sur la conductivité du sol reste donc inconnu étant donné la différence trop importante de sol entre les parcelles d'études. Par ailleurs, la modélisation des flux entrants et sortants du système a permis dans un premier temps d'évaluer leur évolution saisonnière. Le climat est caractérisé par deux saisons. Les saisons humides montrent une infiltration (due aux précipitations), une évapotranspiration et un drainage intenses, et une augmentation du stock d'eau dû à un excès de flux entrants par rapport aux flux sortants. Les saisons sèches montrent une infiltration (due aux précipitations), une évapotranspiration et un drainage plus faibles, et une diminution du stock d'eau dû à un excès de flux sortants par rapport aux flux entrants. Dans un second temps, cette modélisation a permis de comparer les flux cumulés des deux parcelles d'étude. L'incertitude associée au choix du K_c rend les résultats de cette comparaison très incertains. En effet, selon le scénario de K_c choisi, la jeune forêt peut montrer une évapotranspiration potentielle (ET_p) légèrement plus importante ou légèrement inférieure à la forêt âgée. De même, elle peut montrer une évapotranspiration réelle et un drainage très légèrement supérieurs ou inférieurs à la forêt âgée. En théorie, l' ET_p de la forêt âgée devrait être supérieure puisque l' ET_p est en général principalement liée à la surface foliaire qui est en principe plus grande pour la forêt âgée, bien qu'aucune donnée de LAI ne puisse le confirmer. Les scénarios menant aux meilleurs RMSE vont d'ailleurs dans ce sens. Malgré cette incertitude, ces résultats permettent tout de même de mettre en évidence la dynamique d'influence du K_c . En effet, celui-ci n'influence l'évapotranspiration réelle et le drainage qu'en saison humide. En saison sèche, l'influence du K_c est cachée par le stress hydrique. Enfin, la modélisation de ce stress et de la prise d'eau en période de sécheresse a permis de montrer une réelle différence entre les deux forêts étudiées. Bien que le stress se produise toujours aux mêmes moments pour les deux parcelles, il est toujours plus intense dans la jeune forêt que dans la forêt âgée. Cela peut s'expliquer par la moins bonne conductivité, le stock d'eau plus faible et l'évapotranspiration potentielle légèrement plus élevée de la jeune forêt. Lors d'un épisode de stress, la prise d'eau racinaire de la jeune forêt est considérablement réduite dans les 20 cm de surface du sol. La meilleure réserve en eau du sol de la forêt âgée lui permet de mieux résister au stress en diminuant moins sa prise d'eau racinaire et en permettant ainsi de garder une évapotranspiration réelle élevée.

En conclusion, l'approche par modélisation avec Hydrus-1D utilisée dans ce mémoire a montré un bon potentiel pour évaluer l'impact de la reforestation sur la dynamique des flux d'eau dans le sol. Les résultats de ce mémoire ont cependant mis en évidence certaines limites et pistes d'amélioration. En particulier, la mesure de l'évapotranspiration potentielle, réelle ou du coefficient cultural K_c permettrait une interprétation plus assurée des résultats obtenus. Il serait également pertinent pour une étude future de choisir des parcelles ayant un sol plus proche et d'origine commune, qui permettraient l'association directe des différences écohydrologiques observées à l'âge de la végétation. Enfin, les résultats de ce mémoire et les perspectives proposées permettront d'améliorer la recherche future sur le sujet et la compréhension de la dynamique du fonctionnement écohydrologique de la reforestation.

BIBLIOGRAPHIE

- Alaoui, A., Caduff, U., Gerke, H. h., & Weingartner, R. (2011). Preferential Flow Effects on Infiltration and Runoff in Grassland and Forest Soils. *Vadose Zone Journal*, 10(1), 367-377. <https://doi.org/10.2136/vzj2010.0076>
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., & Smith, M. (1998). FAO Irrigation and drainage paper No. 56. *Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations*, 56, 26-40.
- Andréassian, V. (2004). Waters and forests : From historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology*, 291(1), 1-27. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.12.015>
- Bandoria, M. C. da S. (2020). *Dinâmicas de regeneração florestal na Mata Atlântica : Integração de dados multi-sensores e medidas de campo*.
- Blume, H.-P., Brümmer, G. W., Fleige, H., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., & Wilke, B.-M. (2015). *Scheffer/Schachtschabel Soil Science*. Springer.
- Bonell, M., Purandara, B. K., Venkatesh, B., Krishnaswamy, J., Acharya, H. A. K., Singh, U. V., Jayakumar, R., & Chappell, N. (2010). The impact of forest use and reforestation on soil hydraulic conductivity in the Western Ghats of India : Implications for surface and sub-surface hydrology. *Journal of Hydrology*, 391(1), 47-62. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.004>
- Bonnesoeur, V., Locatelli, B., Guariguata, M. R., Ochoa-Tocachi, B. F., Vanacker, V., Mao, Z., Stokes, A., & Mathez-Stiefel, S.-L. (2019). Impacts of forests and forestation on hydrological services in the Andes : A systematic review. *Forest Ecology and Management*, 433, 569.
- Bormann, H. (2010). Towards a hydrologically motivated soil texture classification. *Geoderma*, 157(3-4), 142-153. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.04.005>
- Bruijnzeel, L. A. (1988). (De)forestation and dry season flow in the tropics : A closer look. *J. Trop. For. Sci.*, 1, 229-243.
- Bruijnzeel, L. A. (2004). Hydrological functions of tropical forests : Not seeing the soil for the trees? *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 104(1), 185-228. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.015>
- Bruijnzeel, L. A., Bonell, M., Gilmour, D., & Lamb, D. (2005). *Conclusion : Forests, water and people in the humid tropics: an emerging view* (p. 906-925). <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535666.048>
- Buczko, U., Bens, O., & Hüttl, R. F. (2006). Tillage Effects on Hydraulic Properties and

- Macroporosity in Silty and Sandy Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 70(6), 1998-2007. <https://doi.org/10.2136/sssaj2006.0046>
- Burst, M., Chauchard, S., Dambrine, E., Dupouey, J.-L., & Amiaud, B. (2020). Distribution of soil properties along forest-grassland interfaces : Influence of permanent environmental factors or land-use after-effects? *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 289, 106739. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2019.106739>
- Buschiazzo, D., Estelrich, H. D., Aimar, S., Viglizzo, E., & Babinec, F. (2004). Soil texture and tree coverage influence on organic matter. *Rangeland Ecology & Management*, 57(5), 511-516. [https://doi.org/10.2111/1551-5028\(2004\)057\[0511:STATCI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.2111/1551-5028(2004)057[0511:STATCI]2.0.CO;2)
- Campbell Scientific. (2022). *TE525-Series Tipping Bucket Rain Gage : Product Manual*. <https://s.campbellsci.com/documents/au/manuals/te525.pdf>
- Cassel, D. K., & Nielsen, D. R. (1986). Field Capacity and Available Water Capacity. In *Methods of Soil Analysis* (p. 901-926). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.2136/sssabookser5.1.2ed.c36>
- Chandler, D. (2006). Reversibility of forest conversion impact on water budgets in tropical karst terrain. *Forest Ecology and Management*, 224, 95-103. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.12.010>
- COPERNICUS. (2023). *Welcome to Global Land Cover Viewer*. Global Land Cover Viewer. <http://lcviewer.vito.be/>
- de la Paix, M. J., Lanhai, L., Xi, C., Ahmed, S., & Varennyam, A. (2013). Soil Degradation and Altered Flood Risk as a Consequence of Deforestation. *Land Degradation & Development*, 24(5), 478-485. <https://doi.org/10.1002/ldr.1147>
- de Jong van Lier, Q. (2017). Field capacity, a valid upper limit of crop available water? *Agricultural Water Management*, 193, 214-220. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2017.08.017>
- Dexter, A. R., & Richard, G. (2009). The saturated hydraulic conductivity of soils with n-modal pore size distributions. *Geoderma*, 154(1-2), 76-85. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.09.015>
- Ekschmitt, K., Liu, M., Vetter, S., Fox, O., & Wolters, V. (2005). Strategies used by soil biota to overcome soil organic matter stability—Why is dead organic matter left over in the soil? *Geoderma*, 128(1), 167-176. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.12.024>
- Embrapa, H. G. dos S. (1999). *Sistema brasileiro de classificação de solos* (5ª edição revista e ampliada). Embrapa.
- ESA. (2023). *Sen-ET Introduction*. <https://www.esa-sen4et.org/>
- FAO. (2014). *World reference base for soil resources*.

- FAO. (2023). *FAO56 (Irrigation and drainage)—Chapter 4 (Determination of ETo)*.
<https://www.fao.org/3/x0490e/x0490e08.htm#TopOfPage>
- Farley Wolf, K., Jobbágy, E., & Jackson, R. (2005). Effects of Afforestation on Water Yield : A Global Synthesis With Implications for Policy. *Global Change Biology*, 11, 1565-1576.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01011.x>
- Feddes, R. A., Kowalik, P., & Zarandy, H. (1978). *Simulation of field water use and crop yield. Pudoc. Wageningen, The Netherlands*.
- Fritzsche, F., Abate, A., Fetene, M., Beck, E., Weise, S., & Guggenberger, G. (2006). Soil-plant hydrology of indigenous and exotic trees in an Ethiopian montane forest. *Tree physiology*, 26, 1043-1054. <https://doi.org/10.1093/treephys/26.8.1043>
- Giambelluca, T. (2002). Hydrology of altered tropical forest. *Hydrological Processes*, 16, 1665-1669. <https://doi.org/10.1002/hyp.5021>
- Goerck, J. M. (1997). Patterns of Rarity in the Birds of the Atlantic Forest of Brazil. *Conservation Biology*, 11(1), 112-118. <https://doi.org/10.1046/j.1523-1739.1997.95314.x>
- Harris, I., Osborn, T. J., Jones, P., & Lister, D. (2020). Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data*, 7(1), 109.
<https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>
- Heo, J., Yu, J., Giardino, J. R., & Cho, H. (2015). Impacts of climate and land-cover changes on water resources in a humid subtropical watershed : A case study from East Texas, USA: East Texas climate impact. *Water and Environment Journal*, 29(1), 51-60.
<https://doi.org/10.1111/wej.12096>
- Homaee, M., Feddes, R. A., & Dirksen, C. (2002). A Macroscopic Water Extraction Model for Nonuniform Transient Salinity and Water Stress. *Soil Science Society of America Journal*, 66(6), 1764-1772. <https://doi.org/10.2136/sssaj2002.1764>
- Huang, Z., Liu, Y., Qiu, K., López-Vicente, M., Shen, W., & Wu, G.-L. (2021). Soil-water deficit in deep soil layers results from the planted forest in a semi-arid sandy land : Implications for sustainable agroforestry water management. *Agricultural Water Management*, 254, 106985. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2021.106985>
- IBGE. (1992). *Mapa de vegetacao do Brazil* [Map].
- Ilstedt, U., Bargués Tobella, A., Roméo, B., Bayala, J., Elke, V., Nyberg, G., Sanou, J., Benegas, L., Murdiyarso, D., Laudon, H., Sheil, D., & Malmer, A. (2016). Intermediate tree cover can maximize groundwater recharge in the seasonally dry tropics. *Scientific Reports*, 6. <https://doi.org/10.1038/srep21930>
- Ilstedt, U., Malmer, A., Verbeeten, E., & Murdiyarso, D. (2007). The effect of afforestation on water infiltration in the tropics : A systematic review and meta-analysis. *Forest*

- Ecology and Management*, 251(1), 45-51.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.06.014>
- INMET. (2023). *Institut National de Météorologie*. <https://portal.inmet.gov.br/normais#>
- ISRIC, I.-W. S. (2023). *SoilGrids web portal*. SoilGrids Web Portal. <https://soilgrids.org>
- Jackson, R., Jobbágy, E., Avissar, R., Baidya Roy, S., Barrett, D., Cook, C., Farley Wolf, K., Le Maitre, D., McCarl, B., & Murray, B. (2006). Trading Water for Carbon With Biological Carbon Sequestration. *Science (New York, N.Y.)*, 310, 1944-1947.
<https://doi.org/10.1126/science.1119282>
- Janssen, P., Bec, S., Fuhr, M., Taberlet, P., Brun, J.-J., & Bouget, C. (2018). Present conditions may mediate the legacy effect of past land-use changes on species richness and composition of above- and below-ground assemblages. *Journal of Ecology*, 106(1), 306-318. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12808>
- Jipp, P., Nepstad, D., Cassel, D., & Carvalho, C. (1998). Deep Soil Moisture Storage and Transpiration in Forests and Pastures of Seasonally-Dry Amazonia. *Climatic Change*, 39, 395-412. <https://doi.org/10.1023/A:1005308930871>
- Joly, C. A., Metzger, J. P., & Tabarelli, M. (2014). Experiences from the Brazilian Atlantic Forest : Ecological findings and conservation initiatives. *New Phytologist*, 204(3), 459-473. <https://doi.org/10.1111/nph.12989>
- Kleber, M. (2010). What is recalcitrant soil organic matter? *Environmental Chemistry*, 7(4), 320-332. <https://doi.org/10.1071/EN10006>
- Kool, J. B., Parker, J. C., & van Genuchten, M. Th. (1987). Parameter estimation for unsaturated flow and transport models—A review. *Journal of Hydrology*, 91(3), 255-293. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90207-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90207-1)
- Lal, R. (1987). *Tropical ecology and physical edaphology*. John Wiley & Sons, Chichester. 744 pages. ISBN 0-471-90815-0. <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-tropical-ecology/article/abs/r-lal-1987-tropical-ecology-and-physical-edaphology-john-wiley-sons-chichester-744-pages-isbn-0471908150-price-7250-us12360/D8CB90D4FA6DD0D1011296002B85D5CE>
- Langford, K. J., Moran, R. J., & O'Shaughnessy, P. J. (1980). The North Maroondah Experiment Pretreatment Phase comparison of catchment water balances. *Journal of Hydrology*, 46(1-2), 123-145. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(80\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(80)90039-6)
- Leal, C. G., & Câmara, I. de G. (2003). *The Atlantic Forest of South America : Biodiversity Status, Threats, and Outlook*. Island Press.
- Leite, P., Souza, E., Santos, E., Gomes, R., Cantalice, J., & Wilcox, B. (2017). The influence of forest regrowth on soil hydraulic properties and erosion in a semiarid region of Brazil. *Ecohydrology*, 11. <https://doi.org/10.1002/eco.1910>

- Lozano-Baez, S. E., Cooper, M., Meli, P., Ferraz, S. F. B., Rodrigues, R. R., & Sauer, T. J. (2019). Land restoration by tree planting in the tropics and subtropics improves soil infiltration, but some critical gaps still hinder conclusive results. *Forest Ecology and Management*, 444, 89-95. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2019.04.046>
- Makarieva, A. M., Gorshkov, V. G., Sheil, D., Nobre, A. D., & Li, B.-L. (2010). *Where do winds come from? A new theory on how water vapor condensation influences atmospheric pressure and dynamics*. <https://doi.org/10.5194/acpd-10-24015-2010>
- Malmer, A., & Grip, H. (1990). Soil disturbance and loss of infiltrability caused by mechanized and manual extraction of tropical rainforest in Sabah, Malaysia. *Forest Ecology and Management*, 38(1), 1-12. [https://doi.org/10.1016/0378-1127\(90\)90081-L](https://doi.org/10.1016/0378-1127(90)90081-L)
- Malmer, A., Murdiyarso, D., Bruijnzeel, L., & Ilstedt, U. (2010). Carbon sequestration in tropical forests and water : A critical look at the basis for commonly used generalizations. *Global Change Biology*, 16, 599-604. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.01984.x>
- Manfré, L. A., Hirata, E., Silva, J. B., Shinohara, E. J., Giannotti, M. A., Larocca, A. P. C., & Quintanilha, J. A. (2012). An Analysis of Geospatial Technologies for Risk and Natural Disaster Management. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 1(2), Article 2. <https://doi.org/10.3390/ijgi1020166>
- Mapa, R. B. (1995). Effect of reforestation using *Tectona grandis* on infiltration and soil water retention. *Forest Ecology and Management*, 77(1), 119-125. [https://doi.org/10.1016/0378-1127\(95\)03573-S](https://doi.org/10.1016/0378-1127(95)03573-S)
- MapBiomass. (2019). *Relatório final da coleção 4 do Bioma Mata Atlântica*. https://mapbiomas.org/pages/database/reference_maps
- Marquardt, D. W. (1963). An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2), 431-441. <https://doi.org/10.1137/0111030>
- Mátyás, C., & Sun, G. (2014). Forests in a water limited world under climate change. *Environmental Research Letters*, 9(8), 085001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/085001>
- Melfi, A. J., Montes, C. R., Carvalho, A., & Forti, M. C. (2004). Use of pedological maps in the identification of sensitivity of soils to acidic deposition : Application to Brazilian soils. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, 76, 139-145. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652004000100012>
- METER Group. (2021a, février 4). *TEROS 21*. METER. <https://www.metergroup.com/en/meter-environment/products/teros-21-soil-water-potential-sensor>
- METER Group. (2021b, juillet 28). *TEROS 10*. METER.

<https://www.metergroup.com/en/meter-environment/products/teros-10-soil-moisture-sensor>

- Mittermeier, R. A., Turner, W. R., Larsen, F. W., Brooks, T. M., & Gascon, C. (2011). Global Biodiversity Conservation : The Critical Role of Hotspots. In F. E. Zachos & J. C. Habel (Éds.), *Biodiversity Hotspots : Distribution and Protection of Conservation Priority Areas* (p. 3-22). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-20992-5_1
- Moreira, M. Z., Sternberg, L. da S. L., & Nepstad, D. C. (2000). Vertical patterns of soil water uptake by plants in a primary forest and an abandoned pasture in the eastern Amazon : An isotopic approach. *Plant and Soil*, 222(1), 95-107. <https://doi.org/10.1023/A:1004773217189>
- Neumann, R. B., & Cardon, Z. G. (2012). The magnitude of hydraulic redistribution by plant roots : A review and synthesis of empirical and modeling studies. *New Phytologist*, 194(2), 337-352. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2012.04088.x>
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., & McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(5), 1633-1644. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007>
- Peng, H., Tague, C., & Jia, Y. (2015). Evaluating the eco-hydrologic impacts of reforestation in the Loess Plateau, China, using an eco-hydrologic model. *Ecohydrology*, 9. <https://doi.org/10.1002/eco.1652>
- Perrolf, K., & Sandström, K. (1995). Correlating Landscape Characteristics and Infiltration. A Study of Surface Sealing and Subsoil Conditions in Semi-Arid Botswana and Tanzania. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 77(3), 119-133. <https://doi.org/10.2307/521225>
- Pinheiro, M., Cianfarra, P., & Salvini, F. (2017, mai 22). *Lineaments and tectonics of the São Pedro and Botucatu ridge region—Southeastern Brazil*.
- Priesack, E., & Durner, W. (2006). Closed-Form Expression for the Multi-Modal Unsaturated Conductivity Function. *Vadose Zone Journal*, 5(1), 121-124. <https://doi.org/10.2136/vzj2005.0066>
- Priyantha Ranjan, S., Kazama, S., & Sawamoto, M. (2006). Effects of climate and land use changes on groundwater resources in coastal aquifers. *Journal of Environmental Management*, 80(1), 25-35. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2005.08.008>
- Qazi, N., Bruijnzeel, L., Rai, S. P., & Ghimire, C. (2017). Impact of forest degradation on streamflow regime and runoff response to rainfall in the Garhwal Himalaya, Northwest India. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 62. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1308637>
- Qiming, L., Shijie, W., Hechun, P., & Ziyuan, O. (2003). The variation of soil organic matter in a forest-cultivation sequence traced by stable carbon isotopes. *Chinese Journal of*

- Geochemistry*, 22(1), 83-88. <https://doi.org/10.1007/BF02831548>
- Ranta, P., Blom, T., Niemela, J., Joensuu, E., & Siitonen, M. (1998). The fragmented Atlantic rain forest of Brazil : Size, shape and distribution of forest fragments. *Biodiversity & Conservation*, 7(3), 385-403. <https://doi.org/10.1023/A:1008885813543>
- Rezende, C. L., Scarano, F. R., Assad, E. D., Joly, C. A., Metzger, J. P., Strassburg, B. B. N., Tabarelli, M., Fonseca, G. A., & Mittermeier, R. A. (2018). From hotspot to hopespot : An opportunity for the Brazilian Atlantic Forest. *Perspectives in Ecology and Conservation*, 16(4), 208-214. <https://doi.org/10.1016/j.pecon.2018.10.002>
- Ribeiro, M. C., Metzger, J. P., Martensen, A. C., Ponzoni, F. J., & Hirota, M. M. (2009). The Brazilian Atlantic Forest : How much is left, and how is the remaining forest distributed? Implications for conservation. *Biological Conservation*, 142(6), 1141-1153. <https://doi.org/10.1016/j.biocon.2009.02.021>
- Sanchez, P. A. (2019). *Properties and Management of Soils in the Tropics*. Cambridge University Press.
- Sandstrom, K. (1998). Can forests provide water : Widespread myth or scientific reality? *Ambio*, 27(2), 132-138. <https://doi.org/10.2307/4314699>
- Scarano, F. R., & Ceotto, P. (2015). Brazilian Atlantic forest : Impact, vulnerability, and adaptation to climate change. *Biodiversity and Conservation*, 24(9), 2319-2331. <https://doi.org/10.1007/s10531-015-0972-y>
- Schaap, M. G., & Leij, F. J. (2000). Improved Prediction of Unsaturated Hydraulic Conductivity with the Mualem-van Genuchten Model. *Soil Science Society of America Journal*, 64(3), 843-851. <https://doi.org/10.2136/sssaj2000.643843x>
- Scott, D., & Prinsloo, F. (2008). Longer-term effects of pine and eucalypt plantations on streamflow. *Water Resources Research - WATER RESOUR RES*, 44. <https://doi.org/10.1029/2007WR006781>
- Sertel, E., Imamoglu, M. Z., Cuceloglu, G., & Erturk, A. (2019). Impacts of Land Cover/Use Changes on Hydrological Processes in a Rapidly Urbanizing Mid-latitude Water Supply Catchment. *Water*, 11(5), 1075. <https://doi.org/10.3390/w11051075>
- Shwan, B. (2017). *The effect of soil water retention curve hysteresis on the strength of unsaturated soils*. 20. <https://doi.org/10.26682/sjuod.2017.20.1.26>
- Tarchitzky, J., Banin, A., Morin, J., & Chen, Y. (1984). Nature, formation and effects of soil crusts formed by water drop impact. *Geoderma*, 33(2), 135-155. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(84\)90025-9](https://doi.org/10.1016/0016-7061(84)90025-9)
- Tóth, T., Balog, K., Szabó, A., Pásztor, L., Jobbágy, E. G., Nosetto, M. D., & Gribovszki, Z. (2013). Influence of lowland forests on subsurface salt accumulation in shallow groundwater areas. *AoB Plants*, 6, plu054. <https://doi.org/10.1093/aobpla/plu054>

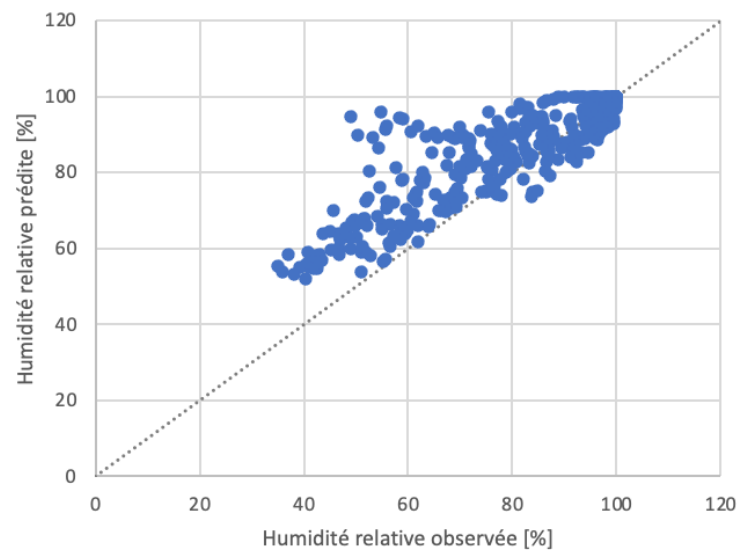
- Van Genuchten, M. Th., & Nielsen, D. R. (1985). *On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils*.
- van Genuchten, M. Th. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892-898. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Veldkamp, E., Schmidt, M., Powers, J. S., & Corre, M. D. (2020). Deforestation and reforestation impacts on soils in the tropics. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1(11), Article 11. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0091-5>
- Veloso, H. P., Rangel Filho, A. L. R., & Lima, J. C. A. (1991). *Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal*. Ministério da Economia, Fazenda e Planejamento, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Diretoria de Geociências, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais.
- Vercambre, G., Doussan, C., Pages, L., Habib, R., & Pierret, A. (2002). Influence of xylem development on axial hydraulic conductance within *Prunus* root systems. *Trees*, 16(7), 479-487. <https://doi.org/10.1007/s00468-002-0190-6>
- Wang, Y., Yu, P., Feger, K.-H., Wei, X., Sun, G., Bonell, M., Xiong, W., Zhang, S., & Xu, L. (2011). Annual runoff and evapotranspiration of forestlands and non-forestlands in selected basins of the Loess Plateau of China. *Ecohydrology*, 4, 277-287. <https://doi.org/10.1002/eco.215>
- Webb, T., Woodward, I., Hannah, L., & Gaston, K. (2005). Forest cover-rainfall relationships in a biodiversity hotspot : The Atlantic forest of Brazil. *Ecological Applications - ECOL APPL*, 15, 1968-1983. <https://doi.org/10.1890/04-1675>
- Weil, R., & Brady, N. (2017). *The Nature and Properties of Soils*. (15th edition.). Pearson education.
- Wesseling, J. G. (1991). *Meerjarige simulatie van grondwaterstroming voor verschillende bodemprofielen, grondwatertrappen en gewassen met het model SWATRE*. <https://research.wur.nl/en/publications/meerjarige-simulatie-van-grondwaterstroming-voor-verschillende-bo>
- Zhang, L., Hickel, K., Dawes, W., Chiew, F., & Briggs, P. (2004). A Rational Function Approach for Estimating Mean Annual Evapotranspiration. *Water Resources Research - WATER RESOUR RES*, 40. <https://doi.org/10.1029/2003WR002710>
- Zhang, Z., Zhang, L., Xu, H., Creed, I. F., Blanco, J. A., Wei, X., Sun, G., Asbjornsen, H., & Bishop, K. (2023). Forest water-use efficiency : Effects of climate change and management on the coupling of carbon and water processes. *Forest Ecology and Management*, 534, 120853. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2023.120853>

- IPCC, 2022: Summary for Policymakers [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, M. Tignor, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem (eds.)]. In: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 3-33, doi:10.1017/9781009325844.001.
- IPCC, 2023: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2023: Synthesis Report. A Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, (in press).

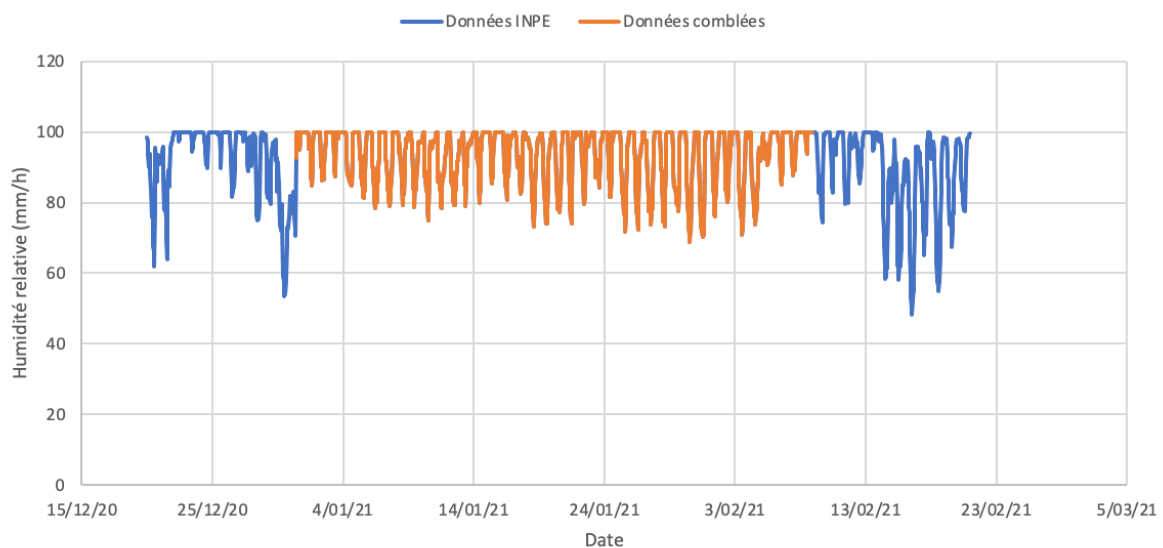
ANNEXES

Annexe 1 : Corrélation entre humidité relative observée et prédite et série temporelle de l'humidité relative comblée

1. Corrélation entre humidité relative observée et prédite (2020) :



2. Série temporelle de l'humidité relative comblée (2021) :



Annexe 2 : Equation de Penman-Monteith détaillée pour le calcul de l'évapotranspiration de référence horaire

La version horaire de la formule de Penman-Monteith adaptée par la FAO est détaillée ci-dessous :

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{37}{T + 273} u_2 (e^\circ(T) - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)}$$

avec ET_0 : Évapotranspiration de référence [mm.h⁻¹]

R_n : Radiations nettes à la surface de l'herbe [MJ.m⁻².h⁻¹]

G : Densité de flux de chaleur du sol [MJ.m⁻².h⁻¹]

Δ : Pente de la courbe de pression de vapeur saturante [kPa.°C⁻¹]

γ : Constante psychrométrique [kPa.°C⁻¹]

T : Moyenne horaire de la température de l'air [°C]

$e^\circ(T)$: Pression de vapeur saturante à la température de l'air T [kPa]

e_a : Moyenne horaire de la pression de vapeur réelle [kPa]

u_2 : Moyenne horaire de la vitesse du vent à 2m de hauteur [m.s⁻¹]

où :

- La pente de la courbe de pression de vapeur saturante (Δ) est calculée comme suit :

$$\Delta = \frac{4098 e^\circ(T)}{(T + 237,3)^2}$$

- La pression de vapeur saturante à la température de l'air ($e^\circ(T)$) est calculée comme suit :

$$e^\circ(T) = 0,6108 \exp\left(\frac{17,27 T}{T + 237,3}\right)$$

- La moyenne horaire de la pression de vapeur réelle est calculée comme suit :

$$e_a = e^\circ(T) \frac{HR}{100}$$

- La constante psychrométrique (γ) est calculée comme suit :

$$\gamma = 0,665.10^{-3} P_{moy}$$

avec P_{moy} : Pression moyenne mesurée [kPa]

- Les radiations nettes à la surface de l'herbe sont calculées comme suit :

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

où :

$$R_{ns} = (1 - a)R_s \quad \text{et} \quad R_{nl} = \sigma T^4 (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35\right)$$

où :

$$R_{so} = (0,75 + 2.10^{-5}z)R_a$$

où :

$$R_a = \frac{12 * 60}{\pi} G_{so} d_r [(\omega_2 - \omega_1) \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta (\sin \omega_2 - \sin \omega_1)]$$

où :

$$d_r = 1 + 0,033 \cos \frac{2\pi}{365} J$$

et :

$$\delta = 0,409 \sin \left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39 \right)$$

et :

$$\omega_1 = \omega - \frac{\pi t_1}{24} \quad \text{et} \quad \omega_2 = \omega - \frac{\pi t_2}{24}$$

où :

$$\omega = \frac{\pi}{12} [(t + 0,06667(L_z - L_m) + S_c) - 12]$$

où :

$$S_c = 0,1645 \sin 2b - 0,1255 \cos b - 0,025 \sin b$$

où :

$$b = \frac{2\pi (J - 81)}{364}$$

avec R_{ns} : Radiations solaires nettes des courtes ondes [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$]

R_{nl} : Radiations nettes des longues ondes [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$]

a : Albedo d'une pelouse de référence (=0,23) [-]

σ : Constante de Stefan-Boltzmann (=2,0429.10⁻¹⁰) [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$]

R_s : Radiations solaires mesurées [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$]

R_{so} : Rayonnement du ciel clair calculé [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$]

z : Altitude de la station météorologique (=1100) [m]

R_a : Radiations extraterrestres [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$]

G_{so} : Constante solaire (=0,082) [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{min}^{-1}$]

d_r : Distance relative inverse Terre-Soleil [rad]

J : Numéro du jour de l'année (entre 1 (01/01) et 365ou366 (31/12)) [jours]

δ : Déclinaison solaire [rad]

φ : Latitude [rad]

ω_2 : Angle solaire temporel à la fin de l'heure [rad]

ω_1 : Angle solaire temporel au début de l'heure [rad]

ω : Angle solaire temporel au milieu de l'heure [rad]

t : Temps au milieu de l'heure (ex : entre 14h et 15h = 14,5) [h]

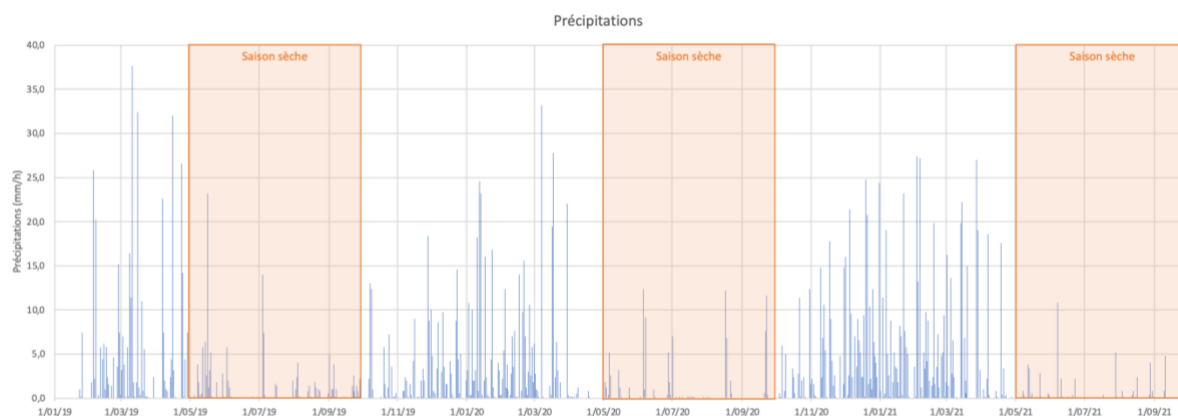
L_z : Longitude du centre de la zone horaire locale (=45 pour la zone d'étude) [°]

L_m : Longitude de la zone de mesure (=45,982 pour la zone d'étude) [°]

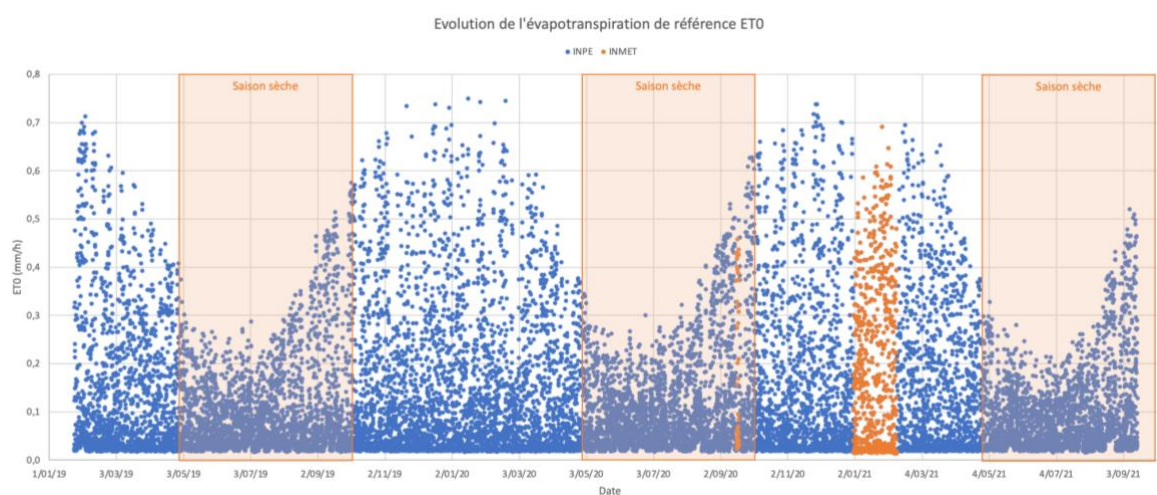
S_c : Correction saisonnière pour le temps solaire [h]

Annexe 3 : Séries temporelles des précipitations horaires mesurées et des évapotranspirations de référence horaires calculées

1. Précipitations horaires



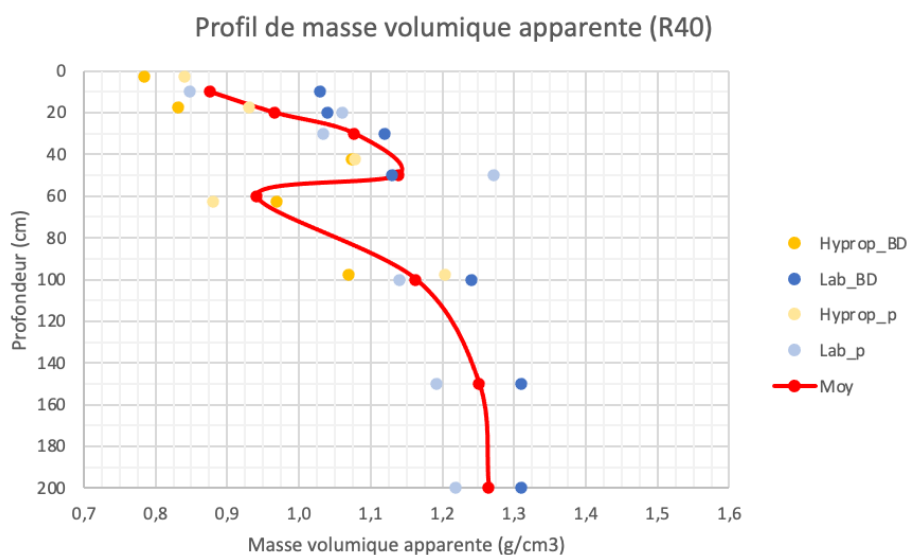
2. Évapotranspiration de référence horaires ETO



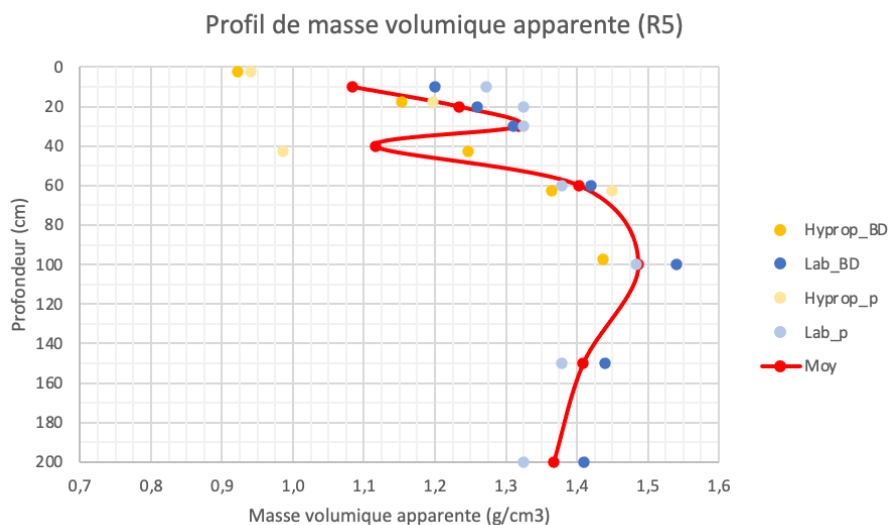
Annexe 4 : Profils de masse volumique apparente avec l'ensemble des données disponibles

Sur les graphiques suivants, 4 sources de données différentes de mesure de masse volumique apparente sont représentées. Tout d'abord, l'INPE a envoyé des échantillons à un laboratoire spécialisé qui a mesuré (1) la masse volumique apparente, nommée « Lab_BD » sur les graphes, et (2) la porosité, à partir de laquelle il est possible de calculer la masse volumique apparente, nommée « Lab_p » sur les graphes. Ensuite, l'INPE a également réalisé des mesures avec des appareils Hyprop qui leur ont donné (1) la masse volumique apparente, nommée « Hyprop_BD » sur les graphes, et (2) la porosité, à partir de laquelle il est possible de calculer la masse volumique apparente, nommée « Hyprop_p » sur les graphes. La moyenne de l'ensemble de ces données a été calculée et est représentée en rouge sur les graphes.

1. Parcelle R40



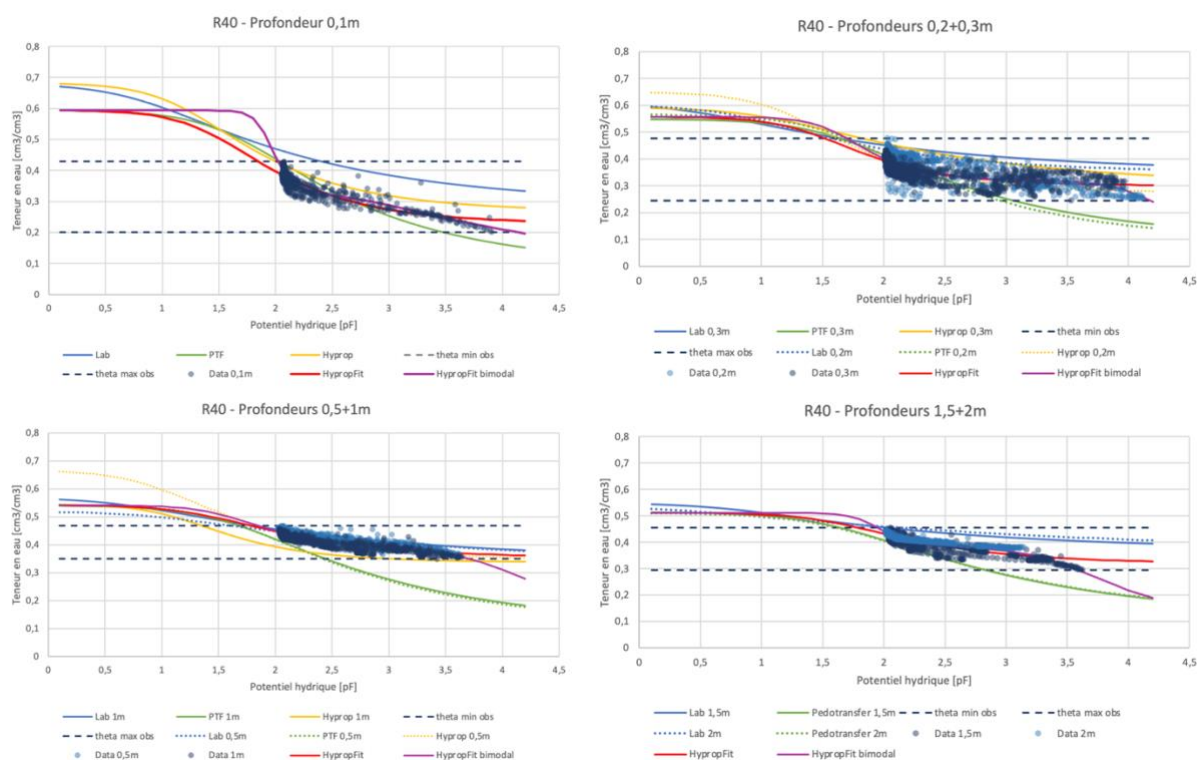
2. Parcelle R5



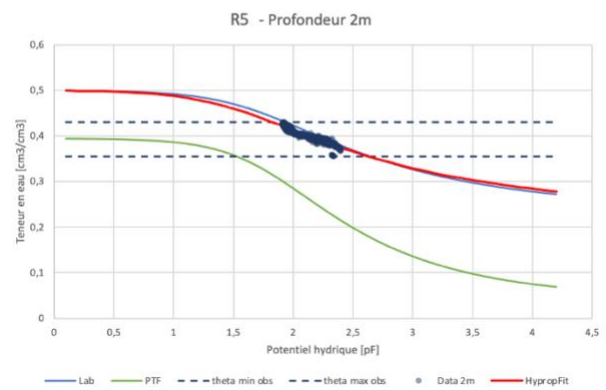
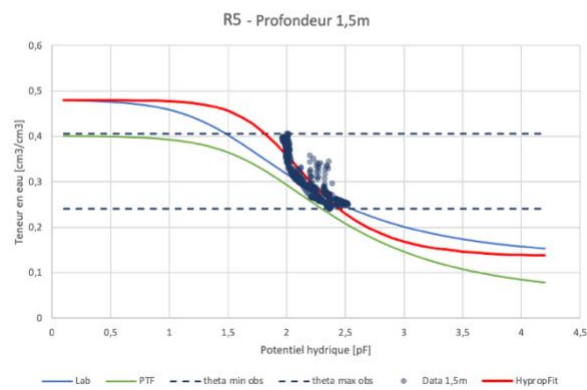
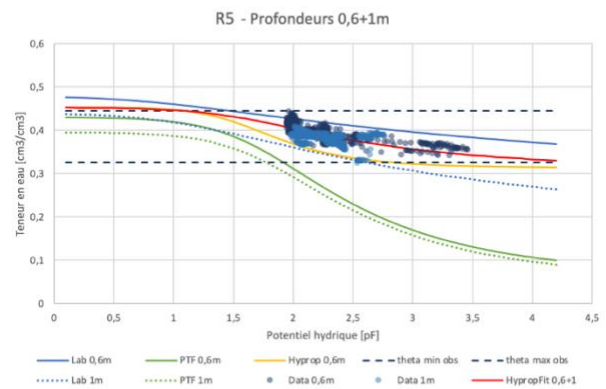
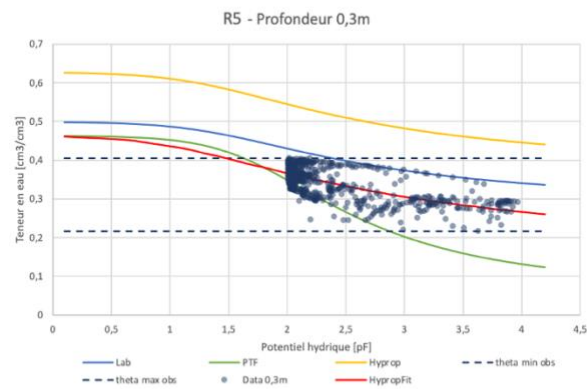
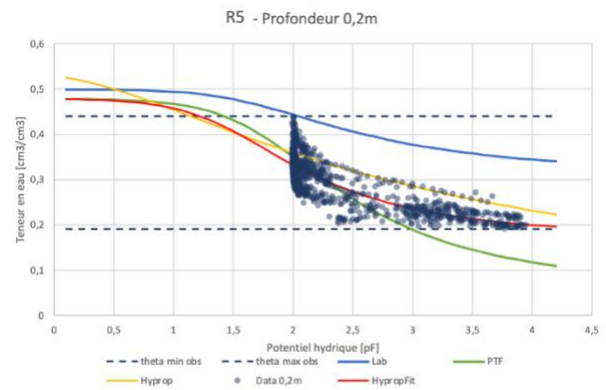
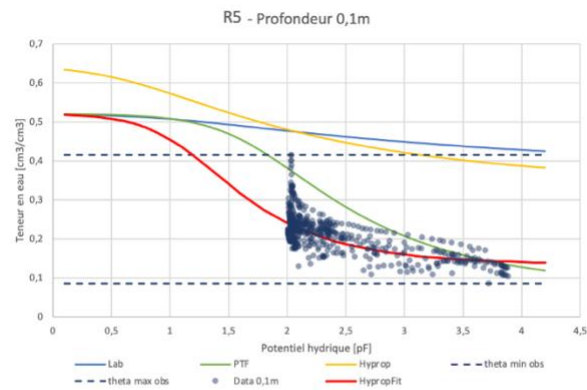
Annexe 5 : Courbes de rétention avec l'ensemble des données disponibles

Les graphiques suivants représentent les courbes de rétention issues de différentes sources de données. Chaque graphique représente une profondeur, ou un groupe de profondeurs regroupées à cause de leur ressemblance. Lorsque deux profondeurs ont été regroupées, l'une est représentée par les courbes continues, et l'autre par les courbes pointillées. Les points représentent les données relevées sur le terrain par les capteurs TEROS10 et TEROS21. Les couleurs des courbes représentent la source dont elles proviennent : les données du laboratoire brésilien avec la méthode des tables de tension et des casseroles à pression (bleu) ; les données texturales avec les fonctions de pédotransfert PTF (vert) ; les données issues de l'analyse Hyprop (jaune) ; et les courbes optimisées avec HypropFit pour représenter au mieux les points de données (rouge=unimodal et mauve=bimodal). La parcelle R40 correspond à la forêt régénérée de 40 ans et la parcelle R5 à celle de 5 ans.

1. Parcelle R40



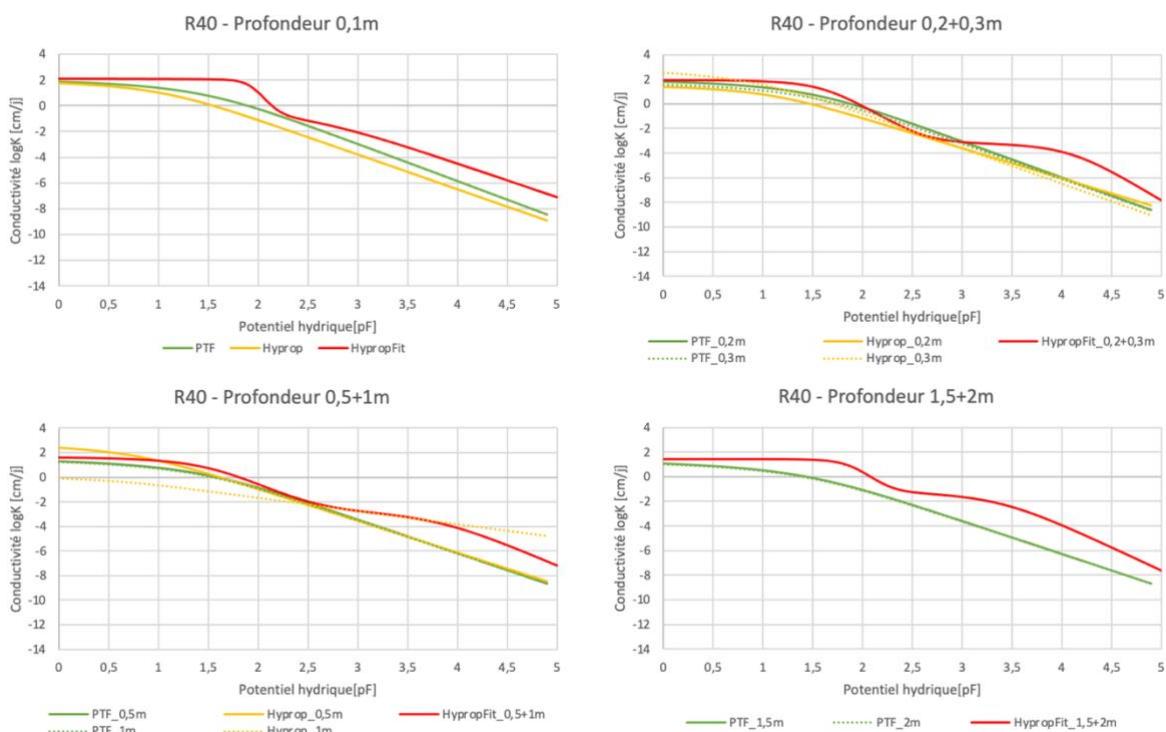
2. Parcelle R5



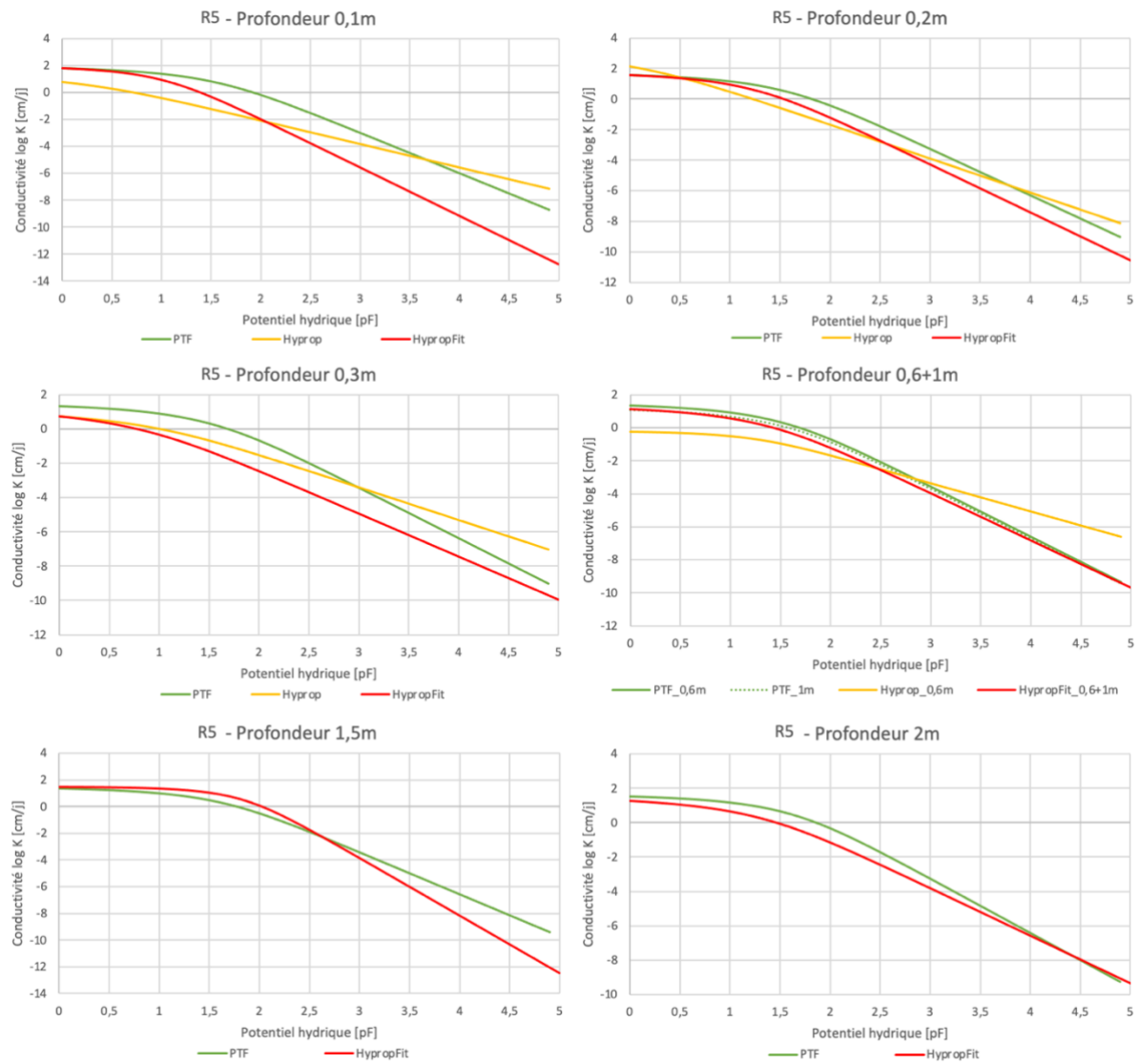
Annexe 6 : Courbes de conductivité avec l'ensemble des données disponibles

Les graphiques suivants représentent les courbes de conductivité issues de différentes sources de données. Chaque graphique représente une profondeur, ou un groupe de profondeurs regroupées à cause de leur ressemblance. Lorsque deux profondeurs ont été regroupées, l'une est représentée par les courbes continues, et l'autre par les courbes pointillées. Les couleurs des courbes représentent la source dont elles proviennent : les données texturales avec les fonctions de pédotransfert PTF (vert) ; les données issues de l'analyse Hyprop (jaune) ; et les courbes optimisées avec HypropFit pour représenter au mieux les points de données (rouge). La parcelle R40 correspond à la forêt régénérée de 40 ans et la parcelle R5 à celle de 5 ans.

1. Parcelle R40



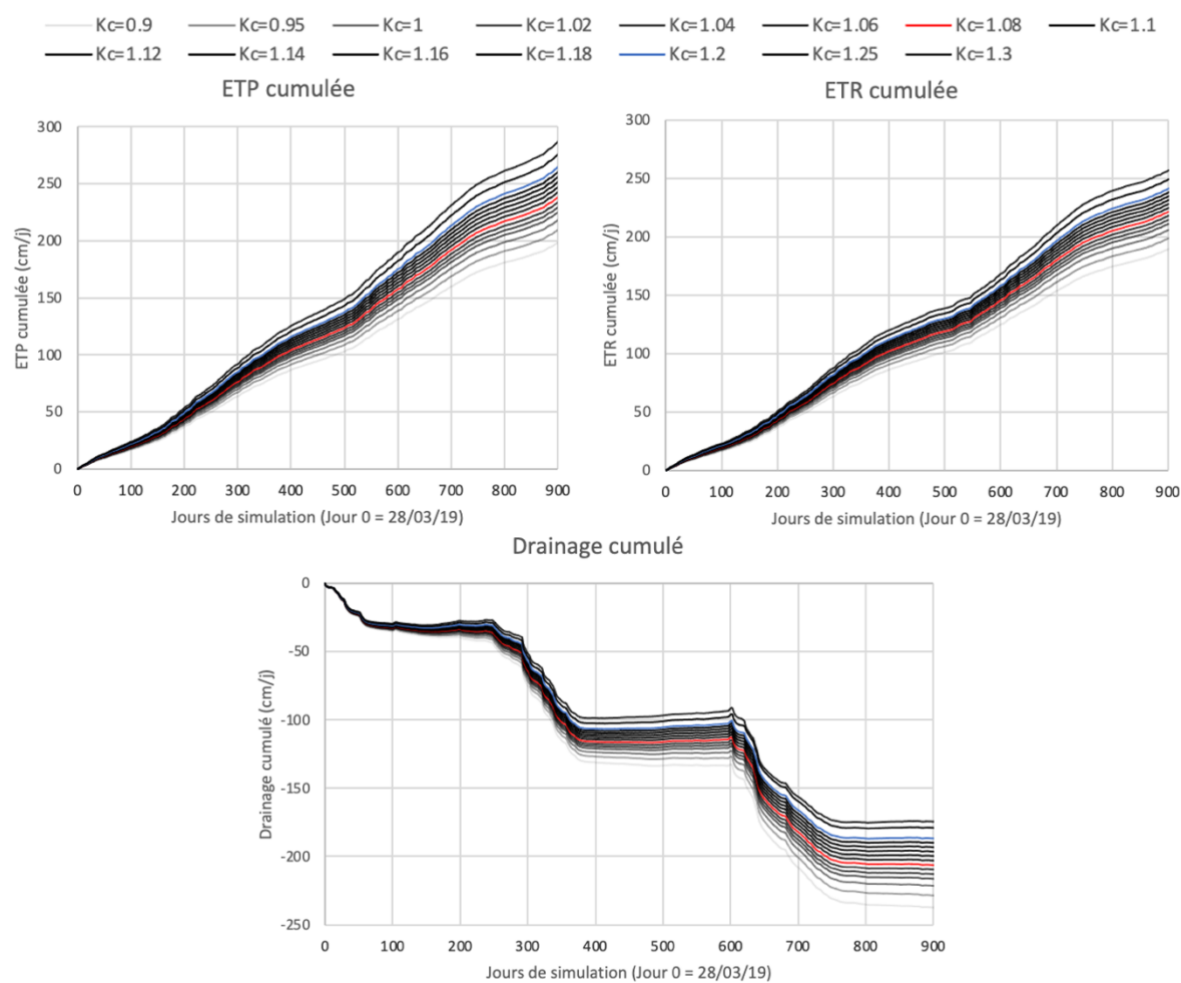
2. Parcelle R5



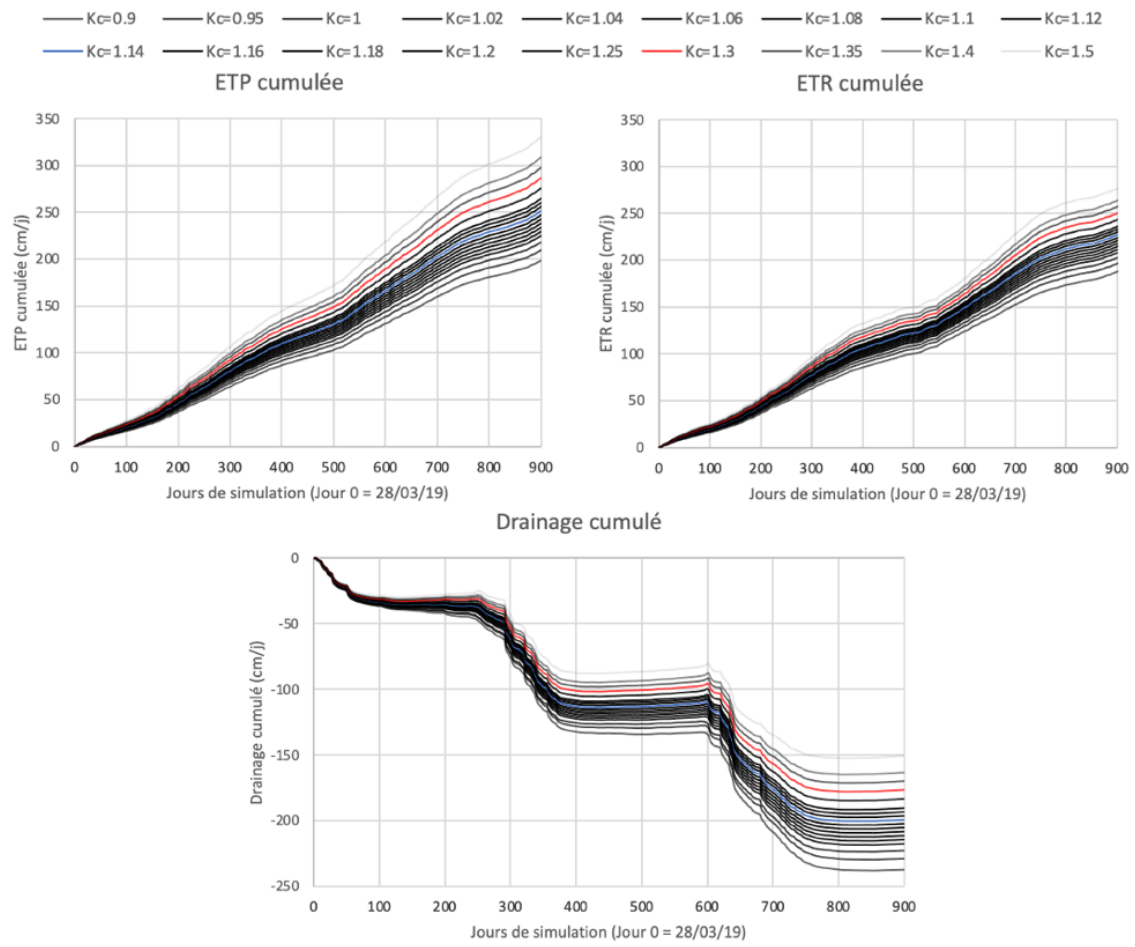
Annexe 7 : Analyse de sensibilité au K_c

Les graphes suivants présentent l'analyse de sensibilité au K_c des résultats du modèle, à savoir les flux cumulés ET_P , ET_R , et drainage à 2m de profondeur. L'intensité de la couleur des lignes représente le RMSE obtenu pour ce scénario. La ligne rouge représente le scénario qui a donné le meilleur R^2 et la ligne bleue le scénario qui a donné le meilleur RMSE.

1. Parcelle R40



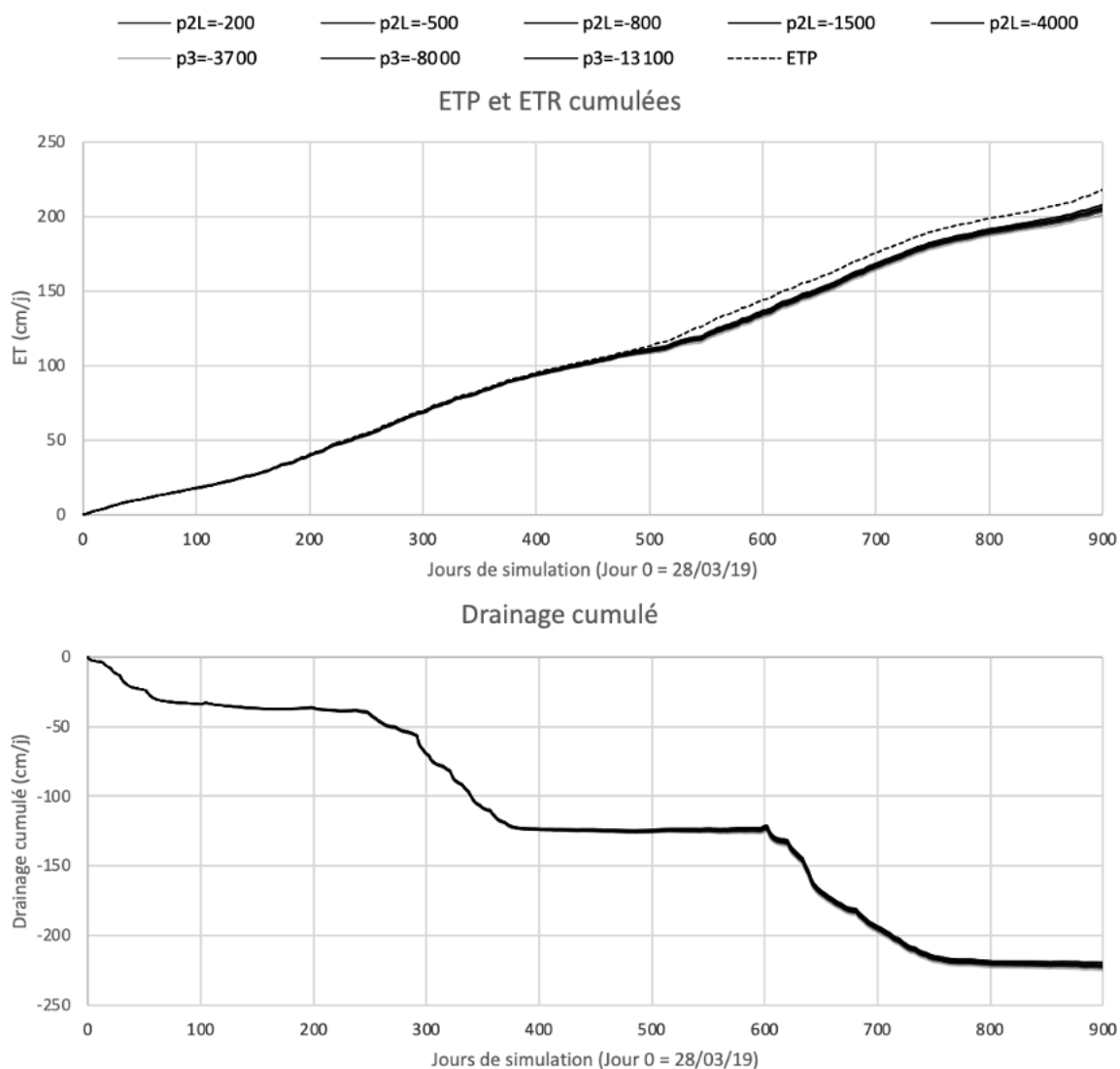
2. Parcelle R5



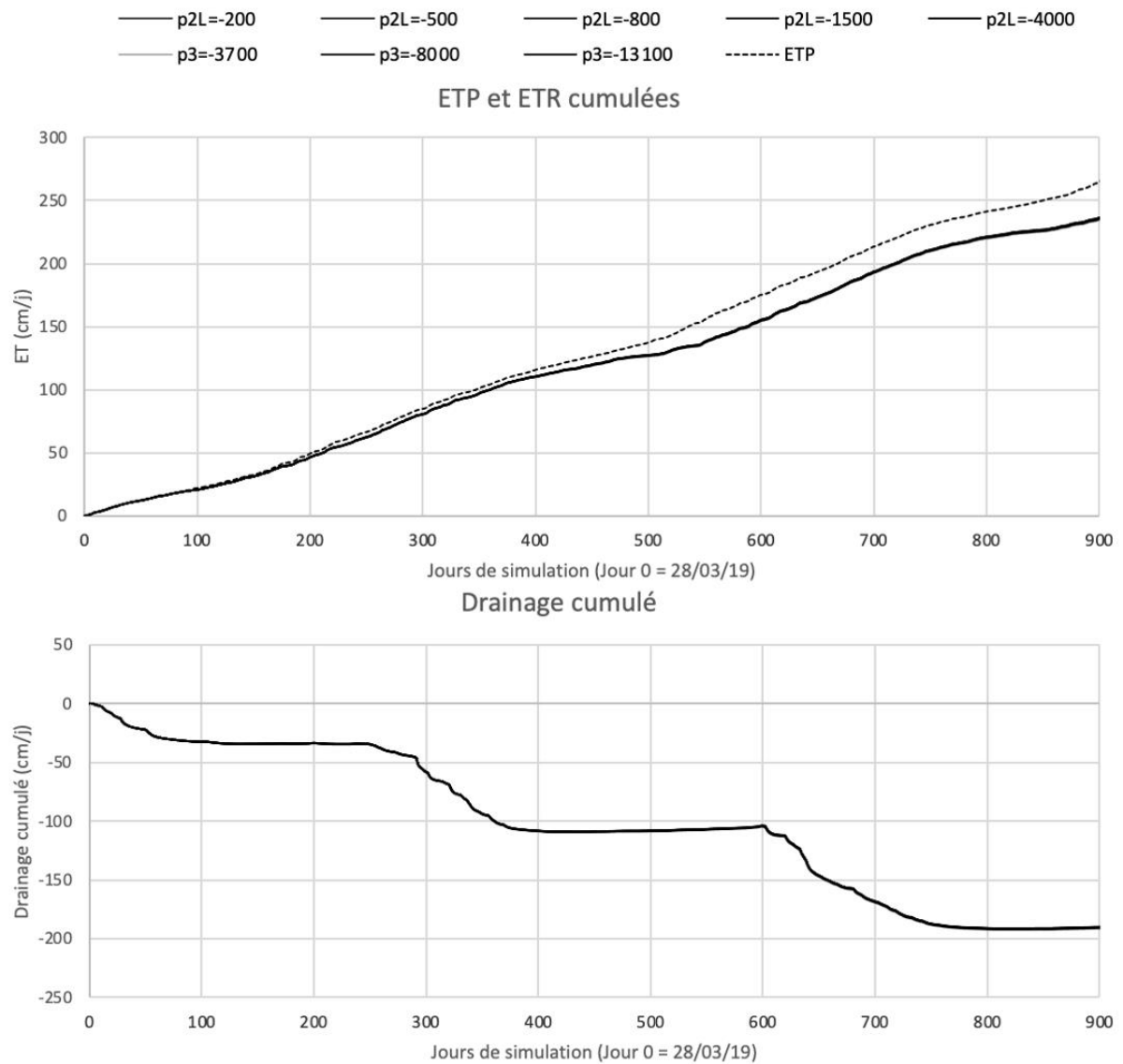
Annexe 8 : Analyse de sensibilité aux paramètres de Feddes

Les graphes suivants présentent l'analyse de sensibilité des résultats du modèle (à savoir les flux cumulés ET_P , ET_R , et drainage) aux paramètres de Feddes $p2L$ et $p3$. Ces deux paramètres n'influencent pas l'ETP, qui est donc représentée en pointillé de manière unique pour l'ensemble des scénarios. L'intensité de la couleur des lignes représente le RMSE obtenu pour ce scénario.

1. Parcelle R40

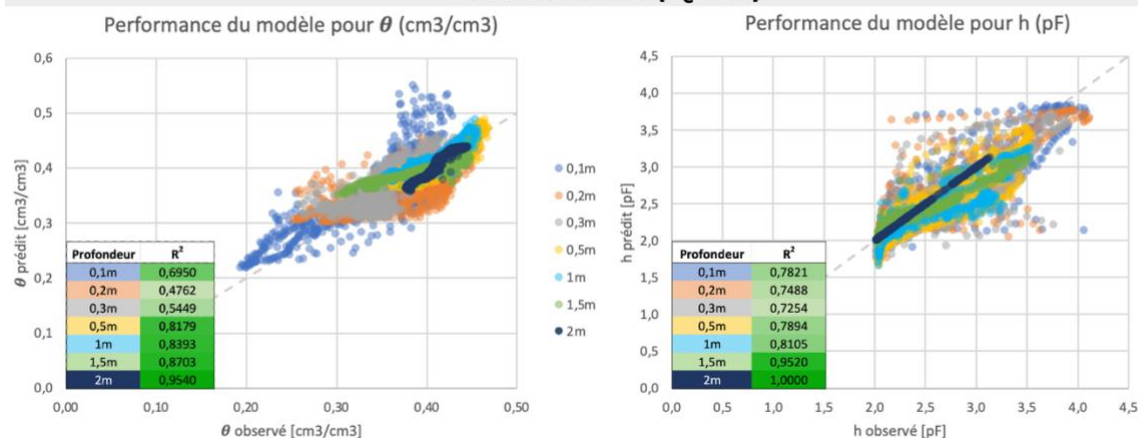


2. Parcelle R5

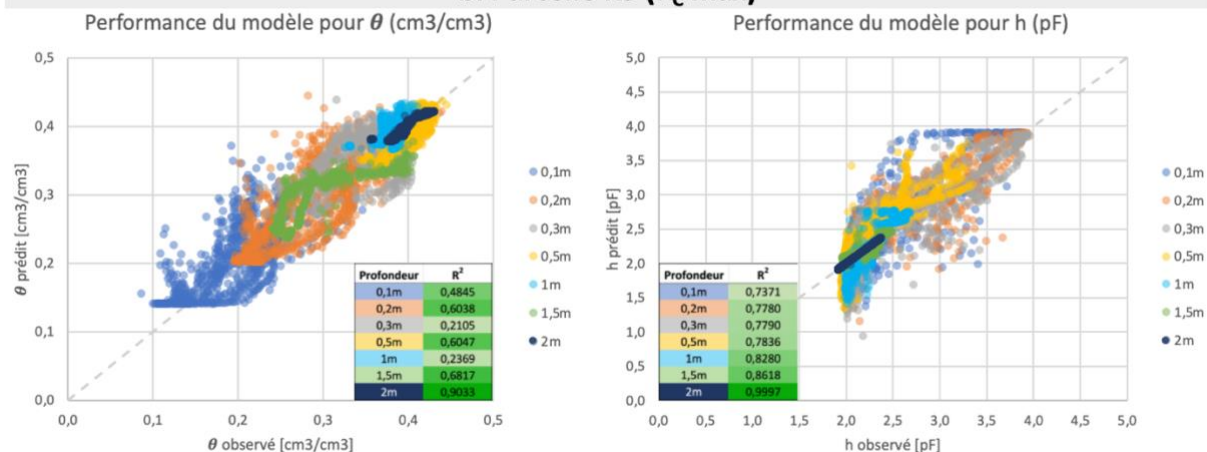


Annexe 9 : Graphiques de performance de prédiction des teneurs en eau et des potentiels pour les scénarios donnant les meilleurs R^2

a. Parcelle R40 (K_c min)



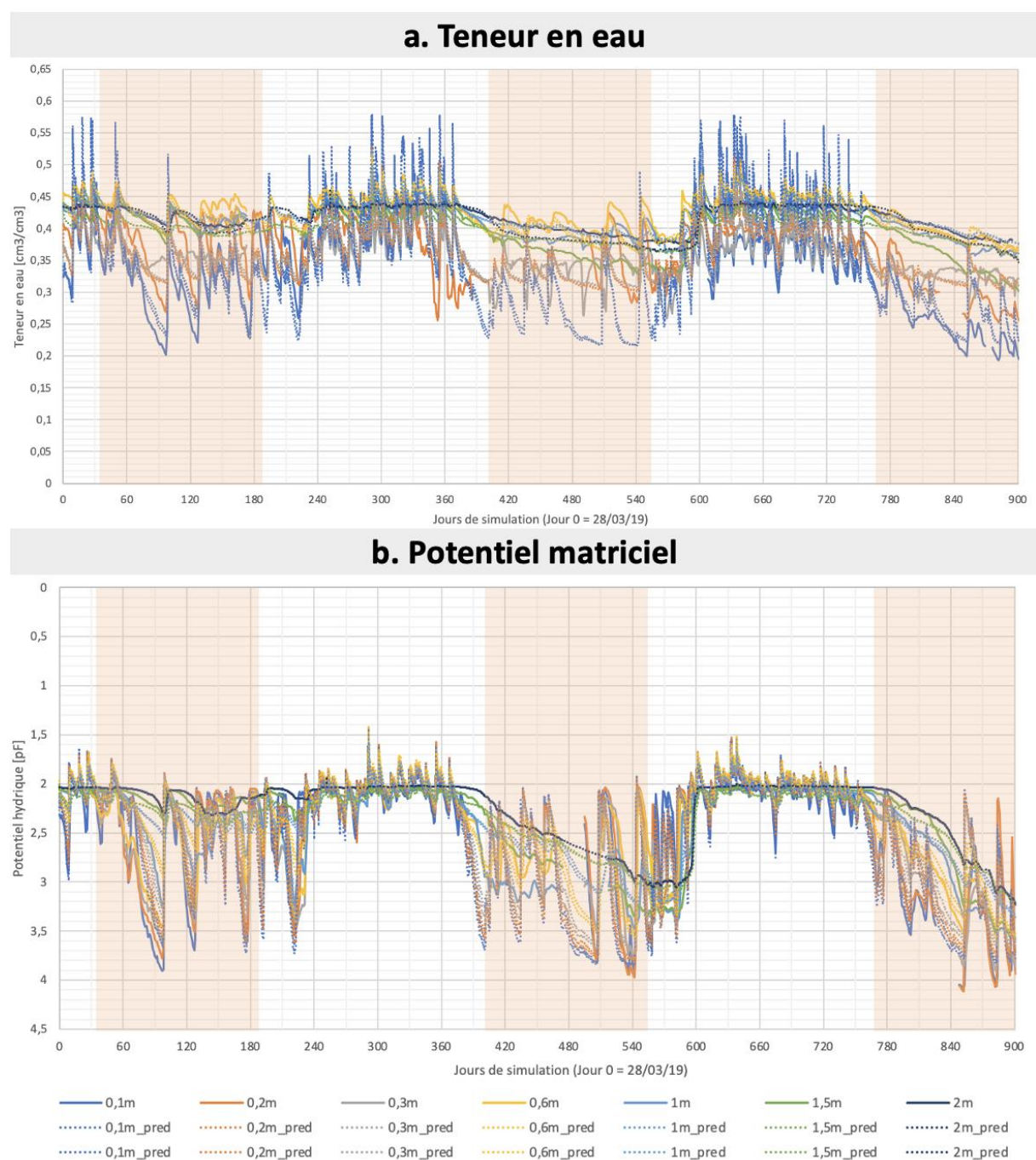
b. Parcelle R5 (K_c max)



Annexe 10 : Séries temporelles des teneurs en eau et des potentiels observés et prédits

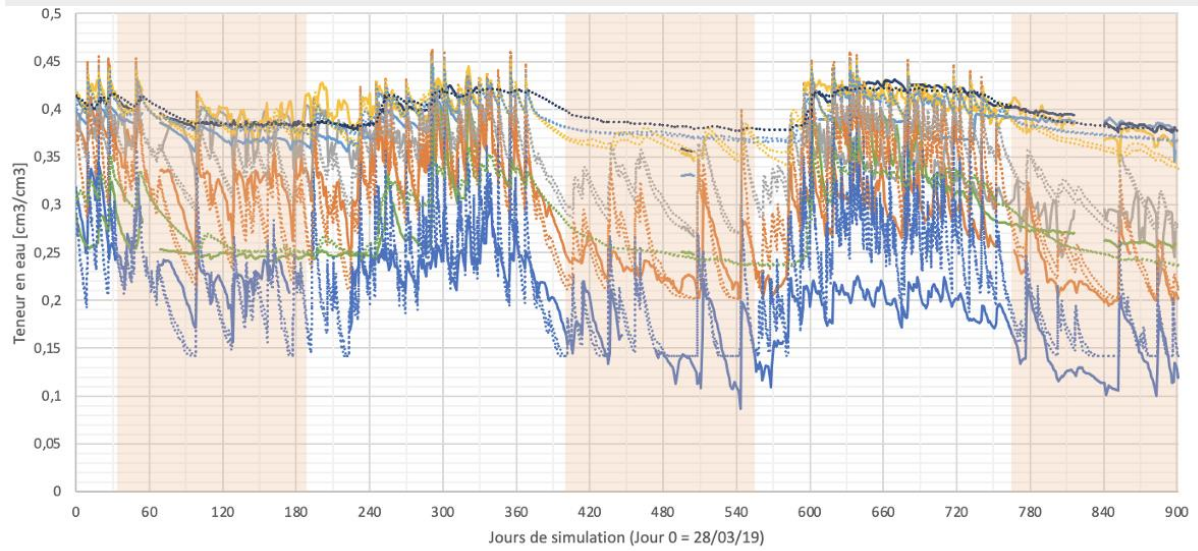
Les graphes suivants présentent les séries temporelles des teneurs en eau θ et des potentiels h prédits (en pointillé) et observés (en lignes continues). Pour chaque parcelle, les deux meilleurs modèles (K_C min et K_C max) sont présentés. Les couleurs représentent les différentes profondeurs où une sonde était présente. Les bandes orange représentent les saisons sèches théoriques.

1. Parcelle R40

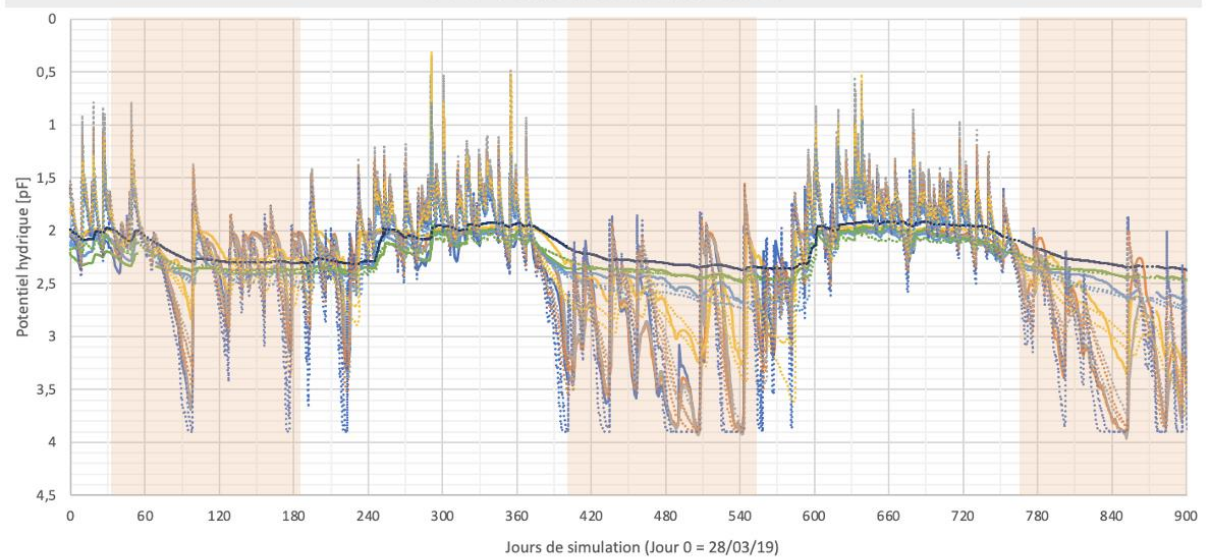


2. Parcelle R5

a. Teneur en eau



b. Potentiel matriciel



Annexe 11 : Paramètres des courbes de rétention et de conductivité avant (HypropFit) et après optimisation par Hydrus

Dans les tableaux suivants, les paramètres optimisés par Hydrus ont été écrits en rouge.

1. Parcelle R5

A) Avant optimisation (via optimisation avec HypropFit)

Profondeur (m)	θ_{sat}	θ_r	α	n	K_s	λ
0,1	0,521	0,135	0,07496	1,636	98,07	0,5
0,2	0,479	0,18	0,0409	1,451	59,97	0,5
0,3	0,464	0,2	0,0937	1,202	36,03	0,5
0,6+1	0,453	0,314	0,0296	1,348	26,355	0,5
1,5	0,48	0,135	0,0122	1,929	30,63	0,5
2	0,5	0,24	0,0327	1,306	44,7	0,5

B) Après optimisation (via Hydrus)

Profondeur (m)	θ_{sat}	θ_r	α	n	K_s	λ
0,1	0,521	0,135	0,07496	1,636	1470,9	3,10E-04
0,2	0,479	0,18	0,0409	1,451	5885,7	5,06E-04
0,3	0,464	0,2	0,0937	1,202	569,68	0,16721
0,6+1	0,453	0,314	0,0296	1,348	69,648	1,0205
1,5	0,48	0,135	0,0122	1,929	3384,8	3,4876
2	0,5	0,24	0,0327	1,306	511,8	0,58542

2. Parcelle R40

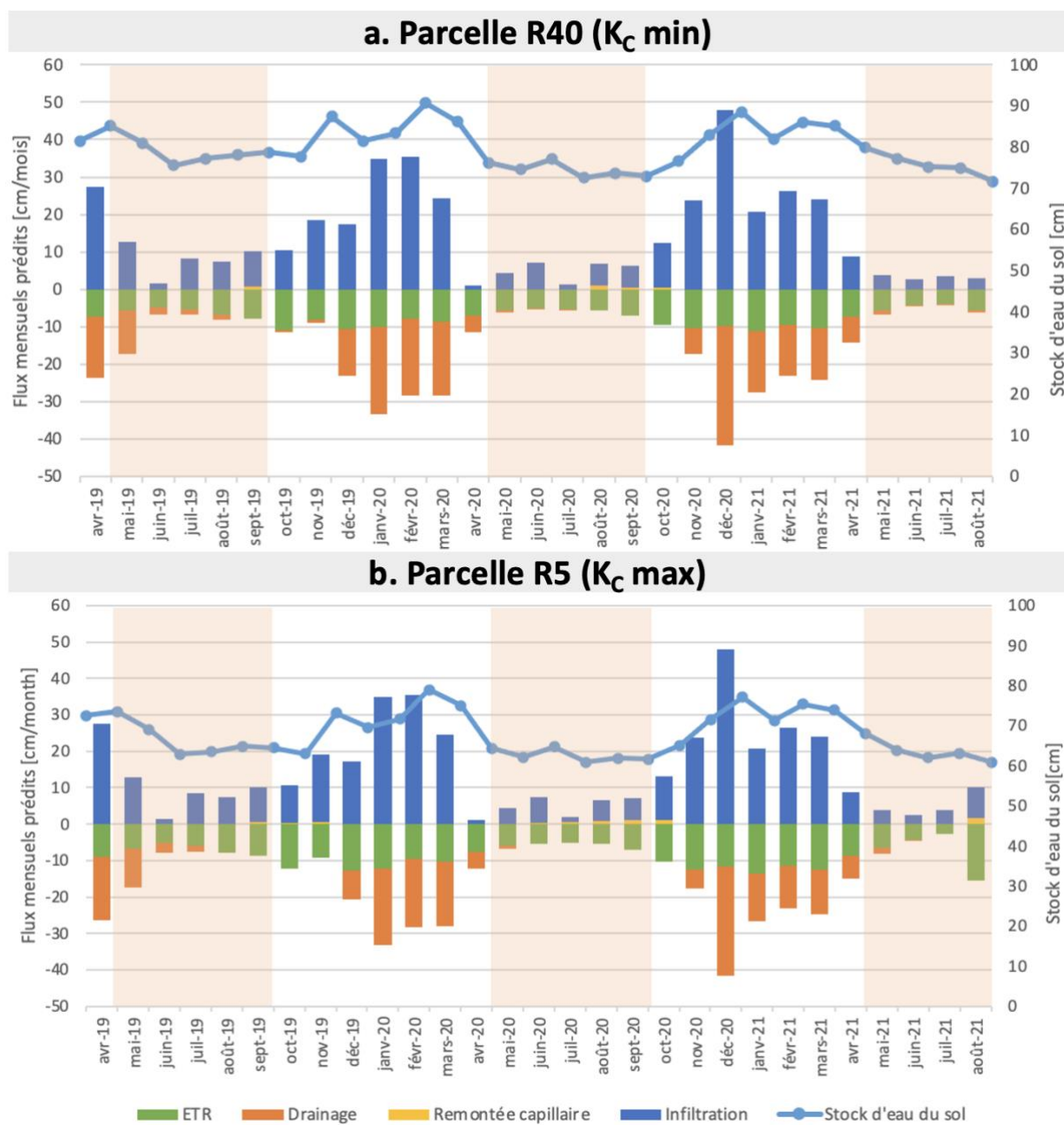
A) Avant optimisation (via optimisation avec HypropFit)

Profondeur (m)	θ_{sat}	θ_r	α_1	n_1	w_2	α_2	n_2	K_s	λ
0,1	0,595	0,089	0,00191	1,245	0,505	0,011	5,845	133,02	0,5
0,2+0,3	0,557	0,093	0,0203	2,399	0,491	0,00007	2,143	87,27	0,5
0,6+1	0,542	0,105	0,0245	1,866	0,638	0,00012	1,572	41,925	0,5
1,5+2	0,512	0,104	0,00033	1,704	0,317	0,0118	3,801	27,725	0,5

B) Après optimisation (via Hydrus)

Profondeur (m)	θ_{sat}	θ_r	α_1	n_1	w_2	α_2	n_2	K_s	λ
0,1	0,5808	0,089	0,00191	1,245	0,505	0,011	5,845	205,24	0,00607
0,2+0,3	0,55433	0,093	0,0203	2,399	0,491	0,00007	2,143	94,631	0,69034
0,6+1	0,53945	0,105	0,0245	1,866	0,638	0,00012	1,572	48,377	0,04044
1,5+2	0,51262	0,104	0,00033	1,704	0,317	0,0118	3,801	26,924	0,23329

Annexe 12 : Graphiques des flux cumulés mensuels et de l'évolution mensuelle du stock d'eau du sol pour les scénarios donnant les meilleurs R^2



Quel est l'impact de la reforestation sur l'équilibre des ressources en eau du sol ? Un cas d'étude dans la Forêt Atlantique Brésilienne, à São Francisco Xavier, État de São Paulo.

La Forêt Atlantique brésilienne a été fortement déforestée dans les dernières décennies. Sa reforestation permet une restauration de sa biodiversité et du stock de carbone en atténuant ainsi les changements climatiques. La présence de forêt influence cependant le cycle de l'eau à plusieurs niveaux. Elle augmente la conductivité hydraulique du sol, sa rétention et l'utilisation de l'eau. Si la balance entre ces trois effets et leur dynamique de restauration n'est pas gérée correctement, la reforestation pourrait mener à un appauvrissement des ressources en eau. L'impact à long terme de la reforestation sur la dynamique des flux d'eau dans le sol est encore peu connu à l'échelle de la parcelle. Ce mémoire s'inscrit donc dans ce manque de connaissance.

La collaboration avec l'équipe de recherche de Laura Borma à l'INPE (Brésil) a permis l'utilisation d'un grand nombre de données récoltées de 2019 à 2021 sur deux parcelles d'étude : une forêt régénérée de 5 ans et une de 40 ans. Ces données comprenaient notamment des données météorologiques, comme les précipitations et l'évapotranspiration de référence ; des données de végétation, comme la distribution racinaire ; et des données sur les propriétés du sol, comme sa texture, sa masse volumique apparente, ses courbes de rétention et de conductivité, ainsi que les teneurs en eau et potentiels matriciels mesurés directement sur le terrain à différentes profondeurs à l'aide de capteurs TEROS. Le logiciel Hydrus-1D a ensuite été utilisé premièrement en modélisation inverse pour optimiser les propriétés hydrauliques du sol (en particulier sa conductivité) sur base de l'ensemble des données récoltées, et secondement en modélisation directe pour quantifier les différents flux recherchés, à savoir l'évapotranspiration, la prise d'eau racinaire et le drainage.

Les modèles optimisés permettent de capturer la dynamique de l'eau du sol avec un RMSE inférieur à 0,008 et un R^2 supérieur à 70%. Une analyse de sensibilité du coefficient cultural K_c a montré sa forte influence sur les résultats du modèle et l'impossibilité de le déterminer avec précision sur base de la dynamique de l'état hydrique du sol. Par ailleurs, le sol des deux parcelles d'étude s'est avéré fort différent. Le sol limoneux de la jeune forêt était caractérisé par une réserve en eau plus faible que le sol argileux à double porosité de la forêt âgée. Leurs conductivités étaient semblables, sauf dans des conditions sèches où la forêt âgée était légèrement meilleure, probablement grâce à sa texture et sa structure. Le modèle a mis en évidence une dynamique saisonnière. La saison humide est marquée par des précipitations, un drainage et une évapotranspiration bien plus importants qu'en saison sèche. Le modèle a également montré que l'incertitude associée au choix du K_c rend la comparaison entre les deux parcelles très incertaine. Le K_c n'influence les résultats qu'en saison humide. En saison sèche, son effet est caché par le stress hydrique. Ce dernier s'est montré plus intense pour la jeune forêt. Lors d'un épisode de sécheresse, il a été montré que la prise d'eau était considérablement réduite dans les 20cm de surface de la jeune forêt, alors que la forêt âgée, qui possède un plus grand stock d'eau, était capable de mieux résister au stress.

La modélisation avec Hydrus-1D s'est montrée prometteuse pour évaluer l'impact de la reforestation sur la dynamique des flux d'eau dans le sol, avec toutefois certaines limites. Plusieurs pistes d'amélioration pour les recherches futures ont été proposées dans le but de continuer la progression dans la compréhension de la dynamique du fonctionnement écohydrologique de la reforestation.

Basile Delvoie