



BIBLIOTHÈQUE

CÉGEP DE L'ABITIBI-TÉMISCAMINGUE
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC EN ABITIBI-TÉMISCAMINGUE

Mise en garde

La bibliothèque du Cégep de l'Abitibi-Témiscamingue et de l'Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (UQAT) a obtenu l'autorisation de l'auteur de ce document afin de diffuser, dans un but non lucratif, une copie de son œuvre dans [Depositum](#), site d'archives numériques, gratuit et accessible à tous. L'auteur conserve néanmoins ses droits de propriété intellectuelle, dont son droit d'auteur, sur cette œuvre.

Warning

The library of the Cégep de l'Abitibi-Témiscamingue and the Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue (UQAT) obtained the permission of the author to use a copy of this document for nonprofit purposes in order to put it in the open archives [Depositum](#), which is free and accessible to all. The author retains ownership of the copyright on this document.

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC EN ABITIBI-TÉMISCAMINGUE

ÉVALUATION DE L'IMPACT DE LA VÉGÉTATION SUR LE BILAN
HYDRIQUE D'UN RECOUVREMENT MONCOUCHE AVEC NAPPE
PHRÉATIQUE SURÉLEVÉE

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES

PAR

TOURIA BEN KHOUYA

NOVEMBRE 2020

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier sincèrement mon directeur de recherche Maqsoud Abdelkabir qui a assuré l'orientation scientifique de ce travail. Je lui exprime mes vifs remerciements pour avoir encadré et dirigé mes travaux de recherche et pour sa disponibilité et ses judicieux conseils.

J'exprime mes vifs remerciements à mes deux professeurs Guittonny Marie et Bussière Bruno pour leur aide et leurs conseils qui ont guidé mes réflexions et qui m'ont été d'un grand intérêt.

J'adresse mes remerciements au responsable du programme de maîtrise sur mesure Asselin Hugo pour avoir accepté mon inscription à ce programme.

Je tiens à remercier les professeurs Aachib Mostafa et El Mansouri Bouabid qui ont accepté d'être examinateurs pour ce mémoire.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à tous les enseignants de l'IRME auprès de qui j'ai beaucoup appris.

Je tiens également à remercier le fonds québécois de la recherche sur la nature et les technologies pour son appui financier.

Je remercie les professionnels, techniciens et stagiaires de l'URSTM pour m'avoir aidé lors des travaux de terrain et de laboratoire.

Je voudrais remercier les bureaux des services aux étudiants de l'UQAT, notamment le bureau international, pour leur aide et leurs encouragements qui m'ont permis d'avancer dans mes études malgré les obstacles.

Mes remerciements vont aussi à tous mes collègues de l'IRME qui, d'une manière ou d'une autre ont joué un rôle certain dans l'accomplissement de ce travail.

Je remercie tout particulièrement mes parents, Khadija et Ahmed, et mes deux frères, Azzedine et Abdennasser, pour le soutien qu'ils m'ont apporté depuis le début de mes études.

Enfin, je tiens à remercier toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	VIII	
LISTE DES TABLEAUX.....	XIV	
LISTE DES LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS.....	XVIII	
RÉSUMÉ	XXI	
ABSTRACT.....	XXV	
CHAPITRE I		
INTRODUCTION GÉNÉRALE		
1.1 Drainage minier acide.....	1	
1.2 Restauration des parcs à résidus	2	
1.3 Recouvrement monocouche avec nappe phréatique surélevée.....	3	
1.4 Problématique et contexte.....	19	
1.4.1 Performance des recouvrements monocouches avec NPS.....	19	
1.4.2 Évaluation du BH et de l'ET des recouvrements monocouches avec NPS	21	
1.4.3 Prise en considération de la végétation dans l'évaluation du BH et de l'ET	23	
1.5 Objectifs et portée du projet	24	
1.6 Structure du document.....	24	
CHAPITRE II		
REVUE DE LITTÉRATURE.....		26
2.1 Bilan hydrique	26	
2.1.1 Mouvements de l'eau à l'interface Sol-atmosphère : l'évaporation	28	
2.1.2 Mouvement de l'eau dans le sol.....	31	
2.2 Impact de la végétation sur le bilan hydrique des recouvrements	62	
2.2.1 L'eau et les plantes.....	62	
2.2.2 Transpiration des végétaux.....	70	

2.2.3	Impact de la végétation sur le bilan hydrique	73
2.3	Méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration.....	79
2.3.1	Méthodes hydrogéologiques	80
2.3.2	Méthodes micrométéorologiques	83
2.3.3	Méthodes analytiques-empiriques.....	89
2.3.4	Synthèse	103
CHAPITRE III		
MATÉRIEL ET MÉTHODES.....		
3.1	Site d'étude	110
3.2	Méthodologie.....	114
3.2.1	Relevé de la végétation	115
3.2.2	Mise en place des stations	118
3.2.3	Suivi du comportement hydrogéologique du recouvrement monocouche	120
3.2.4	Caractérisation physique du matériau de recouvrement	127
3.2.5	Caractérisation hydrogéologique du matériau de recouvrement.....	131
3.2.6	Caractérisation de la végétation	135
3.2.7	Synthèse des travaux de terrain et de laboratoire.....	144
3.2.8	Calcul du bilan hydrique à partir des mesures de terrain et déduction de l'ETR pour chaque station.....	146
3.2.9	Calcul de l'évapotranspiration en présence et en absence de la végétation avec des équations analytiques.....	148
CHAPITRE IV		
RÉSULTATS		
4.1	Caractérisation physique et hydrogéologique du résidu Goldex	152
4.1.1	Analyse granulométrique	152
4.1.2	Densité relative des grains.....	155
4.1.3	Surface spécifique	156
4.1.4	Conductivité hydraulique saturée.....	156
4.1.5	Courbe de rétention d'eau	157
4.2	Caractérisation de la végétation.....	159

4.2.1	Biomasse aérienne.....	160
4.2.2	LAI.....	163
4.2.3	Paramètres racinaires.....	165
4.3	Comportement hydrogéologique du recouvrement monocouche.....	168
4.3.1	Teneur en eau volumique.....	169
4.3.2	Succion.....	176
4.3.3	Niveau de la nappe.....	182
4.4	Bilan hydrique évalué à partir des données de terrain et ETR déduite pour chaque station.....	184
4.5	ETR calculée à partir des équations analytiques en présence et en absence de la végétation.....	190
4.5.1	Méthode FAO56 PM et modèle SWB.....	190
4.5.2	Méthode ARTS et modèle SWB.....	192
4.5.3	Méthode de Thornthwaite.....	194
CHAPITRE V		
	DISCUSSION.....	196
5.1	Impact de la végétation sur le BH du recouvrement monocouche avec NPS.....	196
5.1.1	Comparaison des TEV dans les huit stations.....	196
5.1.2	Comparaison des stations avec végétation.....	201
5.1.3	Effet de la végétation sur la TEV.....	203
5.1.4	Effet de la granulométrie sur le bilan hydrique.....	205
5.2	Comparaison des méthodes utilisée pour évaluer l'ET.....	207
5.2.1	Comparaison des ETP calculées.....	207
5.2.2	Comparaison des ETR calculées.....	209
CHAPITRE VI		
CHAPITRE VI		
	CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS.....	224
6.1	Conclusion.....	224
6.2	Recommandations.....	228
	BIBLIOGRAPHIE GENERALE.....	230
APPENDICE A		

COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DU RECOUVREMENT MONOCOUCHE	246
APPENDICE B EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE	254
APPENDICE C COURBES DE CALIBRATION DES SONDAS DE TEV	258

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 : Modèles conceptuels de la nappe phréatique surélevée dans des résidus réactifs pour contrôler la génération du DMA (modifié de Aubertin, Bussière, Joanes, et al. (1999)).	5
2.1 : Cycle de l’eau (Gilli et al., 2008).	27
2.2 : Pression de vapeur d’eau dans un compartiment fermé : a): le nombre de molécules d’eau qui s’évaporent est supérieur au nombre de molécules qui se condensent, b): �tat d’équilibre et c) : la concentration en vapeur est élevée dans la phase vapeur (Hopkins, 2003).	29
2.3 : Distinction entre la zone saturée et la zone non saturée d’un sol (Musy, 2005).	32
2.4 : Diagramme des phases d’un sol: M désigne la masse et V le volume, les indice a, w, s et t désignent respectivement : l’air, l’eau, le solide et le volume total du sol (McCarthy, 2014).	33
2.5 : Exemple de courbe granulométrique (Musy & Soutter, 1991).	35
2.6 : Taux remarquables d’humidité (Musy & Soutter, 1991).	39
2.7 : Principe de rétention capillaire dans un tube (adapté de Marinho et al., 2008).	42
2.8 : Courbes de rétention d’eau typiques d’un sable et d’un silt (Aubertin et al., 2002).	52
2.9 : Courbes de conductivité hydraulique non saturée typiques d’un silt et d’un sable (Aubertin et al., 1995).	59
2.10 : Coupe transversale d’une racine dans la zone de différenciation (Musy & Soutter, 1991).	66
2.11 : Anatomie de la feuille (Hopkins, 2003).	69
Figure 2.12 : Principales résistances rencontrées par une vapeur d’eau qui diffuse hors de la feuille (Hopkins, 2003).	72

2.13	: Lysimètre pesable (Laborde, 2000)	82
2.14	: Lysimètre drainant (Lagacé, 2011).....	83
2.15	: Bilan radiatif (Lagacé, 2011).....	84
3.1	: Localisation du site Manitou (Maqsoud et al., 2016)	111
3.2	: Site Manitou avant la restauration (Cyr, 2007)	112
3.3	: Localisation des rejets miniers sur le site Manitou, incluant les zones de dépôt originales parcs A et B, ainsi que les nouvelles subdivisions pour la restauration : parcs 1, 2, 3 et 4 (Photo d’Agnico-Eagle ; photo de 2013 et données de 2017) in (Ethier, 2017).....	113
3.4	: Vue du parc 2 du Site Manitou montrant la partie revégétalisée du site (été 2016).	114
3.5	: Parc 2 du site Manitou et localisation des stations de mesure (en vert : stations avec végétation ; en rouge : stations sans végétation) adapté de (Ethier et al., 2013)	118
3.6	: Localisation des sondes des TEV et des succions et emplacement des zones d’échantillonnage des résidus.	119
3.7	: (a) Sonde ECH2O EC5 ;(b) Sonde ECH2O 5TM ; (c) EM50 Digital Data Logger.	121
3.8	: Calibration des sondes ECH2O	123
3.9	: (a) Sonde Watermark ; (b) Système d’acquisition de type Watermark	124
3.10	: (a) Pointe filtrante installée sur le parc 2 du site Manitou ; (b) Mini-diver.	125
3.11	: Paramètres utilisés dans le calcul du niveau de la nappe à partir des données de mini-diver.....	127
3.12	: Granulomètre laser Mastersizer S de Malvern Instruments.....	129
3.13	: Pycnomètre à hélium Micromeritics Accupyc 1330	130
3.14	: (a) Analyseur de surface spécifique Micromeritics Gimini III 2375 ; (b) Micromeritics VacPrep 061	131
3.15	: (a) Perméamètre à paroi rigide ; (b) : montage de l’essai (Musy & Soutter, 1991).	134
3.16	: Cellule de pression (Aubertin et al., 1998)	135

3.17	: Quadrats utilisés pour récolter la partie aérienne de la végétation.	137
3.18	: Méthode des points de contact.....	138
3.19	: Analyseur de surface Li-3100C	139
3.20	: Ceptomètre Sunfleck PAR Ceptometer	141
3.21	: (a) Prélèvement d'une carotte de sol, (b) Carotte de sol prélevée, (c) Lavage des racines	143
3.22	: Subdivision du recouvrement en monocouches entourant les sondes de TEV.....	147
4.1	: Distributions granulométriques des résidus de Goldex.	153
4.2	: Courbes de rétention d'eau des résidus de Goldex : (a) courbes mesurées ; (b) courbes ajustées avec le modèle de van Genuchten.....	158
4.3	: Distribution de la biomasse aérienne des familles végétales dans les quatre parcelles avec végétation, mesurée par méthode directe.	161
4.4	: LAI des espèces végétales en fonction de la biomasse totale.....	164
4.5	: LAI en fonction de la biomasse totale sur les quatre stations pour chaque espèce.....	164
4.6	: Variation de la densité racinaire en surface et de la biomasse aérienne totale en fonction des stations.....	168
4.7	: TEV mesurées au niveau de la station 1 (avec végétation).	170
4.8	: TEV mesurées au niveau de la station 2 (sans végétation).....	171
4.9	: Succions mesurées au niveau de la station 1	176
4.10	: Succions mesurées au niveau de la station 2	177
4.11	: Niveau de la nappe par rapport au sol dans les stations 1 et 2.....	183
4.12	: Stockage en eau dans le sol dans les stations 1 et 2.....	184
4.13	: Infiltration journalière dans les stations 1 et 2.....	185
4.14	: ETR journalière calculée à partir de la méthode du bilan hydrique dans les deux stations 1 et 2.....	186
4.15	: Bilan hydrique calculé au niveau des différentes stations du parc 2 du site Manitou durant le mois de Juillet 2016	189

4.16	: ETR journalière calculée par la méthode de FAO-PM et le modèle SWB aux stations 1 et 2.....	191
4.17	: ETR journalière calculée par le modèle ARTS et le modèle SWB aux stations 1 et 2.	193
4.18	: ETR mensuelle calculée par la méthode de Thornthwaite.	195
5.1	: TEV mesurées au niveau de la station 3 (avec végétation).	198
5.2	: TEV mesurées au niveau de la station 4 (sans végétation).....	199
5.3	: TEV mesurées au niveau de la station 7 (avec végétation).	200
5.4	: TEV mesurées au niveau de la station 8 (sans végétation).....	201
5.5	: TEV mesurées à la profondeur de 10 cm dans les quatre couples de stations à l'étude.....	204
5.6	: Matière organique présente dans le recouvrement monocouche avec végétation.....	205
5.7	: ETR journalières évaluées aux stations 1 et 2 et calculées à l'aide de la méthode ARTS et du modèle SWB pendant le mois de Juillet 2016.	210
5.8	: ETR journalières évaluées aux stations 3 et 4 et calculées par la méthode ARTS et le modèle SWB pendant le mois de Juillet 2016.	210
5.9	: ETR journalières évaluées aux stations 5 et 6 à l'aide de la méthode ARTS et du modèle SWB pendant le mois de Juillet 2016.	211
5.10	: ETR journalières évaluées aux stations 7 et 8 calculées à l'aide de la méthode ARTS et du modèle SWB pendant le mois de Juillet 2016.	211
5.11	: ETR journalière évaluée aux stations 1 et 2 à l'aide de la méthode de FAO-56 PM et le modèle SWB.	213
5.12	: ETR journalière évaluée aux stations 3 et 4 à l'aide de la méthode de FAO-56 PM et le modèle SWB.	214
5.13	: ETR journalière évaluée aux stations 5 et 6 à l'aide de la méthode de FAO-56 PM et le modèle SWB.	214
5.14	: ETR journalière évaluée aux stations 7 et 8 à l'aide de la méthode de FAO-56 PM et le modèle SWB.	215
5.15	: TEV à la profondeur de 10 cm aux stations 1 et 2 durant le mois de juillet 2016.	216

5.16	: Granulométries du recouvrement monocouches à la profondeur de 10 cm dans les huit stations de mesure.	217
5.17	: Bilans hydriques calculés aux stations 1 et 2, en prenant en considération le ruissellement.	223
A.1	TEV mesurées au niveau de la station 3.	246
A.2	: TEV mesurées au niveau de la station 4.	247
A.3	: TEV mesurées au niveau de la station 5.	247
A.4	: TEV mesurées au niveau de la station 6.	248
A.5	: TEV mesurées au niveau de la station 7.	248
A.6	: TEV mesurées au niveau de la station 8.	249
A.7	: Succions mesurées au niveau de la station 3.	249
A.8	: Succions mesurées au niveau de la station 4.	250
A.9	: Succions mesurées au niveau de la station 5.	250
A.10	: Succions mesurées au niveau de la station 6.	251
A.11	: Succions mesurées à la station 7.	251
A.12	: Succions mesurées à la station 8.	252
A.13	: Profondeur de la nappe par rapport au sol dans la pointe filtrante 2 (stations 3 et 4).	252
A.14	: Profondeur de la nappe par rapport au sol dans les pointes filtrantes 3 (stations 5 et 6) et 4 (stations 7 et 8).	253
B.15	: ETP horaire calculée par la méthode FAO 56 PM dans les parties avec et sans végétation du parc 2 du site Manitou, pendant une année (Octobre 2015 à Septembre 2016).	254
B.16	: ETP horaire calculée par le modèle ARTS dans les stations 1 et 2, pendant une année (Octobre 2015 à Septembre 2016).	255
B.17	: ETP horaire calculée par le modèle ARTS dans les stations 3 et 4, pendant une année (Octobre 2015 à Septembre 2016).	255
B.18	: ETP horaire calculée par le modèle ARTS dans les stations 5 et 6, pendant une année (Octobre 2015 à Septembre 2016).	256

B.19	: ETP horaire calculée par le modèle ARTS dans les stations 7 et 8, , pendant une année (Octobre 2015 à Septembre 2016).....	256
B.20	: ETP mensuelle calculée par la méthode de Thornthwaite, , pendant une année (Octobre 2015 à Septembre 2016).....	257
C.21	: Courbe de calibration des sondes de TEV pour la station 4.....	258
C.22	: Courbe de calibration des sondes de TEV pour la station 5.....	258
C.23	: Courbe de calibration des sondes de TEV pour la station 7.....	259
C.24	: Courbe de calibration des sondes de TEV pour la station 8.....	259

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 : Principaux travaux de recherche portant sur la technique de la nappe phréatique surélevée avec recouvrement monocouche (Éthier, 2018).	7
2.1 : Principales composantes du BH influencées par la végétation	78
2.2 : Quelques travaux portant sur l'impact de la végétation sur les recouvrements utilisés pour la restauration des sites miniers	78
2.3 : Valeurs d'albédo (Environnement Canada, 2013).....	86
2.4 : Paramètres d'entrée et de sortie des formules de calcul de l'ETP.....	107
3.1 : Caractéristiques des quatre transects réalisés sur le site.	115
3.2 : Taux de recouvrement de chaque espèce par transect.	116
3.3 : épaisseur du recouvrement monocouche dans les huit stations de mesure.	119
3.4 : Équations de calibration des sondes utilisées pour les mesures des TEV .	123
3.5 : Caractéristiques du mini-diver (Schlumberger Water Services, 2014).	126
3.6 : Valeurs de la porosité pour les différentes profondeurs	133
3.7 : Profondeurs des carottes utilisées pour le prélèvement des racines	143
3.8 : Travaux de terrain et de laboratoire pour caractériser le recouvrement et la végétation au niveau des huit stations du parc 2 du site Manitou.....	145
4.1 : Paramètres granulométriques du matériau du recouvrement monocouche.	154
4.2 : Densité relative des grains des résidus miniers Goldex.....	155
4.3 : Surface spécifique des résidus Goldex miniers en m ² /g.....	156

4.4	: Conductivité hydraulique saturée des résidus miniers Goldex à la station 6.	157
4.5	: Paramètres des CRE expérimentales des résidus Goldex à la station 6. ...	159
4.6	: Biomasse aérienne totale de la végétation présente dans les quatre stations avec végétation du parc 2 du site Manitou.	160
4.7	: Distribution des biomasses aériennes des espèces végétales dans les quatre stations avec végétation, mesurées par la méthode directe.....	162
4.8	: LAI des quatre stations avec végétation évalué par la méthode destructive.	163
4.9	: Profondeurs maximales des racines dans les quatre stations avec végétation.	165
4.10	: Paramètres des racines dans les quatre stations avec végétation en surface (profondeur 0 à 10 cm).	166
4.11	: Paramètres des racines dans les quatre stations avec végétation en profondeur (profondeur > 10 cm).	166
4.12	: TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 1.	172
4.13	: TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 2	172
4.14	: TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 3	173
4.15	: TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 4	173
4.16	: TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 5	174
4.17	: TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 6	174
4.18	: TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 7	175
4.19	: TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 8	175
4.20	: Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 1.....	178

4.21	: Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 2.....	179
4.22	: Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 3.....	179
4.23	: Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 4.....	180
4.24	: Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 5.....	180
4.25	: Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 6.....	181
4.26	: Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 7.....	181
4.27	: Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 8.....	182
4.28	: Bilan hydrique annuel (Octobre 2015 à Septembre 2016) des stations 1 et 2.	187
4.29	: Infiltration calculée au mois de juillet 2016 dans les huit stations.	188
4.30	: Stockage en eau dans le sol calculé au mois de juillet 2016 dans les huit stations.	188
4.31	: ETR calculé par la méthode du BH au mois de Juillet 2016 dans les huit stations.	188
4.32	: ETR annuelle (mm) calculée par la méthode de FAO-PM et le modèle SWB par station.....	192
4.33	: ETR annuelle (mm) calculée par le modèle ARTS et le modèle SWB par station.....	194
5.1	: Comparaison entre les stations avec végétation	202
5.2	: ETP annuelle calculée pour les stations 1 et 2 et en utilisant trois méthodes différentes.	207
5.3	: ETR mensuelles calculées à l'aide de la méthode ARTS et le modèle SWB pendant le mois de Juillet 2016 dans les huit stations.	212
5.4	: ETR mensuelle calculée par la méthode de FAO-56 PM et le modèle SWB. durant le mois de Juillet 2016.	218
5.5	: ETR annuelle (mm) calculée au niveau des stations 1 et 2.	219
5.6	: Évaluation du ruissellement annuel pour différentes intensités de précipitations journalières.....	221
5.7	: ETR annuelle calculée avec la méthode du BH pour différentes valeurs de ruissellement.	222

5.8 : ETR annuelle (Octobre 2015 à Septembre 2016) calculée avec la méthode
du BH au niveau des stations 1 et 2 en prenant en considération le
ruissellement. 222

LISTE DES LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

ARTS	: air relative humidity two based source model
BH	: bilan hydrique
CRE	: courbe de rétention d'eau
DMA	: drainage minier acide
DL	: longueur de la journée (h j-1)
e_a	: pression de vapeur effective de l'air (kPa)
e_s	: pression de vapeur saturée de l'air (kPa)
e_r	: pression de vapeur moyenne à la température du point de rosée
ETR	: évapotranspiration réelle (mm)
ETP	: évapotranspiration potentielle (mm)
F	: % heures d'ensoleillement annuelles
G_a	: conductance aérodynamique
G_s	: conductance de surface
I	: indice annuel
K	: correctif fonction de la durée d'éclairement
LAI	: leaf area index
n	: durée d'insolation (en heures)
N	: durée possible d'insolation (en heures)
NPS	: nappe phréatique surélevée

FAO	: food and agriculture organization
R_g	: rayonnement net « onde courte » ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$)
R_n	: rayonnement net, quantité d'énergie radiative disponible à la
R_s	: rayonnement solaire ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$)
R_0	: rayonnement incident ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$)
R_r	: rayonnement réfléchi ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$)
R_b	: rayonnement net de grande longueur d'onde ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$)
R_{s0}	: rayonnement incident ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$)
R_a	: rayonnement extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$)
RH	: humidité relative de l'air (%)
RH_{max}	: humidité relative journalière maximale de l'air (%)
RH_{min}	: humidité relative journalière minimale de l'air (%)
r_s	: résistance de surface stomatique ($=69 \text{ s m}^{-1}$)
r_a	: résistance aérodynamique (s m^{-1})
SWB	: soil water balance
T_{mp}	: température moyenne pour la période de calcul ($^{\circ}\text{C}$)
T_m	: température moyenne ($^{\circ}\text{C}$)
T_{max}	: température journalière maximale ($^{\circ}\text{C}$)
T_{min}	: température journalière minimale ($^{\circ}\text{C}$)
T_a	: température de l'air ($^{\circ}\text{C}$)
T_s	: température de surface estimée à distance ($^{\circ}\text{C}$)
T_r	: température au point de rosée ($^{\circ}\text{C}$)
T_h	: température à l'altitude h ($^{\circ}\text{C}$)

TEV	: teneur en eau volumique
U	: vitesse du vent (m s-1)
u_z	: vitesse du vent moyenne sur 24h à z mètres de hauteur (m s-1)
z	: élévation au-dessus du niveau de la mer (m) ;
z_m	: hauteur de mesure de la vitesse du vent (m) ;
z_h	: hauteur de mesure de l'humidité (m) ;
ϵ	: émissivité ≈ 1
σ	: constante de Stefan Boltzman(= $1.17.10^{-7}$ cal/cm ² °K ⁴ J)
Δ	: pente de la courbe de pression de vapeur (kPa °C-1)
λ	: chaleur latente de vaporisation (MJ kg-1)
ρ	: densité de l'eau (1g/cm ³)
α	: coefficient de réflexion ou d'albédo.
γ :	: constante psychrométrique (kPa °C-1)

RÉSUMÉ

En raison de la production du drainage minier acide, le site Manitou situé près de Val-d'Or a contribué depuis plus d'une trentaine d'années à la contamination du bassin versant de la rivière Bourlamaque (Bussière et al. 2009). Une partie de ce site, qui correspond au parc à résidus 2, a été restaurée durant l'année 2009, à l'aide d'un recouvrement de type monocouche avec nappe phréatique surélevée, pour constituer une barrière à l'oxygène. Le fonctionnement de cette barrière repose sur la capacité de la partie inférieure de la monocouche à rester saturée ou proche de la saturation en eau en tout temps. Après la mise en place de ce recouvrement, constitué de résidus de concentrateur non acidogènes, une partie du parc a été revégétalisée avec un ensemencement herbacé durant 2010. Or la végétation modifie le bilan hydrique du substrat où elle se développe, en prélevant de l'eau ensuite perdue par transpiration.

Afin de mieux comprendre l'impact de la végétation sur le fonctionnement de ce recouvrement, le bilan hydrique du parc 2 a été étudié dans les deux parties du parc à résidus, avec et sans végétation, dans le but d'évaluer l'évapotranspiration (ET). Pour cette évaluation, huit stations de mesure ont été mises en place sur le parc 2 du site Manitou, dont quatre dans la partie avec végétation, et quatre dans la partie sans végétation. Ces stations ont été équipées de sondes pour mesurer les teneurs en eau volumiques et les succions dans le profil de la monocouche. En plus, quatre pointes filtrantes ont été installées sur le parc 2, pour mesurer le niveau de la nappe phréatique. Par ailleurs, des mesures de biomasse aérienne, de LAI, et des paramètres racinaires des espèces végétales présentes sur les quatre stations avec végétation, ont été évalués. Ces mesures ont été utilisées pour évaluer le bilan hydrique, pour une année (Septembre 2015-Octobre 2016), et en déduire l'évapotranspiration réelle (ETR).

L'évapotranspiration potentielle (ETP) a aussi été calculée avec la méthode de FAO PM-56 et la méthode ARTS, à partir des données climatiques de la station météorologique de Val-d'Or. Ensuite, les ETP ont été converties en ETR, avec le modèle SWB (Soil Water Balance), en utilisant les données de terrain (teneur en eau volumique et précipitations).

Les résultats de ces investigations ont montré que le parc 2 du site Manitou présente une grande variabilité de la granulométrie du recouvrement monocouche, ainsi qu'une hétérogénéité dans la distribution de la végétation entre les différentes stations de mesure, cela entraîne une variabilité des paramètres de la végétation mesurés, entre les quatre stations avec végétation.

Les mesures des teneurs en eau volumiques (TEV) dans les huit stations montrent que, à faible profondeur (10 et 25 cm), la végétation augmente les TEV dans le recouvrement, alors qu'à moyenne profondeur (40 cm et 55 cm), la végétation baisse les TEV dans le recouvrement et augmente sa variabilité avec le temps, sauf dans la station 3, où les TEV sont plus élevées par rapport à la station 4, à cause de la granulométrie fine des matériaux du recouvrement à cette station, qui permet une rétention d'eau plus élevée. À grande profondeur (à partir de 100 cm), les TEV sont constantes durant toute la période de mesure, et ne sont pas influencées par la végétation. La végétation influence le phénomène de gel-dégel. Le gel atteint de plus grandes profondeurs au niveau des stations avec végétation (40 cm de profondeur), mais la durée du gel est plus réduite au niveau de ces stations. Le gel est ralenti et le dégel est accéléré dans les stations avec végétation. La végétation augmente également les succions dans le recouvrement (autour de 4kPa), sauf à la profondeur de 142 cm. Le niveau de la nappe est à l'intérieur du recouvrement monocouche durant l'automne et le printemps, tandis que durant l'hiver et l'été, il se situe à la limite entre le recouvrement monocouche et les résidus Manitou.

Le bilan hydrique du recouvrement monocouche montre que la végétation a baissé le stockage en eau d'environ 1,6% des précipitations (P), a diminué le ruissellement d'environ 9,7% de P et a augmenté l'ETR d'environ 11% de P. La méthode du BH a permis d'évaluer l'ETR correctement, notamment en présence de la végétation, la différence avec les ETR calculées par la méthode de Thornthwaite est de 2% de P en présence de la végétation, et 14% en absence de la végétation. La prise en considération du ruissellement dans le calcul du bilan hydrique a baissé l'ETR d'environ 5% de P, dans la zone avec végétation, et 14% de P dans la zone sans végétation. Les différences observées entre les stations avec végétation et celles sans végétation peuvent être dues, outre la végétation, à la variation de la granulométrie des résidus de Goldex.

La comparaison des méthodes analytiques utilisées pour évaluer l'ETP montre que la méthode FAO56-PM a donné des ETP différentes de la méthode de Thornthwaite de 6,3% de P, pour la station avec végétation, et de 3,2% de P pour la station sans végétation, alors que les ETP calculées avec le modèle ARTS sont différentes de la méthode de Thornthwaite de 9,3% de P pour la station avec végétation, et de 27,4% de P pour la station sans végétation. On a conclu que la méthode FAO56-PM a permis d'estimer correctement l'ETP pour cette étude, tandis que le modèle ARTS a sous-estimé l'ETP de la zone sans végétations. Quant à l'ETR calculée, avec les deux méthodes analytiques combinées au modèle SWB, dans les deux parties du site, avec et sans végétation, les résultats montrent que la méthode FAO56-PM a donné des ETR différentes de la méthode de Thornthwaite de 8% de P en présence de la végétation, et de 11% de P en absence de la végétation, alors que les ETR calculées avec le modèle ARTS sont différentes de la méthode de Thornthwaite de 20% de P en présence de la végétation, et de 34 % de P en absence de la végétation. Ainsi, la méthode FAO56-PM a été retenue pour évaluer l'ETR dans cette étude. Il s'est avéré, donc, que l'ETP est plus élevée dans la partie avec végétation d'environ 9,5% de P, par rapport à la partie sans végétation et que, l'ETR est plus élevée dans la partie avec végétation de 3% jusqu'à 11,4% de P.

Mots-clés

Recouvrement monocouche avec nappe phréatique surélevée, impact de la végétation, bilan hydrique, évapotranspiration, site minier Manitou.

ABSTRACT

Due to the acid mine drainage production, the abandoned Manitou mine site, located near the Val-d'Or town, has contributed to the contamination of the Bourlamaque River watershed for more than 30 years. Part of this site, which corresponds to tailing storage facilities 2 (TSF- 2), was reclaimed in 2009 with a monolayer cover with an elevated water table (EWT) to provide an oxygen barrier. The functioning of this barrier relies on the ability of the lower portion of the monolayer to remain saturated or near water saturation at all times. Following the installation of this cover, made of non-acid generating tailings from the Goldex mine, a part of the TSF- 2 has been revegetated with herbaceous plants during 2010. Vegetation modifies the water budget of the substrate where it grows, taking water that is then lost through transpiration.

In order to better understand the impact of vegetation on the functioning of this cover, the water budget for TSF-2 was studied in both parts of TSF, with and without vegetation, in order to assess evapotranspiration (ET). For this assessment, eight experimental cells were installed in the TSF-2, in vegetated (4) and non-vegetated (4) areas. These experimental cells were equipped with sensors for volumetric water content (VWC) and suction measurement in the monolayer profile. Four well points were installed in the TSF-2 to evaluate the water table level. Furthermore, measurements of above-ground biomass, LAI, and root parameters of plant species present at the four stations with vegetation were evaluated. These measurements were used to assess the water budget for one year (September 2015-October 2016) and to deduce the actual evapotranspiration (AET). Potential evapotranspiration (PET) was also calculated using the FAO PM-56 method and the ARTS method, based on climate data from the Val-d'Or weather station. Then, the PET were converted to AET with the

SWB (Soil Water Balance) model, using field data (volumetric water content and precipitation).

The results of these investigations showed that TSF-2 of the Manitou site shows a high variability in the grain size of the monolayer cover, as well as a heterogeneity in the distribution of vegetation across the different experimental cells, which leads to a variability in the vegetation parameters measured across the four stations with vegetation.

VWC measurements at the eight experimental cells show that, at shallow depths (10 and 25 cm), vegetation increases the VWC in the cover, while at medium depths (40 cm and 55 cm), vegetation decreases the VWC in the cover and increases its variability over time, except at cell 3, where the VWC is higher than at station 4, due to the fine grading of the cover material at this cell, which allows for higher water retention. At great depths (from 100 cm upwards), VWC are constant throughout the measurement period and are not influenced by vegetation. Vegetation influences the freeze-thaw phenomenon, freezing reaches greater depths at experimental cells with vegetation (40 cm deep), but the duration of freezing is shorter at these cells. Freeze-up is slowed and thaw is accelerated at vegetated experimental cells. Vegetation also increases suctions in the cover (around 4kPa), except at the 142 cm depth. The water table level remains within the monolayer cover throughout the year, even during the summer.

The water budget (WB) of the monolayer cover shows that vegetation decreased water storage by about 1,6% of precipitation (P), decreased runoff by about 9,7% of P and increased AET by about 11% of P. The WB method was able to estimate AET correctly, especially in the presence of vegetation, the difference with AET calculated by the Thornthwaite method is 2% of P in the presence of vegetation, and 14% of P in the absence of vegetation. The inclusion of runoff in the water budget calculation reduced the AET by about 5% of P in the vegetated area and 14% of P in the non-vegetated area. The differences observed between the vegetated and non-vegetated

stations may be due, in addition to the vegetation, to the variation in the grain size of the Goldex tailings.

Comparison of the analytical methods used to assess PET shows that the FAO56-PM method yielded PET different from the Thornthwaite method by 6,3% P for the vegetated area and 3.2% P for the non-vegetated area, whereas the PET calculated with the ARTS model are different from the Thornthwaite method by 9,3% P for the vegetated station and 27,4% P for the unvegetated station. It was concluded that the FAO56-PM method correctly estimated the PET for this study, while the ARTS model underestimated the PET for the non-vegetated area. As for the AET calculated with the two analytical methods combined with the SWB model in both parts of the site, with and without vegetation, the results show that the FAO56-PM method gave AET different from the Thornthwaite method by 8% P in the presence of vegetation, and 11% of P in the absence of vegetation, whereas the AET calculated with the ARTS model differed from the Thornthwaite method by 20% P in the presence of vegetation, and 34% P in the absence of vegetation. Hence, the FAO56-PM method was used to estimate AET in this study. It was found, therefore, that the PET is higher in the vegetated part by about 9.5% P, compared to the part without vegetation, and the AET is higher in the vegetated part by 3% up to 11.4% P.

Keywords:

Monolayer cover with elevates water table, impact of vegetation, water budget, evapotranspiration, mine site Manitou.

CHAPITRE I

INTRODUCTION GÉNÉRALE

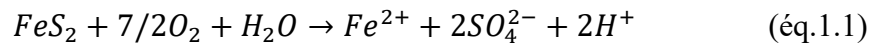
L'industrie minière constitue l'un des secteurs économiques les plus importants au Canada. Elle consiste à extraire les roches contenant des métaux à valeurs commerciales, les broyer et les traiter afin de concentrer ces métaux. Ce processus de traitement génère une importante quantité de rejets liquides et solides qu'il faut gérer de façon adéquate afin de limiter leur impact sur l'environnement en raison des instabilités physiques et chimiques qui peuvent survenir. Parmi les instabilités chimiques liées à l'entreposage de rejets de concentrateur on peut citer le phénomène de drainage minier acide (DMA) qui est considéré comme l'un des problèmes auquel fait face l'industrie minière et qui constitue l'un de ces défis environnementaux les plus importants.

Dans ce chapitre, on présente brièvement la problématique du DMA et les différentes méthodes utilisées pour limiter sa production en focalisant essentiellement sur le recouvrement monocouche avec nappe phréatique surélevée (NPS). Ensuite, on présente la problématique du projet de recherche, suivie par l'objectif visé, et enfin la structure du document est présentée.

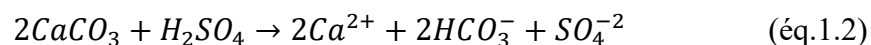
1.1 Drainage minier acide

Lorsque le rejet minier contient des minéraux sulfureux, tels que la pyrite et la pyrrhotite, ces derniers peuvent s'oxyder au contact de l'eau et de l'air et générer de

l'acide sulfurique comme le montre la réaction suivante qui illustre l'oxydation de la pyrite (Kleinmann et al. (1981) :



La nature de ces minéraux sulfureux et leur quantité définissent le pouvoir générateur d'acide d'un rejet minier. Mais ce rejet peut contenir aussi des minéraux acidivores qui vont neutraliser l'acide généré par l'oxydation des minéraux sulfureux ; la réaction de neutralisation de l'acide sulfurique par la calcite est illustrée par l'équation suivante (Aubertin et al., 2002) :



La quantité de ces minéraux neutralisants et leur capacité à neutraliser l'acidité définissent le pouvoir neutralisant d'un rejet minier sulfureux. Lorsque le pouvoir générateur d'acide est supérieur au pouvoir neutralisant du rejet minier, le drainage minier acide (DMA) est produit entraînant ainsi une baisse du pH et une augmentation de la solubilité des métaux. Le DMA peut contaminer le sol, l'eau, la faune et la flore et de ce fait il est nécessaire de prendre les mesures adéquates afin de limiter sa production voire même son inhibition.

1.2 Restauration des parcs à résidus

Pour remédier aux impacts environnementaux liés à la génération du DMA dans les parcs à résidus, différentes méthodes de restauration ont été élaborées. Parmi lesquelles on trouve les méthodes de prévention qui consistent à empêcher la réaction d'oxydation de se produire en éliminant l'une des trois composantes de cette réaction à savoir: les sulfures, l'eau ou l'oxygène (Aubertin et al., 2002).

- Exclusion des sulfures

Cette méthode consiste à retirer les sulfures des rejets à l'usine de concentration du minerai afin de réduire le potentiel de génération du DMA. Cela peut se faire par flottation des sulfures et par les méthodes gravimétriques (Benzaazoua & Bussière, 1999 ; Benzaazoua et al., 2000 ; Benzaazoua et al., 1998 ; Benzaazoua & Kongolo, 2003 ; Bussière et al., 1995).

- Exclusion de l'eau

Cette méthode consiste à réduire les apports en eau en empêchant l'infiltration de celle-ci afin d'éliminer la production du DMA. Ainsi des barrières imperméables sont construites à partir de matériaux à faible conductivité hydraulique (sols naturels ou matériaux synthétiques) (Aubertin et al., 1996 ; Koerner, 2012 ; MEND & Aubertin, 1995 ; Oakley, 1987).

- Exclusion de l'oxygène

En climat humide, on vise à empêcher la migration de l'oxygène vers les résidus réactifs, en gardant ces derniers saturés en eau (Aubertin et al., 2002). Pour se faire, les barrières à l'oxygène sont utilisées. Celles-ci sont considérées comme les plus efficaces en climat humide pour la restauration des sites miniers générateurs du DMA. Elles consistent à limiter la migration d'oxygène en maintenant l'une des couches du recouvrement ou les résidus réactifs à un haut degré de saturation en eau. En raison de la faible diffusion de l'oxygène dans un milieu saturé, le flux d'oxygène est très limité, empêchant ainsi l'oxydation des minéraux sulfureux et par conséquent la génération du DMA (Mbonimpa et al., 2003). Dans ces barrières à l'oxygène on distingue les recouvrements en eau, les recouvrements avec effet de barrière capillaire et le recouvrement monocouche avec nappe phréatique surélevée. C'est cette dernière qui sera détaillée dans la section suivante.

1.3 Recouvrement monocouche avec nappe phréatique surélevée

La technique du recouvrement monocouche avec nappe phréatique surélevée (NPS) consiste à créer et à maintenir une nappe phréatique afin de conserver les résidus miniers générateurs d'acide à un haut degré de saturation ; cette saturation permet de réduire la diffusion d'oxygène vers les minéraux sulfureux et donc la formation de DMA est inhibée. En effet la solubilité de l'oxygène dans l'eau est relativement faible, et son coefficient de diffusion effectif dans l'eau est environ 10^4 fois plus faible que celui dans l'air (Mbonimpa et al., 2003).

Pour maintenir les résidus miniers saturés en eau, ceux-ci sont déposés dans un parc comportant une fondation et des digues imperméables (Figure 1-1). Le niveau de la nappe phréatique est maintenu à une profondeur équivalente à la moitié de la pression d'entrée d'air des résidus frais (Ouangrawa et al., 2005). Les résidus sont ensuite couverts d'un recouvrement monocouche de granulométrie grossière ou fine et qui vise à limiter l'érosion des rejets, réduire le ruissellement, empêcher la remontée d'eau contaminée provenant du parc (Aubertin, Bussière, Joanes, et al., 1999) et réduire l'évaporation et/ou augmenter l'infiltration (Dagenais, 2005).

Le niveau de la nappe phréatique est contrôlé en (MEND, 1996):

- Modifiant le bilan hydrique.
- En augmentant la capacité de rétention des résidus.
- En diminuant l'écoulement horizontal des eaux souterraines.

Le rôle du recouvrement monocouche varie dépendamment des caractéristiques des matériaux qui le constituent :

- Si les matériaux du recouvrement sont fins, leur faible conductivité hydraulique ainsi que leur capacité de stockage leur permettent d'agir comme barrière à l'infiltration de l'eau vers les résidus, ainsi ils stockent cette eau et la libèrent par la suite par

évapotranspiration (Sarsby, 1998). Ce type de recouvrement est conseillé lorsque le niveau de la nappe phréatique est bas (Dobchuk et al., 2013).

- Si le recouvrement est fait de matériaux grossiers, il permet de limiter l'évapotranspiration et protège l'altération de la surface sous l'effet des racines et l'effet des cycles de gel-dégel (Dobchuk et al., 2013 ; Ouangrawa et al., 2007).

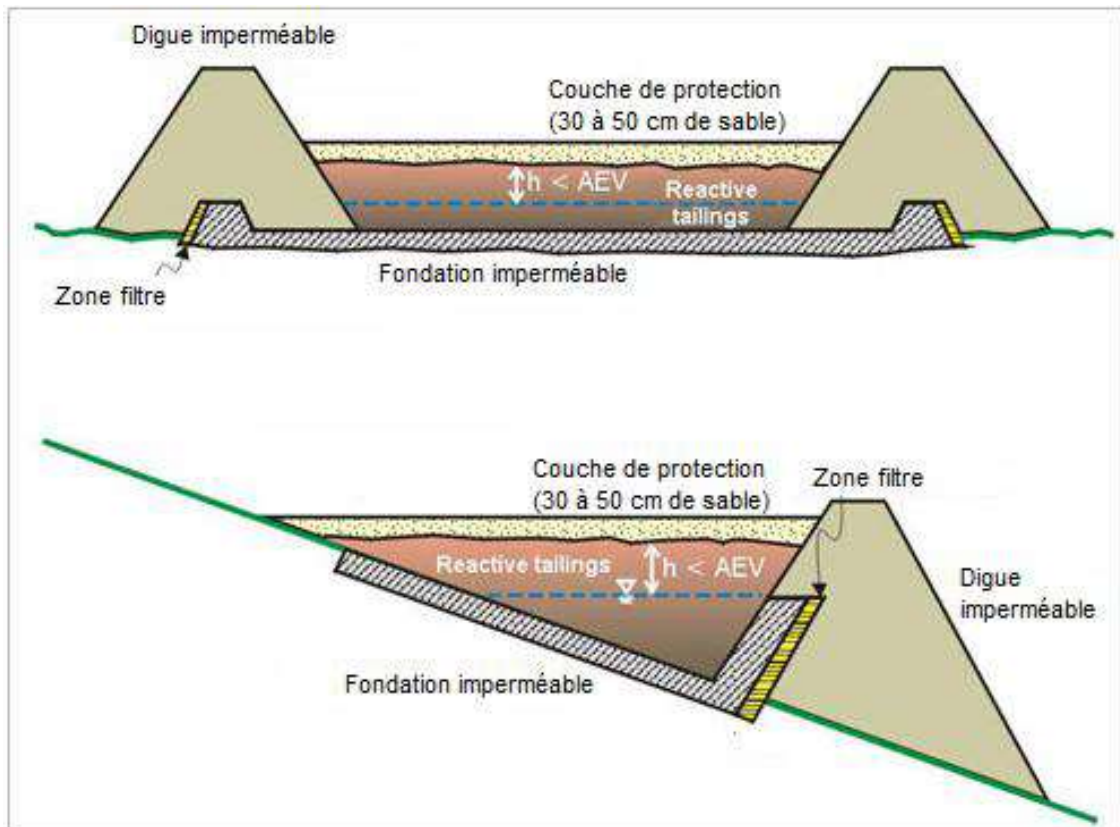


Figure 1.1 : **Modèles conceptuels de la nappe phréatique surélevée dans des résidus réactifs pour contrôler la génération du DMA (modifié de Aubertin, Bussière, Joanes, et al. (1999)).**

La méthode de la NPS permet de réduire les risques d'érosion, de bris de digue, de formation de glace en surface et le long des digues et les débordements en crête. Elle engendrerait aussi des coûts de mise en place et d'entretien plus faibles qu'un

recouvrement en eau et qu'un recouvrement multicouche. Ouangrawa et al. (2009) ont montré qu'une nappe suffisamment élevée permet une efficacité équivalente à celle d'autres méthodes de restauration (recouvrements en eau et CEBC) et ce pour des résidus encore frais (non oxydés).

Les principaux travaux de recherche portant sur la technique de la nappe phréatique surélevée sont présentés au tableau 1-1.

Tableau 1.1 : Principaux travaux de recherche portant sur la technique de la nappe phréatique surélevée avec recouvrement monocouche (Ethier, 2018).

Auteur	Méthodes employées	Paramètres variés	Principaux résultats ou constats
SENES (1996)	Description du concept général	N/A	Approches proposées pour instaurer une NPS en place sur des parcs à résidus
Orava et al. (1997)	Description du concept et d'une application	N/A	Approches proposées pour instaurer une NPS dans une fosse sur des rejets miniers et description d'une application
Aubertin et al. (1999b)	Schéma et mise par écrit des avancées des connaissances avec résultats d'essais en	N/A	Alternative proposée suite aux essais en colonne sur les résidus Manitou : Nappe perchée et couverture monocouche

Auteur	Méthodes employées	Paramètres variés	Principaux résultats ou constats
	colonne sur des résidus exposés		
Dobchuk (2002), Dobchuk et al. (2013)	Couverture de 1,0 à 1,5 m de résidus désulfurés sur une portion d'un parc à résidus à Detour Lake	Aucun	La profondeur du niveau phréatique exerce le principal contrôle sur le flux d'oxygène. Les plus faibles saturations et plus hauts flux d'oxygène sont retrouvés aux endroits où le niveau phréatique est le plus bas et où le recouvrement est le plus grossier. Une nappe phréatique trop basse ne permet pas de réduction substantielle du flux d'oxygène sur la totalité du site.

Auteur	Méthodes employées	Paramètres variés	Principaux résultats ou constats
Dagenais (2005), Dagenais et al. (2001, 2002, 2006, 2012)	8 colonnes de résidus avec couverture de sable Simulations avec SoilCover (14)	Niveaux phréatiques (-0,7 à -1,9 m) Teneurs en sulfures (Lorraine 0,2 %S, Aldermac 25,2 %S et Solbec-Cupra mélangé à Manitou 9,06%S) Épaisseur de la couverture (7,5 ou 50 cm) Granulométrie des résidus Granulométrie du recouvrement	Grande influence du niveau phréatique, de l'évaporation et des teneurs en sulfures sur l'efficacité à contrôler le DMA. Une plus grande désaturation se produit dans un recouvrement fin après 60 jours de drainage

Auteur	Méthodes employées	Paramètres variés	Principaux résultats ou constats
		Évaporation potentielle Épaisseur du recouvrement (0 à 1 m) Niveau phréatique (0 à -3 m)	
Ouangrawa (2007), Ouangrawa et al. (2006, 2009, 2010)	Colonnes de résidus frais recouverts de 20 cm de sable Simulations avec Min3P	Niveaux phréatiques (-1,75 et -0,55 m) Composition minéralogique (résidus Louvicourt et mélanges de ces résidus avec des résidus Sigma et du sable)	Efficacité à contrôler le DMA si la profondeur de la nappe $\leq 0,5\psi_a$ et la saturation des résidus $\geq 90\%$. Un faible k_{sat} des résidus augmente la performance de la technique en ralentissant la désaturation par drainage. La composition minéralogique n'a pas un effet significatif tant que les

Auteur	Méthodes employées	Paramètres variés	Principaux résultats ou constats
			résidus demeurent suffisamment saturés ($\geq 90\%$).
Demers (2008), Demers et al. (2008a, 2008b, 2009)	11 colonnes de résidus Doyon avec recouvrements de résidus désulfurés	Teneurs en sulfures du recouvrement (0,25 ou 1,25 %S) Épaisseur de la couverture (0,5 ou 1 m) Niveaux phréatiques (0 et -1,3 m)	Grande influence du niveau phréatique, influence de l'épaisseur du recouvrement. Une faible teneur en sulfures du recouvrement permet de réduire les flux d'oxygène à la base du recouvrement à court terme. Une couche grossière en surface (sable) protège le recouvrement d'une évaporation excessive durant les périodes sèches.
	15 scénarios d'analyse numérique (Vadose/W) avec conditions terrain	Teneurs en sulfures du recouvrement (0,3, 0,6 ou 0,8 %S)	

Auteur	Méthodes employées	Paramètres variés	Principaux résultats ou constats
		<p>Épaisseur de la couverture (0,5, 0,75 ou 1 m)</p> <p>Niveaux phréatiques (0, -0,75 et -1,5 m)</p> <p>Conditions climatiques</p>	
Cosset (2009), Cosset et al. (2010)	4 colonnes avec résidus Selbaie et recouvrement de 30 cm de moraine	Granulométrie et teneur en sulfures (1,5 et 4,18%) des rejets	L'épaisseur du recouvrement n'a pas d'effet significatif sur le comportement du système. Les propriétés hydriques du recouvrement (fin vs grossier) ont peu d'impact sur le comportement des rejets, mais peuvent produire un impact significatif sur celui du recouvrement. La profondeur de la
	13 études de cas numériques (SEEP/W)	<p>Épaisseur de la couverture (0,3, 1 ou 2 m)</p> <p>Niveaux phréatiques (-1 à -15 m)</p>	

Auteur	Méthodes employées	Paramètres variés	Principaux résultats ou constats
		Granulométrie du recouvrement (très fine, fine, moyenne, grossière) Conditions climatiques	nappe a un effet marqué sur la teneur en eau des rejets.
Pabst (2011), Pabst et al. (2010, 2011a, 2011b, 2014, 2017a, 2017b)	4 colonnes de grandes dimensions avec résidus Manitou recouverts de 0,3-0,4 m de résidus Goldex et résidus Selbaie recouverts de 0,3-0,4 m de moraine	Aucun	Les configurations et paramètres utilisés des colonnes ne permettent pas le contrôle de la production de DMA. Des caractéristiques des résidus Manitou pré-oxydés empêchent la méthode de la NPS

Auteur	Méthodes employées	Paramètres variés	Principaux résultats ou constats
	<p>Simulations hydrogéologiques (Vadose/W)</p>	<p>Épaisseur de la couverture (1 à 4 m)</p> <p>Niveaux phréatiques (-1 à -6 m)</p> <p>Granulométrie et indices des vides des matériaux (tous)</p> <p>Conditions climatiques</p>	<p>d'être efficace avec une nappe à une profondeur inférieure à ½ AEV.</p> <p>Il y a désaturation du recouvrement avec des nappes plus profondes que 2 m sous la surface des résidus. Des recouvrements peu épais ne permettent généralement pas une bonne efficacité et la variation de l'épaisseur de la couverture a un effet limité. L'efficacité de la technique est fortement dépendante du niveau phréatique. La granulométrie des résidus réactifs a peu d'influence sur le comportement de la couverture, sauf si la nappe est très profonde.</p>
	<p>Modélisation de transport réactif (Min3P)</p>	<p>Niveaux phréatiques (-1 à -6 m)</p>	

Auteur	Méthodes employées	Paramètres variés	Principaux résultats ou constats
			Une couverture épaisse est moins sensible aux variations des conditions climatiques.
Bussière et al. (2008, 2009, 2011, 2012), Demers et al. (2013a)	13 colonnes avec résidus Manitou et recouvrements de résidus Goldex	Granulométrie des résidus et du recouvrement Teneur en sulfures des résidus (5,8 et 15,4 %S) Niveaux phréatiques (0, -0,5 et -1,9 m) Épaisseur de la couverture (0,5 à 1 m)	Impact majeur du niveau phréatique sur la performance, qui doit être à l'interface des résidus Manitou et Goldex pour arrêter la production de DMA. Léger impact de l'épaisseur du recouvrement lorsque la nappe phréatique est haute. La présence de rejets oxydés (avec sulfures épuisés) ou d'un amendement alcalin n'a pas eu d'impact significatif. L'évaporation

Auteur	Méthodes employées	Paramètres variés	Principaux résultats ou constats
		Présence de résidus oxydés Présence d'amendement alcalin sur les résidus	entraîne une désaturation du haut du recouvrement et affecte la performance du système.
Maqsooud et al. (2013, 2015)	Suivi de la nappe surélevée au site Aldermac recouvert de sable et gravier	N/A	Le comportement de la nappe surélevée est directement influencé par les conditions climatiques (apport de précipitation, perte par évaporation ou par drainage). Il y a une tendance à l'amélioration de la qualité d'eau souterraine. L'eau de surface sur le site demeure contaminée.

Auteur	Méthodes employées	Paramètres variés	Principaux résultats ou constats
Rey et al. (2016)	13 colonnes et avec résidus Doyon et recouvrements fait de résidus miniers	Matériau du recouvrement (résidus Goldex ou Westwood) Épaisseur de la couverture (0,5 et 1 m) Niveaux phréatiques (0 à 1 PEA)	Résultats préliminaires : forte influence du niveau phréatique et influence moindre de l'épaisseur du recouvrement. Un matériau grossier favorise davantage le maintien des résidus sulfureux à haute saturation, en particulier en période de sécheresse ; un matériau fin favorise la remontée capillaire et limite mieux les flux d'oxygène en période de bilan hydrique positif. Résultats à venir : influence des paramètres de conception (épaisseur du recouvrement ; granulométrie ; profondeur de la
	3 cellules de terrain	Matériau du recouvrement (résidus Goldex) Épaisseur de la couverture (0,5 m Goldex + 0,15 m graviers ; 1 m)	

Auteur	Méthodes employées	Paramètres variés	Principaux résultats ou constats
		Niveaux phréatiques (1/2 PEA ; 1 PEA) Granulométrie du recouvrement (27% silt et moins ; 73 % sable)	nappe) en contexte de sécheresse extrême (modélisation sur VADOSE/W).

1.4 Problématique et contexte

1.4.1 Performance des recouvrements monocouches avec NPS

L'efficacité de la NPS couplée à un recouvrement monocouche à réduire la génération du DMA a été démontrée par des travaux de terrain et de laboratoire, et les paramètres influençant son efficacité sont les suivants :

- Les propriétés hydrogéotechniques des résidus : pour maintenir les résidus situés au-dessus de la nappe saturés en eau, on utilise la notion de la remontée capillaire. Celle-ci dépend de la porosité du matériau de la zone non saturée et donc de sa granulométrie ; en effet, plus la granulométrie du sol est fine, plus la taille des pores est petite et donc plus la hauteur de remontée capillaire est grande (Hillel, 1998). Par ailleurs, une granulométrie fine implique une faible conductivité hydraulique saturée et une plus grande capacité de rétention capillaire, ce qui lui permet de conserver un degré de saturation plus élevé. Par contre, lorsque le matériau est grossier, il tend à se désaturer rapidement (Cosset & Aubertin, 2010) et donc à favoriser l'infiltration de l'eau vers les résidus, mais permettent de limiter l'évaporation en raison des effets de barrière capillaire. En général, une meilleure efficacité de la technique est obtenue pour des résidus ayant une granulométrie fine, et donc une faible conductivité hydraulique saturée et une pression d'entrée de l'air (AEV – pression à partir de laquelle le matériel commence à se dé-saturer) élevée. En général, la fraction fine des résidus miniers possèdent des propriétés hydriques (k_{sat} , AEV) favorables pour la rétention d'eau par capillarité (Dagenais, 2005) et donc pour la conception de la technique de la NPS.
- La profondeur de la nappe dans les rejets a une influence majeure sur le profil des teneurs en eau et sur la capacité du recouvrement à agir comme barrière à l'oxygène (Dagenais et al., 2006). En présence d'une nappe profonde, les rejets se désaturent facilement alors qu'avec une nappe suffisamment élevée, ils peuvent rester saturés. Le

niveau phréatique peut être contrôlé en limitant l'écoulement latéral de l'eau souterraine, en modifiant le bilan hydrique du parc à résidus ou en augmentant la capacité de rétention d'eau des rejets situés au-dessus de la nappe phréatique (Orava et al., 1997). Ainsi, Ouangrawa et al. (2007) a montré que l'évolution du pH et des concentrations en sulfates et en métaux est fonction du degré de saturation des rejets. Plus la nappe est profonde, plus le risque d'oxydation des rejets est élevé. Afin de garder les résidus saturés par capillarité, la profondeur de la nappe doit être inférieure à $\frac{1}{2}$ de l'AEV des résidus (Orava et al., 1997). Plus précisément, la profondeur de la nappe doit être inférieure à moins de 0,5 fois l'AEV du rejet afin de conserver les résidus miniers saturés (Demers et al., 2013 ; Ouangrawa et al., 2007). Pour les résidus oxydés, ce critère n'est pas suffisant pour assurer l'efficacité de la méthode à empêcher la génération du DMA (Pabst et al., 2017).

- La densité des résidus : des rejets plus denses présentant une faible porosité et une AEV élevée restent saturés plus longtemps (Ouangrawa et al., 2007).
- La minéralogie et la composition chimique du recouvrement ont peu d'influence sur l'efficacité de la technique lorsque les degrés de saturation restent élevés ($S_r > 85$ à 90%) (Ouangrawa et al., 2007). Si le recouvrement monocouche est constitué de résidus peu sulfureux, et le niveau de la nappe phréatique est bien contrôlé, la diffusion de l'oxygène peut être limitée, empêchant ainsi la génération du DMA (Ouangrawa et al., 2007).
- Le taux d'oxydation des résidus peut aussi influencer l'efficacité de la technique (Dagenais et al., 2006).
- L'épaisseur du recouvrement monocouche : n'a pas d'effet significatif sur la teneur en eau des rejets et son effet peut être considéré comme mineur sur le comportement du recouvrement (Cosset, 2009 ; Dagenais et al., 2006).

- Les propriétés hydriques du recouvrement ont peu d'impact sur le comportement des rejets, mais ils peuvent produire un impact significatif sur celui du recouvrement (Cosset, 2009 ; Dagenais, 2005). En effet, un matériau de recouvrement ayant une granulométrie fine peut conserver un degré de saturation plus élevé à cause de sa faible conductivité hydraulique saturée et de sa grande capacité de rétention capillaire, tandis qu'un recouvrement fait de matériau grossier aura tendance à se désaturer (Cosset, 2009 ; Dobchuk, 2002). Ainsi, lorsque la nappe phréatique est profonde dans le parc à résidus, il est recommandé d'utiliser un matériau fin comme recouvrement, cela lui permettra de rester saturé grâce à la formation d'un biseau capillaire si le résidu est plus grossier. Par contre, lorsque la nappe phréatique est moins profonde, le recouvrement doit permettre de réduire l'évaporation et doit donc être construit de matériau grossier qui se désature facilement (Cosset, 2009). En plus, il doit y avoir un contraste au niveau de la granulométrie et des propriétés hydrauliques entre le matériau du recouvrement et les résidus pour augmenter l'infiltration et réduire le ruissellement et l'évaporation (Dagenais, 2005 ; Sjoberg Dobchuk et al., 2003).

Pour effectuer un design adéquat des recouvrements monocouches à NPS, les différents paramètres discutés ci-dessus sont étudiés à travers des travaux de laboratoire et de terrain, en passant par une caractérisation des propriétés physiques, chimiques et hydrogéologiques des matériaux constituant le recouvrement. À partir de ces données, le recouvrement est conçu et validé dans un premier temps au laboratoire à l'aide de modèles physiques et à l'aide de la modélisation numérique.

1.4.2 Évaluation du BH et de l'ET des recouvrements monocouches avec NPS

La performance des NPS est évaluée principalement en mesurant directement la quantité d'eau dans le recouvrement et dans les rejets réactifs. Ensuite en estimant les flux de gaz qui traversent le recouvrement et qui sont consommés par les rejets générateurs de DMA. Cependant, la connaissance du comportement hydrogéologique

des recouvrements monocouches avec NPS nécessite d'évaluer les apports et les pertes en eau de ces systèmes, ce qui se fait notamment à travers le calcul du bilan hydrique. Celui-ci est généralement établi à partir de l'évaluation de ses différentes composantes.

L'une des composantes du bilan hydrique qui peut contribuer à la désaturation en eau du recouvrement monocouche et affecter son efficacité est l'évapotranspiration, notamment pendant la saison d'été et en présence de végétation sur le site à l'étude. Par conséquent, il est nécessaire d'évaluer cette composante du bilan hydrique de façon précise à partir de mesures de terrain en prenant en considération les particularités du site à l'étude.

Pour protéger le recouvrement de l'évapotranspiration excessive et augmenter ainsi sa performance, on peut avoir recours à une couche de protection, de nature grossière, tel qu'un sable, qui peut être placé au-dessus du recouvrement monocouche. Dans certains cas, comme le cas du site Manitou (près de la ville de Val-d'Or, Québec), cette couche de protection est absente, ce qui augmente les risques de désaturation du recouvrement par évapotranspiration, d'où l'importance de prendre en considération cette composante du bilan hydrique dans l'évaluation de la performance des recouvrements monocouches.

L'évaluation de l'évapotranspiration peut se faire par plusieurs méthodes, allant de simples équations analytiques aux modèles plus complexes prenant en considération différents paramètres météorologiques, mais aussi les paramètres du sol et de la végétation. Pour un même site d'étude, les résultats obtenus peuvent varier dépendamment de la méthode choisie et des paramètres d'entrée utilisés. D'où la question du choix des méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration.

Face à la nécessité d'établir le bilan hydrique du recouvrement monocouche placé sur le parc 2 du site Manitou, et d'intégrer l'évapotranspiration dans l'évaluation de la performance, cette étude a été entreprise. Celle-ci sera basée sur des mesures in situ,

afin d'obtenir des résultats représentatifs des conditions du terrain, qui pourront ensuite aider à bien comprendre le comportement hydrogéologique de ce type de recouvrements.

1.4.3 Prise en considération de la végétation dans l'évaluation du BH et de l'ET

Après la restauration des parcs à résidus, la végétation peut s'y installer de façon naturelle ou par ensemencement. Étant dépendante de l'eau pour vivre et en permanente interaction avec le sol et l'atmosphère, cette végétation peut influencer le bilan hydrique des recouvrements mis en place et par la même occasion affecter leur performance.

Cependant, les méthodes utilisées actuellement pour évaluer la performance des recouvrements monocouches n'intègrent pas l'effet de la végétation dans l'établissement du bilan hydrique, vu que ces études sont réalisées au début de l'installation des recouvrements et donc en absence de la végétation. Selon la littérature, aucun travail de recherche sur l'effet de la végétation n'a été réalisé pour les recouvrements monocouches avec NPS en climat tempéré, tel que celui du Québec.

Dans l'optique où l'on suspecte que la végétation pourrait influencer la performance des recouvrements monocouches avec NPS, il est primordial de mieux comprendre son impact au niveau des différentes composantes du bilan hydrique, notamment l'évapotranspiration, afin de passer à une deuxième phase de validation du fonctionnement des recouvrements monocouches avec NPS à long terme.

Pour cela, notre étude vise à mettre l'emphase sur l'évaluation du bilan hydrique à partir de mesures de terrain, et plus particulièrement l'évaluation de la composante de l'évapotranspiration en utilisant plusieurs méthodes. Cette étude vise d'une part à sélectionner la méthode la mieux adaptée pour l'évaluation de l'évapotranspiration du

site à l'étude, et qui intègre la végétation, et d'autre part à évaluer l'impact de cette végétation sur la performance des recouvrements monocouches avec NPS.

1.5 Objectifs et portée du projet

L'objectif de ce projet consiste à mieux comprendre et à évaluer de façon précise l'influence de la végétation sur le bilan hydrique d'un recouvrement de type monocouche avec nappe phréatique surélevée (NPS). Les objectifs spécifiques consistent à :

- caractériser et suivre le comportement hydrogéologique du recouvrement monocouche au niveau de quatre stations avec végétation et quatre autres stations sans végétations installées dans le parc 2 du site Manitou.
- caractériser la végétation au niveau des quatre stations à l'étude.
- évaluer le bilan hydrique du recouvrement monocouche avec NPS installé sur le parc 2 du site Manitou à l'aide des mesures réalisées sur le terrain.
- valider l'approche utilisée pour l'évaluation de l'évapotranspiration.
- évaluer l'impact de la végétation sur le bilan hydrique du recouvrement monocouche avec NPS installé sur le parc 2 du site Manitou.

1.6 Structure du document

Après cette introduction qui a été consacrée à un historique sur la restauration des parcs à résidus et la technique du recouvrement monocouche avec nappe phréatique surélevée, ainsi que la problématique et les objectifs visés par ce travail, on trouve :

- Le deuxième chapitre consacré à la revue de littérature. Cette dernière présente les concepts de base relatifs aux notions du bilan hydrique, les écoulements souterrains dans les milieux saturés et non saturés, le phénomène de l'évapotranspiration et les méthodes de son évaluation, ainsi que l'impact de la végétation sur le bilan hydrique.
- Le troisième chapitre présente la méthodologie suivie pour atteindre les objectifs fixés.
- Le quatrième chapitre présente les résultats obtenus dans le cadre de cette étude.
- Le cinquième chapitre est une discussion générale.
- Le sixième et dernier chapitre est une conclusion de ce document avec quelques recommandations.

CHAPITRE II

REVUE DE LITTÉRATURE

Nous avons vu dans le premier chapitre que la génération du DMA peut être limitée en utilisant le recouvrement de type monocouche avec nappe phréatique surélevée comme technique de restauration. Cette technique a pour but de maintenir les rejets miniers, situés dans la zone vadose, à un haut degré de saturation en eau par capillarité. De fait, l'évaluation de l'efficacité de la technique devrait comporter une quantification des différentes composantes du bilan hydrique dans le recouvrement monocouche.

Dans ce contexte, la compréhension des notions relatives aux mouvements de l'eau dans le sol et dans l'atmosphère, au cycle de l'eau et sa relation avec la végétation sont nécessaires pour évaluer l'efficacité de cette technique de restauration et étudier l'effet de la végétation sur le bilan hydrique du recouvrement monocouche.

Ainsi, dans ce chapitre, nous commençons par présenter les notions relatives au cycle de l'eau et au bilan hydrique ensuite les phénomènes liés à l'écoulement de l'eau en milieux saturé et non saturé. Ensuite, du fait que l'évapotranspiration étant la plus importante composante du bilan hydrique influencée par les plantes, les phénomènes d'évaporation et de transpiration sont plus détaillés. Enfin une revue des méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration est présentée.

2.1 Bilan hydrique

L'eau est en perpétuel mouvement au sein du globe terrestre ; elle est entraînée entre ses différents réservoirs dans un cycle appelé cycle de l'eau (Figure 2-1). Sous l'effet du rayonnement solaire, l'eau des océans et des surfaces terrestres s'évapore (E), et s'élève dans l'atmosphère où elle se condense pour retomber sous forme de précipitations (P) liquides ou solides. Une partie des précipitations peut être interceptée par la végétation et restituée à l'atmosphère par évapotranspiration (ET) ou sublimation. La pluie non interceptée par la végétation fournit les eaux de ruissellement (R) qui forment les cours d'eau. Une partie des précipitations pénètre dans le sous-sol où elle est emmagasinée sous forme d'humidité (S) ou alimente la nappe d'eau souterraine et constitue les eaux d'infiltration (I).

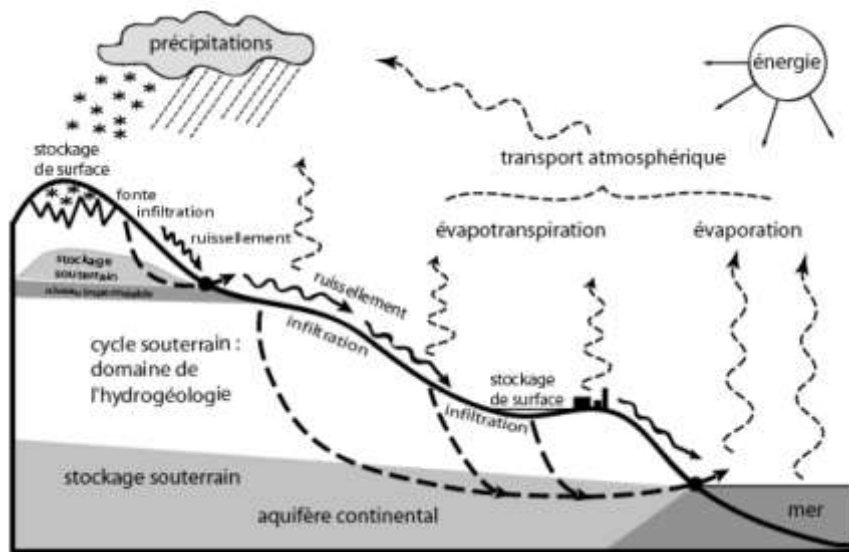


Figure 2.1 : Cycle de l'eau (Gilli et al., 2008)

Pour concevoir la répartition de l'eau pour une période donnée dans une zone géographique donnée selon les différentes composantes entamées ci-dessus, on fait appel au bilan hydrique qui consiste à comparer les apports et les pertes en eau dans cette zone géographique durant cette période. Les apports d'eau correspondent aux précipitations et les pertes d'eau sont dues à l'évapotranspiration, au ruissellement et à

l'infiltration. L'application du principe de conservation de la masse aboutit à l'équation du bilan hydrique (BH) exprimée comme suit:

$$P = ET + I + R + \Delta S \quad (\text{éq.2.1})$$

où :

P : les précipitations totales

ET : l'évapotranspiration totale

I : l'infiltration

R : le ruissellement

ΔS : la variation de la réserve en eau dans le sol.

Le cycle de l'eau est donc le résultat du transport de l'eau entre ces différentes composantes sous différentes formes (solide, liquide et gaz). Ces transports peuvent être accompagnés de changements d'état et sont régis par des phénomènes complexes qui dépendent de la nature du milieu concerné, sol et atmosphère, et de ses caractéristiques. Nous décrivons dans ce qui suit les phénomènes liés au transport de l'eau vers l'atmosphère : l'évaporation, ainsi que les écoulements souterrains de l'eau. Les écoulements de surface ne seront pas abordés ici.

2.1.1 Mouvements de l'eau à l'interface Sol-atmosphère : l'évaporation

L'évaporation est le passage de l'eau de l'état liquide à l'état gazeux. On parle d'évaporation au champ lorsque celle-ci se produit à partir du sol ou à partir d'une nappe d'eau libre.

Pour comprendre le moteur de l'évaporation, considérons un compartiment fermé avec un volume donné d'eau (Figure 2-2). Les molécules d'eau sont en mouvement à cause de leur énergie cinétique. Pour rester cohérents, elles exercent des forces d'attraction. Pour qu'une molécule d'eau passe de la phase liquide à la phase gazeuse, elle a besoin d'une force qui doit être supérieure à celle exercée par les molécules qui l'entourent. Cette force provient de sa charge cinétique ; donc les molécules les plus énergétiques s'échappent en premier dans l'air. Lorsqu'il se produit un choc entre deux molécules d'eau, l'une d'entre elles reçoit de l'énergie cinétique de l'autre, elle acquiert donc assez d'énergie pour s'échapper vers l'atmosphère, l'eau commence à s'évaporer (Figure 2-2a) et l'air se remplit en vapeur d'eau. L'évaporation se poursuit tant que l'énergie nécessaire est disponible jusqu'à ce que l'air devienne saturé en vapeur d'eau ; dans ce cas il contient la quantité maximale de vapeur d'eau qu'il peut supporter. Lorsque l'état d'équilibre est atteint, quelques molécules d'eau commencent à se condenser et revenir à l'état liquide. À ce stade, la vitesse de condensation est égale à la vitesse d'évaporation.

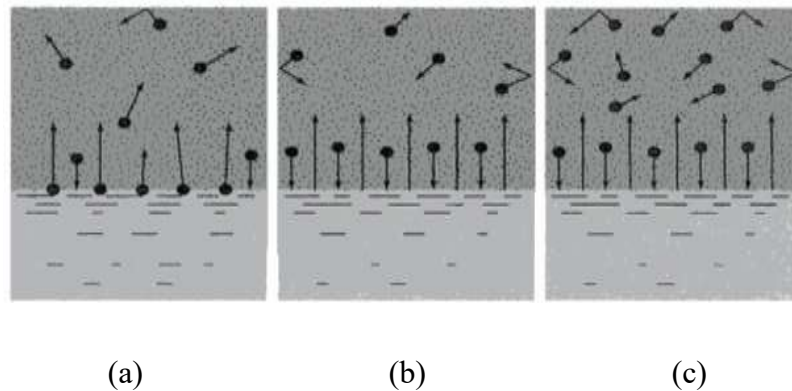


Figure 2.2 : Pression de vapeur d'eau dans un compartiment fermé : a): le nombre de molécules d'eau qui s'évaporent est supérieur au nombre de molécules qui se condensent, b): état d'équilibre et c) : la concentration en vapeur est élevée dans la phase vapeur (Hopkins, 2003).

La pression de vapeur (exprimée en kPa) est la pression exercée par les molécules de vapeur d'eau sur la surface de l'eau ; elle exprime la concentration des molécules d'eau dans la phase vapeur, tout comme la densité de vapeur (exprimée en g.m^{-3}), qui est la masse de vapeur par unité de volume. Ainsi, lorsque la phase vapeur est saturée de molécules de vapeur d'eau et l'équilibre est atteint, on dit que le système est à sa pression de vapeur saturante. La pression de vapeur au-dessus d'une solution augmente avec la concentration en soluté de cette solution, d'après la loi de Raoult. La température influence également la pression de vapeur. Une augmentation de la température de l'eau apporte l'énergie nécessaire aux molécules pour s'échapper sous forme de vapeur. La proportion des molécules énergétiques augmente donc, le flux évaporatoire augmente et la concentration des molécules d'eau dans la phase vapeur augmente aussi jusqu'à atteindre l'équilibre de la pression de vapeur.

Ainsi, des mouvements de transfert se produisent perpétuellement entre les deux milieux eau-atmosphère. La vitesse de transfert des molécules dans les deux sens est fonction de la concentration en vapeur d'eau de l'atmosphère. Cette concentration peut être exprimée en terme de (Hillel & De Backer, 1988):

- Humidité relative : le rapport entre la pression partielle de vapeur existante et la pression partielle de vapeur saturante à la même température.
- Densité de vapeur : masse de vapeur d'eau par rapport à une unité de volume d'air.
- Humidité spécifique de l'air : masse de vapeur d'eau par rapport à une unité de masse d'air.
- Déficit de saturation : la différence entre la pression de vapeur actuelle et la pression de vapeur saturante.
- Température au point de rosée : température à laquelle la pression de vapeur d'eau devient égale à la pression de vapeur saturante.

La différence entre la pression de vapeur actuelle et la pression de vapeur saturante est appelée déficit de pression. Avec la température, elles déterminent la demande évaporative.

Pour assurer le maintien de l'évaporation, trois conditions sont nécessaires (Hillel & De Backer, 1988) :

- Une source continue de chaleur.
- Un gradient de pression de vapeur entre le corps évaporant et l'atmosphère ; la vapeur doit s'évacuer par diffusion ou convection ou par combinaison des deux.
- Un apport continu d'eau à travers la masse vers le lieu d'évaporation.

Les deux premières conditions dépendent des conditions météorologiques qui déterminent la demande évaporative de l'atmosphère, tandis que la troisième dépend des propriétés conductrices de la masse d'eau. Ainsi, tous ces paramètres paraissent dans les équations de calcul de l'évapotranspiration (voir la section 2.3).

Dans le cas de l'évaporation à partir d'une nappe phréatique, ces conditions ne changent pas et l'apport continu d'eau vers le lieu d'évaporation qui est la surface du sol dépend donc de la transmissivité maximale du profil de sol et donc de sa conductivité hydraulique. Ainsi, le régime d'extraction de l'eau par l'atmosphère ne peut dépasser celui de la transmission de l'eau à partir de la nappe vers la surface (Hillel & De Backer, 1988), c'est-à-dire l'ascension capillaire.

2.1.2 Mouvement de l'eau dans le sol

Au-dessous de la surface du sol, on trouve deux zones du bas en haut (Figure 2-3) : zone saturée et zone non saturée. Le transfert de l'eau dans le sol est influencé par son état énergétique, ce dernier varie selon que le sol est saturé totalement ou partiellement

en eau. Au niveau de la surface de la nappe phréatique la pression est considérée nulle puisque la pression interstitielle de l'eau (u_w) est égale à la pression interstitielle de l'air (u_a). Au-dessous de la nappe phréatique, la pression est positive et pour un point situé au-dessus de la nappe (zone non saturée), la pression de l'eau est négative, l'eau est retenue par capillarité dans les pores ; cette pression correspond à la succion.

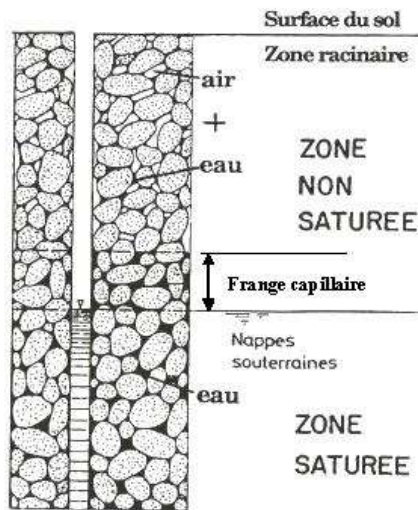


Figure 2.3 : Distinction entre la zone saturée et la zone non saturée d'un sol (Musy, 2005).

Dans ce qui suit, nous présenterons les caractéristiques physiques et hydriques du sol qui contrôlent l'écoulement de l'eau, suivies par les principales différences entre un sol saturé et un sol non saturé, ainsi que les principales équations décrivant l'écoulement de l'eau dans ces deux milieux.

2.1.2.1 Caractéristiques d'un sol

2.1.2.1.1 Caractéristiques physiques d'un sol

Le sol est un milieu composé d'une matrice solide et des vides, appelés pores, qui peuvent contenir un fluide (l'eau, air... etc). Quand ce vide est complètement rempli d'eau, on parle de milieu saturé en eau. Dans le cas contraire, le milieu est non saturé et contient trois phases : solide (matrice de sol), liquide (eau ou autre) et gaz (air). La description d'un sol fait appel à des paramètres mettant en relation la masse et le volume de ces trois composantes ainsi que leur distribution (Figure 2-4).

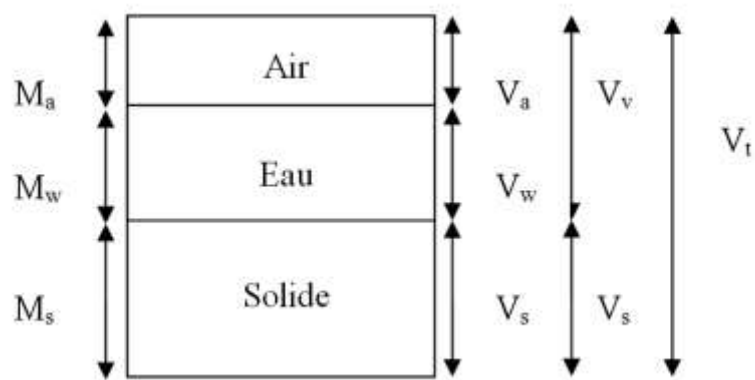


Figure 2.4 : Diagramme des phases d'un sol: M désigne la masse et V le volume, les indice a, w, s et t désignent respectivement : l'air, l'eau, le solide et le volume total du sol (McCarthy, 2014).

Pour caractériser chacune des trois phases, on utilise la masse volumique ρ et qui désigne le rapport entre la masse M et le volume V de la phase en question, ainsi :

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (\text{éq.2.1}) ;$$

$$\rho_w = \frac{M_w}{V_w} \quad (\text{éq.2.2}) ;$$

$$\rho_a = \frac{M_a}{V_a} \quad (\text{éq.2.3})$$

La phase solide d'un sol comprend une phase minérale et une phase organique qui se distinguent par leurs origines et par leurs propriétés spécifiques. La description et la classification de la fraction minérale se base souvent sur :

- Des critères minéralogiques.
- Des critères chimiques.
- Des critères géométriques relatifs à la taille des particules qui la constituent, la granulométrie, leur disposition et leur arrangement dans l'espace, la texture et la structure.

Seuls les paramètres étudiés dans le cadre de ce projet seront décrits ici. Quant aux méthodes utilisées pour les mesurer, elles seront décrites plus loin dans le chapitre relatif à la méthodologie.

a) Granulométrie

La granulométrie consiste à évaluer la taille des particules des éléments minéraux et à quantifier leur répartition pondérale dans des classes de diamètres définis. Il existe plusieurs méthodes d'analyse granulométrique, leur principe consiste à séparer les particules en fonction de leur diamètre : le poids de chaque fraction est pesé et rapporté au poids total de l'échantillon. Les résultats sont représentés par une courbe appelée courbe granulométrique qui représente pour chaque diamètre de particule, le poids des particules de cette taille ou de tailles inférieures. Ce poids est exprimé en pourcentage par rapport au poids total de la matière sèche de l'échantillon de sol étudié. La courbe granulométrique est tracée en coordonnées semi-logarithmique (Figure 2-5).

La courbe granulométrique permet de calculer des paramètres caractéristiques d'un sol à savoir :

- Coefficient d'uniformité :

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad (\text{éq.2.4})$$

où D_x est la dimension du tamis correspondant à $x\%$ de passant.

- Si $C_u < 2$, la granulométrie est dite serrée.
- Si $C_u > 2$, la granulométrie est dite étalée.
- Coefficient de classement : donné par :

$$C_c = \frac{(D_{30})^2}{D_{10} * D_{60}} \quad (\text{éq.2.5})$$

Un sol est bien gradué si C_c est compris entre 1 et 3.

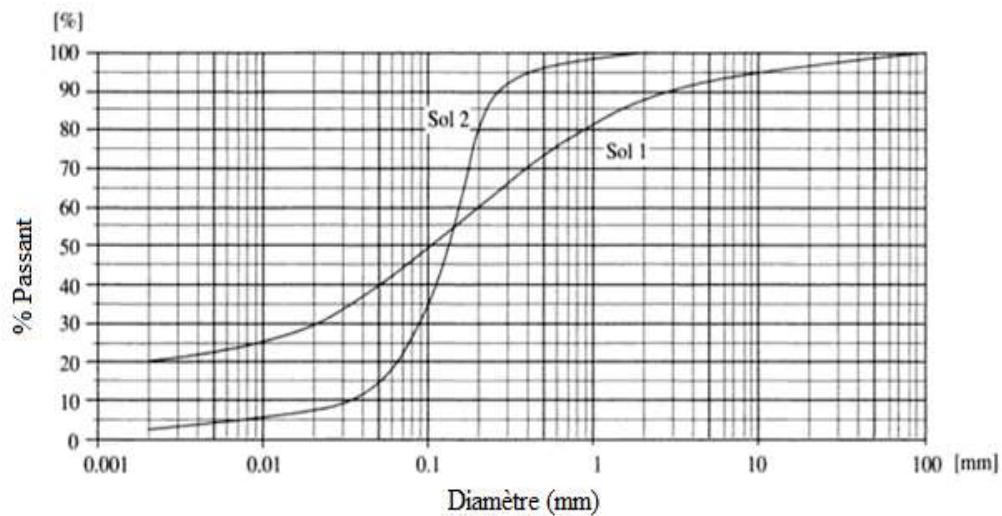


Figure 2.5 : Exemple de courbe granulométrique (Musy & Soutter, 1991)

La granulométrie peut être utilisée pour la prédiction de certaines propriétés hydrogéologiques tel que la courbe de rétention d'eau et conductivité hydraulique, de même qu'elle permet une appréciation de l'homogénéité des matériaux.

b) Densité relative

La densité relative est le rapport entre la masse volumique du corps en question et celle d'un corps de référence, qui est souvent l'eau, elle est sans unité.

$$D_r = \frac{\rho}{\rho_w} \quad (\text{éq.2.6})$$

La densité relative est une donnée essentielle aux calculs relatifs aux relations masse-volume, tels que la porosité et le degré de saturation.

c) Surface spécifique

La surface spécifique représente la surface totale par unité de masse :

$$s = \frac{A}{M_s} \quad (\text{éq.2.7})$$

A : surface totale d'une masse M_s de particules

La surface spécifique influence (Mermoud, 2006) :

- La capacité d'échange des cations.
- La sorption des éléments nutritifs.
- La sorption des substances chimiques.
- La rétention de l'eau aux faibles humidités.
- Les phénomènes de gonflement et de retrait.

La mesure de la surface spécifique peut être influencée par (Konrad & Gabezas, 2008) :

- La taille des grains : la surface spécifique diminue avec l'augmentation de la taille des grains et vice-versa ;
- Leur forme : la surface spécifique augmente avec l'aplatissement des grains ;
- La composition minéralogique : la montmorillonite est caractérisée par exemple par des valeurs élevées de surface spécifique ;
- L'état de surface des grains : les imperfections présentes sur la surface des grains peuvent augmenter leur surface spécifique ;
- La méthode de mesure ;

2.1.2.1.2 Caractéristiques hydriques du sol

Dans un sol, la quantité d'eau peut varier dans l'espace et dans le temps à cause des transferts de l'eau. Ces transferts sont influencés par (Bruand & Coquet, 2005):

- Les variations de l'état énergétique de l'eau : suite à des apports ou à des prélèvements externes (précipitations, évaporation, ...etc).
- La capacité du sol à se laisser traverser par l'eau, la perméabilité.

Ainsi, pour décrire le transfert de l'eau dans le sol, trois paramètres peuvent être utilisées à savoir : la teneur en eau, l'état énergétique de l'eau et la perméabilité (Bruand & Coquet, 2005). On parle de caractéristiques hydriques du sol qui seront détaillées dans les sections suivantes.

a) Teneur en eau d'un sol

La description des phénomènes de transfert de l'eau dans le sol repose sur la description des trois phases dans le sol et principalement la quantité de l'eau dans le sol qui s'exprime par la teneur en eau massique (W) ou volumique (θ).

Teneur en eau massique :

$$W = \frac{M_w}{M_s} \quad (\text{éq.2.8})$$

Teneur en eau volumique :

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} \quad (\text{éq.2.9})$$

Le passage de la teneur en eau massique à la teneur en eau volumique est donné par :

$$\theta = W D_a \quad (\text{éq.2.10})$$

où : D_a est la densité apparente du sol, elle est donnée par :

$$D_a = \frac{M_s}{V_t \rho_w} \quad (\text{éq.2.11})$$

où : ρ_w est la masse volumique de l'eau ($\approx 1 \text{ Mg m}^{-3}$)

La teneur en eau volumique d'un sol varie entre 0 pour un sol sec et une valeur θ_s proche de la porosité appelée teneur en eau à saturation pour un sol saturé, en passant par des valeurs caractéristiques appelées taux remarquables d'humidité du sol (Figure 2-6) (Musy & Soutter, 1991):

- Capacité de rétention θ_{\max} : taux d'humidité du sol en-deça duquel l'eau est retenue par capillarité et/ou adsorption et ne s'écoule plus par gravité.

- Capacité au champ θ_c : capacité de rétention mesurée « in situ », elle est obtenue habituellement deux à trois jours après une pluie ou une irrigation dans des sols perméables, de texture et de structure uniformes.
- Point de flétrissement θ_f : teneur en eau au moment où la force de succion exercée par les racines des plantes est égale à la force de rétention du sol. L'eau n'est plus disponible pour les plantes qui commencent alors à flétrir de façon irréversible. Le point de flétrissement peut être permanent ou temporaire.
- Point de flétrissement temporaire θ_{ft} : le seuil d'humidité au-delà duquel le flétrissement commence, mais n'est pas encore irréversible.
- Point de flétrissement permanent θ_{fp} : le seuil d'humidité au-delà duquel le flétrissement commence et la plante subit des dégâts irréversibles.

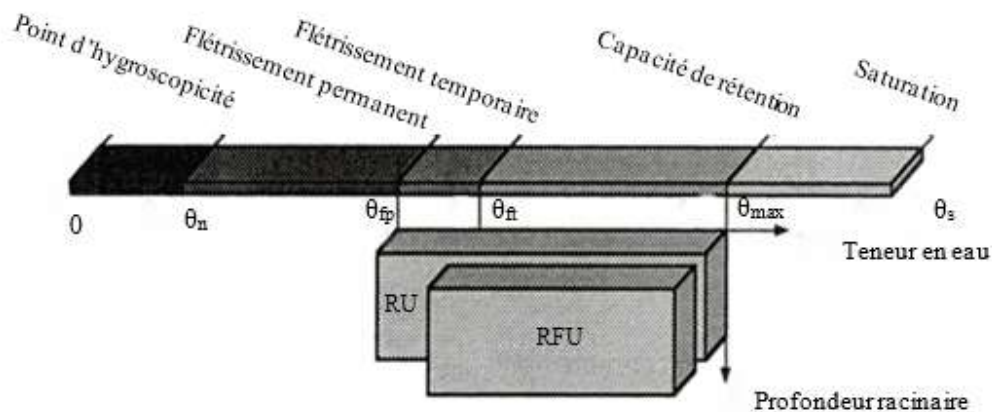


Figure 2.6 : Taux remarquables d'humidité (Musy & Soutter, 1991).

La différence entre la capacité au champ et le point de flétrissement est connue sous le nom de réserve utile (RU) :

$$RU = (\theta_c - \theta_{fp}) * h \quad (\text{éq.2.12})$$

où h est la profondeur des racines.

La réserve facilement utilisable (RFU) correspond à la portion du volume d'eau comprise dans le sol et qui peut être facilement absorbée par les racines des plantes ; elle représente environ 50 à 75% de l'humidité totale disponible et correspond à la différence entre θ_{cr} et θ_{ft} (FAO, 1990).

b) État énergétique de l'eau de sol

Pour décrire les transferts d'eau, on utilise la notion de potentiel d'eau. Pour comprendre cette notion, on considère une eau libre, pure et à la pression atmosphérique comme eau de référence. Le potentiel de l'eau peut être défini comme la différence d'énergie entre l'eau du sol et cette eau de référence. C'est la quantité d'énergie qu'il faut fournir pour extraire cette eau du sol. Le potentiel d'eau traduit l'état de liaison eau - sol. Il est la somme de plusieurs composantes :

- Le potentiel gravitationnel : qui correspond au travail nécessaire pour déplacer de manière réversible une unité de quantité d'eau de l'état de référence jusqu'à l'altitude du point considéré dans le sol.
- Le potentiel de pression : qui correspond au travail nécessaire pour déplacer de manière réversible une unité de quantité d'eau de l'état de référence jusqu'à la pression de l'eau dans le volume de sol considéré. On distingue deux types, l'un prenant relais sur l'autre selon qu'on est en présence de milieu saturé ou non saturé en eau :
 - Potentiel de pression hydrostatique : c'est la pression qu'exerce une colonne d'eau sur un point donné en milieu saturé. Il correspond donc à la hauteur de la colonne d'eau et il est positif.

- Potentiel de pression capillaire ou potentiel matriciel : c'est le travail requis pour extraire une unité de masse d'eau fixée par les forces capillaires d'une unité de masse du sol. Il résulte de l'attraction de l'eau par la matrice solide en milieu non saturé.

Le potentiel matriciel dans un pore cylindrique est lié à son rayon par la loi de Jurin (Figure 2-7) :

$$h_p = -2\sigma \cos\alpha / (\rho_w g r) \quad (\text{éq.2.13})$$

où :

σ : tension à l'interface liquide-vapeur en N.m^{-1}

α : angle de contact entre l'eau et la paroi du pore

g : accélération de la pesanteur (m.s^{-2})

r : rayon du pore (m)

Ainsi, plus le rayon du pore est petit, plus le potentiel matriciel est important.

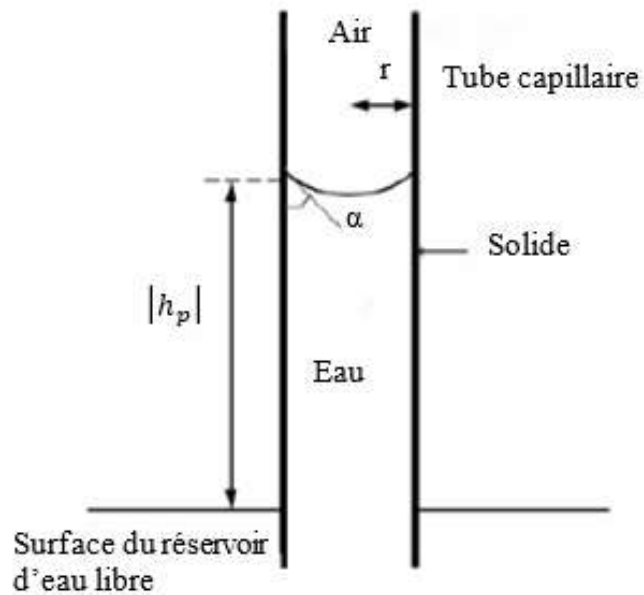


Figure 2.7 : Principe de rétention capillaire dans un tube (adapté de Marinho et al., 2008)

- potentiel osmotique : résultant de la présence de sels.

Le potentiel d'eau est fréquemment exprimé en terme d'énergie par unité de poids ou charge hydraulique h qui est donnée par la loi de Bernoulli (Hillel, 1998) :

$$h(x, y, z) = \frac{v^2}{2g} + \frac{p_w}{\gamma_w} + z \quad (\text{éq.2.14})$$

avec :

v : est la vitesse du fluide par rapport au solide (m.s^{-1}) ;

g : est l'accélération gravitationnelle = 9.81 m.s^{-2} ;

γ_w : est le poids volumique de l'eau (9.81 kN.m^{-3} à 20°C)

p_w : est la pression du fluide (Pa)

z : est l'élévation du point par rapport à une référence (m)

$\frac{p_w}{\gamma_w}$: est l'énergie hydrostatique (m) ;

z : est l'énergie potentielle de position (m) ;

$\frac{v^2}{2g}$: l'énergie cinétique due à la vitesse de déplacement du liquide, puisque la vitesse d'écoulement souterrain est très faible ce terme est négligé (m).

D'où :

$$h = \frac{p_w}{\gamma_w} + z \quad (\text{éq.2.15})$$

À l'équilibre, le potentiel total de l'eau est identique en tout point de l'espace et lorsqu'il varie il se produit un déplacement de l'eau dans le sens des potentiels décroissants : du point de charge hydraulique élevée au point de charge hydraulique plus faible.

c) Tension superficielle

Considérons un plan d'eau en contact avec l'atmosphère, une molécule d'eau à l'intérieur du liquide est soumise à des forces de cohésion égales dans toutes les directions, exercées par les molécules d'eau qui l'entourent. Une molécule d'eau située en surface est soumise à des forces d'attraction exercées par les molécules d'eau ainsi que par les molécules de gaz (l'atmosphère). Lorsque l'eau est à la même pression des deux côtés de l'interface, sa surface est plane, alors que lorsqu'elles sont inégales des deux côtés de l'interface, il se produit une déformation dans la surface de l'eau ; en effet, lorsque la force d'attraction appliquée par l'eau est supérieure à celle appliquée

par l'atmosphère, la surface de l'eau forme une convexité vers l'atmosphère et vice-versa. Ce phénomène est appelé tension superficielle.

La tension superficielle est influencée par la température ; en effet, une augmentation de la température diminuerait la densité du liquide, et réduirait donc la force de cohésion dans celui-ci, ce qui entraîne une baisse de la tension superficielle.

2.1.2.2 Écoulement de l'eau en milieu saturé

Un milieu saturé comporte seulement deux phases : le solide et l'eau. L'écoulement en milieu saturé est induit par la combinaison des forces de pression hydrostatique et de la pesanteur. Il est dicté par deux lois qui sont : la loi de Darcy et la loi de continuité.

2.1.2.2.1 Loi de Darcy

L'écoulement en milieu saturé est décrit par la loi de Darcy. Celle-ci établit une relation linéaire entre le débit d'écoulement de l'eau à travers un matériau poreux et la perte de charge qui lui est associée (Hillel, 1998 ; Musy & Soutter, 1991):

$$q = -k_{\text{sat}} * i \quad (\text{éq. 2.16})$$

où :

q : vitesse de Darcy (m.s^{-1})

k_{sat} : conductivité hydraulique saturée (m.s^{-1})

i : gradient hydraulique (correspond à la variation de la charge hydraulique en fonction de la distance et contrôle la direction de l'écoulement). Il s'exprime comme suit (en 1D suivant l'axe z) (Hillel, 1998) :

$$i = \frac{\partial h}{\partial z} \quad (\text{éq. 2.17})$$

Où h est la charge hydraulique.

La présence du signe négatif dans la loi de Darcy résulte du fait que la direction de l'écoulement correspond à la direction du potentiel total décroissant.

La loi de Darcy n'est valable que dans les conditions suivantes (Musy & Soutter, 1991):

- Une matrice solide, homogène, isotrope et stable ;
- Un fluide homogène, isotherme et incompressible ;
- Une énergie cinétique négligeable ;
- Un régime d'écoulement permanent ;
- Un écoulement laminaire.

2.1.2.2.2 Loi de continuité

L'équation de continuité exprime la conservation de la masse : la quantité d'eau qui entre dans un volume donné est égale à celle qui en sort, à tout moment, elle est donnée par :

$$\text{div } \vec{q} = 0 \quad (\text{éq. 2.18})$$

2.1.2.2.3 Conductivité hydraulique saturée

La conductivité hydraulique saturée exprime la résistance à l'écoulement due aux forces de frottement. Cette résistance est l'effet combiné de la perméabilité intrinsèque du sol et de la viscosité dynamique du liquide. La conductivité hydraulique à saturation est exprimée comme suit (Musy & Soutter, 1991) :

$$k_{sat} = \frac{k \rho_w g}{\eta_w} \quad (\text{éq. 2.19})$$

où :

k : perméabilité intrinsèque du sol. Elle manifeste la résistance d'un sol à l'écoulement de n'importe quel fluide et traduit donc l'influence des caractéristiques de la matrice solide, texture et structure, sur les frottements. Elle s'exprime en m^2 .

η_w : viscosité dynamique du fluide (en Pa.s), il traduit l'effet des spécificités du fluide sur les forces de friction interne. Elle dépend principalement de la concentration en solutés et de la température.

La conductivité hydraulique saturée k_{sat} peut être mesurée ou estimée à l'aide de modèles empiriques, tels que le modèle de Kozeny-Carman, qu'on va décrire dans ce qui suit.

a) Modèle de Kozeny-Carman

Le modèle de Kozeny-Carman relie la conductivité hydraulique saturée k_{sat} d'un sol aux propriétés du fluide, des vides interstitiels du matériau et de la surface des grains. Elle peut s'écrire comme suit (Carman, 1937) in (Chapuis & Aubertin, 2003):

$$k_{sat} = C \frac{g}{\mu_w \rho_w} \frac{e^3}{s^2 D_R^2 (1+e)} \quad (\text{éq. 2.20})$$

où :

C : facteur dépendant de la forme et de la tortuosité des conduites ;

μ_w : la viscosité dynamique de l'eau ($\approx 10^{-3}$ Pa.s à 20°C) ;

S : la surface spécifique massique ($m^2.kg^{-1}$) ;

D_R : la densité relative des solides ($D_R = \rho_s / \rho_w$) ;

e : l'indice de vide ;

b) Modèle de Kozeny-Carman modifié

Aubertin et al. (1996) ont modifié le modèle de Kozeny-Carman en introduisant un facteur de tortuosité qui est fonction de l'indice des vides et en exprimant la surface spécifique en fonction du D_{10} et du D_{60} . Le modèle de Kozeny-Carman modifié (KCM) pour les sols pulvérulents peut s'exprimer de la façon suivante (Mbonimpa et al., 2002b) :

$$k_G = C_G \frac{\gamma_w e^{3+x}}{\mu_w (1+e)} C_U^{1/3} D_{10}^2 \quad (\text{éq.2. 21})$$

où :

C_G : est une constante (peut être fixée à 0,1) ;

e : est l'indice des vides ;

D_{10} : est le diamètre des grains correspondant à 10% passant sur la courbe granulométrique (m) ;

Lorsque les écoulements se produisent dans un sol où la teneur en eau est inférieure à la teneur à saturation, des modifications se produisent : d'une part l'espace d'écoulement ne correspond plus à la porosité totale mais à une fraction de celle-ci, d'autre part, les forces exercées sur les molécules d'eau dans la zone non saturée changent. Ces changements sont traduits par des modifications dans les lois décrivant l'écoulement en milieu non saturé.

2.1.2.3 Écoulement de l'eau en milieu non saturé

Dans un sol, la zone située au-dessus du niveau de la nappe phréatique est appelée zone vadose ou non saturée. L'importance de cette zone pour nous découle du fait que c'est la zone où les réactions d'oxydation conduisant à la formation de DMA se produisent. Cette zone comporte trois phases : solide, liquide et gazeuse et se caractérise par un taux de saturation variable dans l'espace et dans le temps, ce qui rend l'écoulement plus complexe que dans la zone saturée.

D'abord, l'état énergétique dans cette zone change : avec la diminution de la teneur en eau, des discontinuités apparaissent dans la masse d'eau et les forces de pression hydrostatique ne peuvent plus se transmettre, et commencent à s'estomper au profit des forces de rétention capillaire qui apparaissent au niveau des surfaces de séparation eau-air et l'écoulement devient assuré par : la gravité et le potentiel de pression matricielle. En effet, l'eau a tendance dans un milieu non saturé, à adhérer aux particules solides, l'épaisseur des enveloppes d'hydratation autour des particules varie et les forces de succion varient avec cette épaisseur ; la succion est plus grande lorsque cette épaisseur est faible (Musy & Soutter, 1991). Ainsi, l'eau va se déplacer des zones à faible succion aux zones à forte succion. Ainsi, la force motrice d'écoulement dans un milieu non saturé est la somme des potentiels de pression matricielle et de gravité.

En plus de la modification de l'état énergétique de l'eau, la résistance à l'écoulement est également influencée par l'état de saturation du sol. Lors de la désaturation d'un sol, c'est le centre du pore qui se désature en premier, puisque l'eau a tendance à adhérer à la surface des particules, et sachant que la vitesse d'écoulement au centre du pore est supérieure à celle au contact des particules, la vitesse moyenne d'écoulement va diminuer avec la désaturation. D'autre part, l'eau sera obligée pour transiter de passer par le film d'hydratation au contact des particules, ce qui va accroître le chemin parcouru par l'eau. Ainsi, la résistance à l'écoulement augmente rapidement avec la

diminution de la teneur en eau. Pour cette raison, on parle de courbe de conductivité hydraulique dans un sol non saturée (qui sera détaillée dans la section 2.3.2.3).

L'analyse des écoulements devient alors plus complexe et nécessite la résolution d'équations non linéaires. L'équation de Darcy, décrivant l'écoulement en milieu saturé, reste valide mais la conductivité hydraulique n'est plus une constante. Elle est une fonction de la succion ψ ou de la teneur en eau θ :

$$q = \begin{pmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{pmatrix} = -[k_{ij}] \times \begin{bmatrix} i_x \\ i_y \\ i_z \end{bmatrix} \quad (\text{éq. 2.22})$$

avec :

q_x , q_y et q_z représentent la vitesse de Darcy suivant les axes x, y et z.

i_x , i_y et i_z représentent les gradients hydrauliques suivant les axes x, y et z.

En milieu non saturé, l'équation de continuité postule que la différence entre le débit qui entre et celui qui sort dans un élément de sol doit être égale à la recharge d'eau dans un volume élémentaire par unité de temps. Elle est donnée par :

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right) = - \left(\left(\frac{\partial q_x}{\partial x}\right) + \left(\frac{\partial q_y}{\partial y}\right) + \left(\frac{\partial q_z}{\partial z}\right) \right) \quad (\text{éq. 2.23})$$

En combinant l'équation de Darcy et l'équation de continuité, Richards (1931) a développé une équation pour décrire l'écoulement de l'eau en milieu poreux non saturé :

$$\text{div}(K(h) \overrightarrow{\text{grad}H}) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (\text{éq.2.24})$$

Avec : $H(\theta) = h(\theta) + z \quad (\text{éq.2.25})$

L'équation générale des écoulements non saturés peut également être exprimée en équation aux dérivées partielles :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D(\theta) \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D(\theta) \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z}$$

(éq.2.26)

Où $D(\theta)$ est la diffusivité hydraulique apparente du sol (en $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) :

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{c(\theta)} \quad (\text{éq.2.27})$$

$c(\theta)$: est la fonction inverse de la capacité capillaire, elle est définie comme suit :

$$c(\theta) = c^{-1}(h) \quad (\text{éq.2.28})$$

La capacité capillaire est la variation de la teneur en eau par unité de variation de charge de pression :

$$c(h) = \frac{d\theta}{dh} \quad (\text{éq.2.29})$$

Ainsi, dans un milieu non saturé, le potentiel de pression et la teneur en eau volumique varient, la relation entre ces paramètres constitue un élément de description de l'écoulement dans la zone non saturée.

Deux caractéristiques sont importantes pour analyser un écoulement dans un sol non saturé :

- La courbe de rétention d'eau : la variation de la teneur en eau en fonction de la succion.
- La fonction de perméabilité : la variation de la conductivité hydraulique en fonction de la succion.

2.1.2.3.1 Courbe de rétention d'eau

La courbe de rétention d'eau (CRE) est l'expression de la teneur en eau volumique (θ) d'un milieu en fonction de la succion (ψ). Elle décrit la capacité d'un sol à retenir l'eau au sein de ses pores par capillarité.

Chaque type de sol est caractérisé par sa CRE (Figure 2-8). Celle-ci étant directement influencée par les propriétés géotechniques, notamment la granulométrie. Pour comprendre cette relation, considérons un sol saturé en eau, en équilibre avec une nappe d'eau à la même cote, la pression hydrostatique et la succion du sol sont nulles. Appliquons une succion faible à l'eau dans ce sol, au début l'eau ne coule pas. Si on augmente la succion appliquée, on va atteindre une valeur de succion pour laquelle l'eau va sortir du pore le plus grand du sol (car d'après la loi de Jurin, plus le pore est fin, plus il retient l'eau). Cette succion est appelée pression d'entrée d'air et notée ψ_a . On comprend donc qu'un sol grossier, tel que le sable, commence à se désaturer à une succion faible, alors qu'un sol plus fin, comme le silt, se désature à une succion plus élevée (Figure 2-8). On dit que la pression d'entrée d'air (AEV) du silt est supérieure à celle du sable et, par conséquent, sa capacité de rétention d'eau est plus élevée. Le sable se désature plus rapidement que le silt et atteint sa teneur en eau résiduelle θ_r à une succion ψ_r , appelée la succion résiduelle. La teneur en eau résiduelle est la quantité d'eau retenue à la surface des grains et entre les grains par tension capillaire. La succion résiduelle ψ_r du silt est supérieure à celle du sable et pour une même valeur de succion, le silt présente une teneur en eau plus élevée que celle du sable.

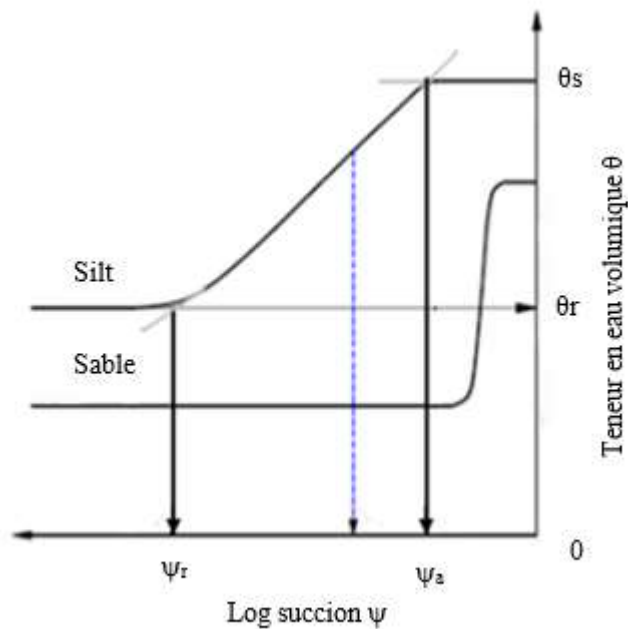


Figure 2.8 : Courbes de rétention d'eau typiques d'un sable et d'un silt (Aubertin et al., 2002).

La courbe de rétention d'eau n'est pas unique et peut varier en fonction des conditions du sol, drainage ou mouillage, ainsi on peut obtenir des courbes différentes selon le processus auquel le sol a été soumis, il s'agit du phénomène d'hystérésis (Maqsoud et al., 2002 ; Maqsoud et al., 2006, 2012 ; Maqsoud et al., 2004). En effet, pour une même valeur de succion, la valeur de la teneur en eau est typiquement plus faible pendant le processus de mouillage que pendant le processus de drainage (Maqsoud et al., 2012). Le phénomène d'hystérésis est causé par (Maqsoud et al., 2012) : la non-uniformité géométrique des pores individuels, la variation de l'angle de contact solide-liquide entre les processus de drainage et de mouillage, les phénomènes de gonflement et de rétrécissement, l'effet du piégeage de l'air et l'effet de la condensation capillaire, mais la cause la plus importantes est l'angle de contact solide-liquide, en particulier, pour

les sols grossiers. Ce phénomène peut entraîner des erreurs au niveau des prédictions lorsqu'il est négligé (Kaluarachchi & Parker, 1989) in (Maqsoud et al., 2002).

Les paramètres ψ_a et ψ_r d'un matériau peuvent être obtenues à partir de la courbe de rétention d'eau par la méthode de la tangente (Figure 2-8). Il est important de noter que la pression d'entrée de l'air devrait être déterminée sur la courbe de drainage.

Différentes méthodes permettent d'obtenir la CRE en laboratoire. Ces essais sont relativement longs, d'où l'intérêt de pouvoir estimer la CRE afin de réaliser des analyses préliminaires et aussi pour comparer les courbes estimées à celles mesurées en laboratoire. Ainsi, on peut utiliser des modèles descriptifs qui permettent de définir la CRE à partir de points de mesure de la succion et de la teneur en eau déterminés en laboratoire. Il est également possible de prédire la CRE à partir des propriétés géotechniques de base. Dans ce qui suit nous allons présenter les modèles descriptifs et les modèle prédictifs de la CRE les plus utilisés.

a) Modèles descriptifs

■ Brooks and Corey (1964) :

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{\psi_a}{\psi} \right)^{\lambda_{BC}} \quad \text{pour } \psi \geq \psi_a \quad (\text{éq.2.30})$$

Où

θ : teneur en eau volumique

θ_e : teneur en eau réduite

θ_s : teneur en eau volumique à saturation

θ_r : teneur en eau volumique résiduelle

ψ_a : pression d'entrée d'air

ψ : pression de suction

λ_{BC} : paramètre de lissage de courbe lié à l'agencement des pores

- Gardner (1958) in (Rijtema, 1969) :

$$\theta_e = \frac{1}{1+a\psi^{n_G}} \quad (\text{éq.2.31})$$

a et n_G sont des constantes du modèle.

- Van Genuchten (1980a):

$$\theta_e = \left[\frac{1}{1+(\alpha_v\psi)^{n_v}} \right]^{m_v} \quad (\text{éq.2.32})$$

α_v , n_v et m_v sont des constantes d'ajustement du modèle.

- Assouline (1998) (Assouline et al., 1998) :

$$= (\theta_s - \theta_L)[1 - \exp[-\xi(h^{-1} - h_L^{-1})]^\eta] + \theta_L \quad \text{pour } h_L \leq h \leq 0$$

(éq.2.33)

où :

θ_L : teneur en eau au point dessèchement où la conductivité hydraulique est négligeable.

h_L : -1.5 MPa.

ξ et η sont des paramètres de calage.

- Fredlund and Xing (1994):

$$\theta_e = c(\psi) \frac{\theta_s}{\{\ln[e+(\psi/a_f)^{n_f}]\}^{m_f}} \quad (\text{éq.2.34})$$

avec :

$$c(\psi) = 1 - \frac{\ln[1+(\psi/\psi_r)]}{\ln[1+(1000000/\psi_r)]} \quad (\text{éq.2.35})$$

e : nombre népérien (2,71828)

a_f : valeur approximative de ψ_a

n_f : paramètre de lissage qui contrôle la pente au point d'inflexion de la courbe de rétention d'eau

m_f : paramètre de lissage de courbe relié à la teneur en eau résiduelle

ψ_r : succion pour atteindre la teneur en eau résiduelle

La fonction $c(\psi)$ contraint la CRE à atteindre le point sec à $\theta = 0$ et $\psi = 10^6$ kPa

van Genuchten et al. (1991) ont développé le logiciel RETC qui permet de lisser la courbe de rétention d'eau à partir des données expérimentales.

b) Modèles prédictifs

Les modèles prédictifs permettent d'estimer la courbe de rétention d'eau à partir des propriétés géotechniques de base du matériau tel que la granulométrie et l'indice des vides. Nous présentons ici quelques-uns :

■ Modèle de Arya and Paris (1981) :

$$\psi_i = \frac{2\gamma \cdot \cos\theta}{\rho_w g r_i} \quad (\text{éq.2.36})$$

où:

Ψ_i : est la succion (en cm H₂O),

γ : tension superficielle (g.s⁻²).

θ : angle de contact,

ρ_w : densité de l'eau (g.cm⁻³),

g : accélération de la pesanteur (cm.s⁻²),

r_i : rayon des pores (cm), il est estimé par la formule suivante :

$$r_i = R_i * \sqrt{\frac{4 * e * n_i^{1-\alpha}}{6}} \quad (\text{éq.2.37})$$

R_i : rayon des particules du sol ;

e : l'indice de vide ;

α : facteur de correction ;

n_i : est le nombre de particules de la classe de taille i , il est donné par (Arya & Paris, 1981) :

$$n_i = \frac{3w_i}{4\pi R_i^3 \rho_p} \quad (\text{éq.2.38})$$

où :

w_i : est la masse du sol de la $i^{\text{ème}}$ fraction calculée avec un modèle sigmoïdal ajusté aux données de distribution granulométrique cumulative.

ρ_p : densité des particules (kg/m³) ;

- Modèle de Kovács modifié (MK) pour les sols granulaires (Aubertin et al., 2003) :

Ce modèle fait une distinction entre la rétention d'eau due aux forces capillaires et celle par adhésion. Il comprend un ensemble d'équations qui sont présentées ci-dessous :

$$S_r = \frac{\theta}{n} = S_c + S_a^*(1 - S_c) \text{ avec : } S_a^* = 1 - \langle 1 - S_a \rangle \quad (\text{éq.2.39})$$

S_c : composante due à la capillarité

S_a : composante due à l'adhésion

Les crochets de Macauley $\langle \quad \rangle$ sont définis par : $\langle x \rangle = 0.5 (x + |x|)$

Pour : $S_a \geq 1$, $S_a^* = 1$

Pour : $S_a < 1$, $S_a^* = S_a$

Pour les sols granulaires:

S_c est calculée pour différentes valeurs de succion Ψ par la relation suivante :

$$S_c = 1 - [(h_{co}/\Psi)^2 + 1]^m \exp[-m(h_{co}/\Psi)^2] \quad \text{avec : } m=1/C_u \quad (\text{éq.2.40})$$

h_{co} : est la hauteur de remontée capillaire équivalente, donnée par :

$$h_{co} = \frac{0.75 * \cos \beta_w}{[1.17 \log(C_u) + 1] * e * D_{10}} \quad (\text{éq.2.41})$$

où: β_w est l'angle de contact solide-liquide ($\beta_w = 0$ pour les conditions de drainage).

$$S_a = a_c \left(1 - \frac{\ln(1 + \Psi/\Psi_r)}{\ln(1 + 10^7/\Psi_r)} \right) * \frac{(h_{co}/\Psi_n)^{2/3}}{e^{1/3} (\Psi/\Psi_n)^{1/6}} \quad (\text{éq.2.42})$$

où :

$$a_c = 0.01$$

$$\Psi_n = 1 \text{ cm}$$

$$\Psi_r = 0.86 h_{co}^{1.2}$$

Maqsood et al. (2012) ont intégré l'effet de l'hystérésis dans le modèle de Kovács modifié (MK) pour les sols granulaires, en considérant l'angle de contact solide-liquide comme le principal facteur qui cause le phénomène d'hystérésis pour les sols granulaires. Ainsi, cet angle a été estimé égal à 60° pour un sol granulaire en conditions de mouillage (Maqsood et al., 2012).

2.1.2.3.2 Fonction de conductivité hydraulique

La variation de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau volumique est représentée par la courbe de conductivité hydraulique, qui est considérée en plus de la courbe de rétention d'eau, comme une courbe caractéristique d'un sol.

La diminution de la teneur en eau entraîne en général une baisse rapide de la conductivité hydraulique (Musy & Soutter, 1991) (Figure 2-9). Au-dessous de la teneur en eau résiduelle, la conductivité hydraulique est nulle, elle croît de façon exponentielle pour atteindre sa valeur maximale à saturation θ_s . En effet, lorsque la teneur en eau d'un sol est élevée la majorité des vides est remplie d'eau, l'eau peut s'écouler facilement et la conductivité hydraulique est élevée. Par contre, lorsqu'on se trouve à la teneur en eau résiduelle, presque tous les vides sont remplis d'air et il n'y a pas de chemin d'écoulement. L'eau peut se déplacer sous forme de vapeur, de sorte que la conductivité hydraulique (apparente) est faible. L'air au sein de la matrice du sol constitue donc un frein à l'écoulement et la conductivité hydraulique décroît avec l'augmentation de la teneur en air.

En milieu saturé, la teneur en eau est maximale. La conductivité hydraulique est alors constante à sa valeur maximale, on parle de conductivité hydraulique à saturation,

tandis qu'en milieu non saturé, la teneur en eau diminue à mesure que l'on s'éloigne de la saturation.

La figure 2-9 présente des courbes typiques de conductivité hydraulique non-saturée pour un silt et un sable. La conductivité hydraulique d'un sol fin, tel un silt, est plus faible à saturation que celle d'un sol grossier puisque les pores sont plus petits. Lorsque la succion augmente, le sol fin retient l'eau plus facilement par capillarité car ses pores sont plus petits et ainsi la conductivité hydraulique reste relativement élevée, alors que la conductivité hydraulique du sable chute drastiquement en raison de sa désaturation plus rapide.

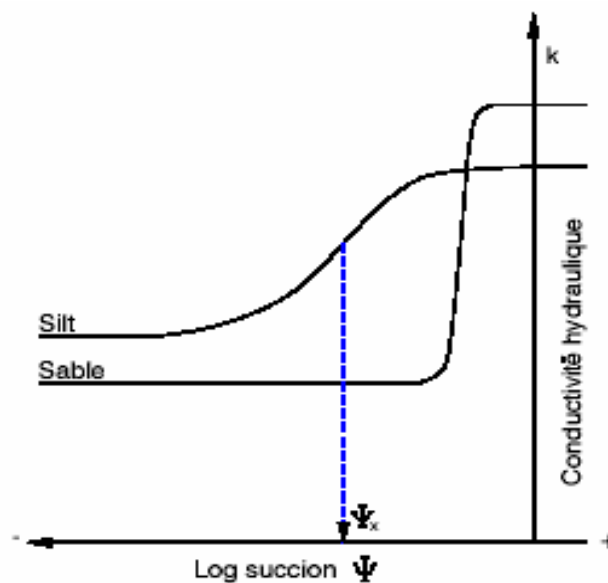


Figure 2.9 : Courbes de conductivité hydraulique non saturée typiques d'un silt et d'un sable (Aubertin et al., 1995)

En présence d'un milieu partiellement saturé, la fonction de perméabilité d'un matériau dépend de la succion. Différentes méthodes (empiriques, macroscopiques et statistiques) permettent de déterminer la fonction $k(\psi)$ à partir de la conductivité hydraulique saturée k_{sat} et d'un terme appelé la conductivité hydraulique relative k_r :

$$\psi = k_{sat} \times k_r \quad (\text{éq.2.43})$$

Les modèles statistiques permettent d'estimer k_r à partir de la CRE. Ils reposent sur trois hypothèses (Mualem, 1986):

- Dans un milieu poreux, les pores sont interconnectés et répartis de façon aléatoire dans le milieu.
- La forme de la CRE est analogue à la fonction de distribution du rayon des pores.
- L'équation de Hagen-Poiseuille est considérée comme valide et elle est utilisée pour déterminer la conductivité hydraulique de chaque pore.

Nous présenterons ici quelques modèles statistiques pour l'estimation de k_r :

■ Modèle de Childs and Collis-George (1950):

$$k_r = \frac{k(\theta_e)}{k_{sat}} = \theta_e^l \frac{\int_0^{\theta_e} (\theta_e - \zeta) \Psi^{-2}(\zeta) d\zeta}{\int_0^1 (1 - \zeta) \Psi^{-2}(\zeta) d\zeta} \quad (\text{éq. 2.44})$$

l : paramètre représentant l'interconnectivité des pores ;

ζ : variable d'intégration ;

θ_e : teneur en eau réduite, donnée par :

$$\theta_e = \frac{\theta_w - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (\text{éq. 2. 45})$$

avec : $\theta_w = \theta_r + \theta_e (s - \theta_r)$ (éq.2.46)

ψ : pression de succion ;

■ Modèle de Burdine (1953) :

$$k_r = \frac{k(\theta_e)}{k_{sat}} = \theta_e^l \frac{\int_0^{\theta_e} \psi^{-1}(\zeta) d\zeta}{\int_0^1 \psi^{-2}(\zeta) d\zeta} = \theta_e^l \left[1 - \left(\theta_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (\text{éq.2.47})$$

L : paramètre représentant l'interconnectivité des pores ;

m : paramètre de lissage des courbes = 1-2/n_v ;

■ Modèle de Gardner 1958

$$k_{rel} = \frac{k}{k_{sat}} = \exp(a_s \Psi) \quad (\text{éq.2.48})$$

k_r : conductivité hydraulique relative :

a_s : paramètre du sol ;

■ Modèle de Mualem (1976):

$$k_r = \frac{k(\theta_e)}{k_{sat}} = \theta_e^2 \left[\frac{\int_0^{\theta_e} \psi^{-1}(\zeta) d\zeta}{\int_0^1 \psi^{-1}(\zeta) d\zeta} \right]^2 \quad (\text{éq.2.49})$$

■ Modèle de Fredlund et al. (1994) :

$$k_r = \frac{k(\Psi)}{k_{sat}} = \theta_e^l \frac{\int_{\Psi}^{\Psi} \frac{\psi_r \theta_w(\zeta) - \theta_w(\Psi)}{\zeta^2} \theta'_w(\zeta) d\zeta}{\int_{\Psi_a}^{\Psi} \frac{\psi_r \theta_w(\zeta) - \theta_w(\Psi)}{\zeta^2} \theta'_w(\zeta) d\zeta} \quad (\text{éq.2.50})$$

Nous avons pu constater, dans ce qui précède, la complexité des phénomènes liés à l'écoulement de l'eau dans le sol, en milieux saturé et non saturé. Ces écoulements dépendent en grande partie des caractéristiques du sol. Nous avons vu également le phénomène d'évaporation, qui dépend également des caractéristiques du sol, mais aussi des conditions météorologiques. Cependant, un autre paramètre important, outre l'évapotranspiration, peut agir sur le bilan hydrique et modifier ses différentes composantes, et qui est la végétation.

Dans ce qui suit, nous discutons de la relation entre la végétation et l'eau et son effet sur le bilan hydrique.

2.2 Impact de la végétation sur le bilan hydrique des recouvrements

Le sol, la végétation et l'atmosphère constituent un seul système continu dans lequel l'eau circule selon un gradient d'énergie négatif. L'eau qui coule dans le sol est absorbée par les racines, transportée par les branches vers les feuilles et ensuite évaporée dans les cavités intercellulaires des feuilles, la vapeur est ensuite diffusée à travers les stomates vers la couche d'air calme en contact avec la surface de la feuille et enfin vers l'atmosphère extérieure.

Les différences de potentiel dans le continuum sol-plante-atmosphère sont proportionnelles à la résistance à l'écoulement. Celle-ci varie dans le sol en fonction de sa conductivité hydraulique et de la densité racinaire (Musy & Soutter, 1991). La plus grande partie de différence de potentiel se situe entre les feuilles et l'atmosphère (Philip, 1966), là où le mécanisme d'évapotranspiration se produit. Avant de décrire de façon détaillée ce mécanisme, nous introduisons d'abord la relation eau-plante.

2.2.1 L'eau et les plantes

Les plantes consomment de l'eau pour leur processus de croissance, mais les quantités extraites sont supérieures à leurs besoins. En effet, elles transmettent une grande partie de cette eau à l'atmosphère. Le processus de transfert de l'eau du sol à l'atmosphère à travers les plantes s'appelle la transpiration et il n'est pas nécessaire pour les processus vitaux de la plante. Le transfert de l'eau est le résultat des différences de pression de vapeur entre la plante et l'atmosphère (Hillel & De Backer, 1988).

L'eau possède des propriétés physico-chimiques lui permettant d'assurer plusieurs fonctions dans la physiologie végétale (Hopkins, 2003) :

- Propriétés thermiques résultant de la présence de liaisons hydrogènes. D'abord les points de fusion et d'ébullition de l'eau lui permettent de se trouver à l'état liquide à une gamme de températures compatibles avec la vie, permettent ainsi le déroulement de la plupart des réactions biochimiques. De plus, l'eau liquide a une bonne conductivité thermique à cause de sa structure ordonnée lui permettant d'évacuer la chaleur de l'endroit où elle est appliquée. L'association de cette conductivité thermique avec la forte chaleur spécifique de l'eau ($4,148 \text{ J g}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}$) lui permettent d'absorber et de redistribuer de grandes quantités d'énergie calorifique tout en évitant toute augmentation de température. Pour évaporer l'eau à partir d'une surface humide, une quantité d'énergie doit être prélevée de cette surface pour transformer l'eau de l'état liquide à l'état vapeur. La chaleur de vaporisation de l'eau est la quantité d'énergie nécessaire pour transformer une mole d'eau liquide en une mole de vapeur d'eau ; elle est égale à 44 kJ mol^{-1} à 25°C (c'est une valeur importante en raison de la présence de liaisons hydrogène). Le prélèvement de cette énergie du milieu contribue à son refroidissement. Par conséquent, l'évaporation de l'eau de la surface des feuilles contribue au refroidissement des plantes et assure ainsi leur régulation thermique ;
- Propriétés en qualité de solvant dues au caractère polaire de l'eau. Cette polarité peut être mesurée par la constante diélectrique qui est l'une des plus élevées ($78,4$ à $22,5^\circ\text{C}$). Cette propriété est importante car elle permet la dissolution des solutés chargés, ce qui est le cas pour la majorité des solutés importants pour les plantes permettant ainsi l'absorption et la distribution des nutriments minéraux et autres solutés ;
- Cohésion élevée entre les molécules d'eau que celle entre l'eau et l'air, lui assurant une tension superficielle élevée ainsi qu'une forte force d'adhésion, force par laquelle l'eau adhère aux surfaces solides. C'est cette force qui assure la montée capillaire de l'eau.

Cette propriété intervient dans l'absorption de l'eau par les systèmes racinaires et dans le transport de l'eau dans la plante ;

- Transparence de l'eau aux radiations lumineuses visibles qui permet la pénétration du rayonnement solaire donnant ainsi l'énergie nécessaire à la photosynthèse.
- Absorption de l'eau par les cellules génère une pression appelée turgescence, cette pression permet aux plantes de maintenir un port dressé en absence d'un squelette ;
- Propriétés hydrauliques qui permettent le grandissement cellulaire et constituant ainsi un support des structures cellulaires ;

Le mouvement de l'eau dans la plante est assuré par les différences de potentiel hydrique. Les racines se trouvent dans le sol, alors que les feuilles sont exposées à l'atmosphère qui a un taux d'humidité différent de celui du sol. Cette différence d'humidité crée un flux d'eau continu à travers la plante.

Les cellules d'une plante sont groupées en tissus et les tissus sont groupés en organes. Les organes principaux d'une plante sont : les racines et les tiges. Ces tissus assurent la continuité vasculaire entre les racines et les feuilles, les feuilles, les fleurs et les fruits. Tous ces organes travaillent ensemble pour produire, transporter et stocker les nutriments. Dans ce qui suit, nous nous intéresserons particulièrement aux feuilles et aux racines, car ce sont des organes réservés aux échanges entre la végétation, le sol et l'atmosphère.

2.2.1.1 Les racines et l'eau

Le système racinaire de la plupart des plantes est très étendu, il représente plus de 50% de la masse totale de la plante. Les racines forment une association intime et dynamique avec le sol dans lequel elles croissent. Les fonctions principales d'une racine sont

l'ancrage de la plante dans le sol, la mise en réserve, l'absorption et le transport d'eau et de sels minéraux. Dans ce qui suit, on s'intéresse à la fonction d'absorption et de transport de l'eau, car c'est elle qui est en lien avec le bilan hydrique.

Une racine est constituée d'un cylindre central, stèle, entouré d'un cortex et d'un épiderme protecteur qui se développe vers l'extérieur en poils absorbants. Ces derniers assurent l'absorption de l'eau et des minéraux (Figure 2-10). L'absorption de l'eau par la racine est la réponse d'un gradient de potentiel décroissant entre l'intérieur de la racine et sa surface externe. Ce dernier est influencé par le rythme de transpiration ; en effet, lorsque celui-ci est élevé, une tension se crée et se propage des feuilles au xylème et donne naissance à un gradient de potentiel de pression. L'absorption résultante est dite passive (Musy & Soutter, 1991). Mais pour que l'eau transite à l'intérieur de la racine, le système racinaire doit posséder une perméabilité globale. Celle-ci dépend des facteurs internes et externes (Musy & Soutter, 1991) :

- Facteurs intrinsèques à la plante, tels que la présence de poils absorbants à perméabilité égale à celle des cellules de l'épiderme, les caractéristiques génétiques et les conditions physico-chimiques dans lesquelles le système racinaire s'est développé.
- Facteurs externes, tels que la température, l'aération du sol et la teneur en CO₂. Ces facteurs influencent l'activité métabolique de la plante, qui est responsable du maintien de la structure des membranes.

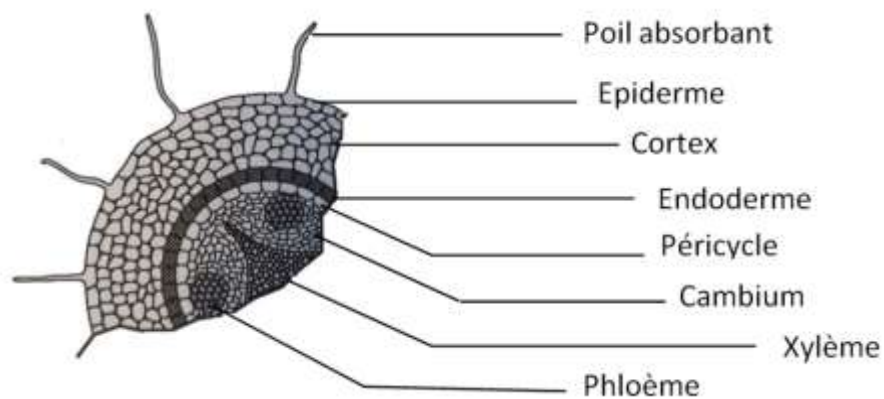


Figure 2.10 : Coupe transversale d'une racine dans la zone de différenciation (Musy & Soutter, 1991)

L'absorption de l'eau par une plante est influencée par plusieurs paramètres. D'abord au niveau des racines, la distance parcourue par l'eau et son l'absorption par les racines sont des paramètres déterminants. La distance parcourue par l'eau pour atteindre les racines dépend de la densité du système racinaire et des propriétés du sol (Musy & Soutter, 1991). En effet, cette distance diminue avec l'augmentation de la longueur du système racinaire, qui peut atteindre une longueur de plusieurs mètres. Malgré cette longueur, la surface de contact entre les racines et les particules de sol reste très faible (Hillel & De Backer, 1988). Quant aux propriétés du sol, la teneur en eau et la succion influencent l'absorption de l'eau par les racines. Pour que l'eau de sol soit disponible à la plante, il faut que la succion de l'eau dans le sol soit inférieure à la succion de l'eau dans la plante, que l'eau s'écoule vers et dans la racine et qu'elle y arrive à une vitesse suffisante pour compenser les pertes en eau par transpiration (Hillel & De Backer, 1988). La succion dans la racine dépend de la succion moyenne du sol, de la vitesse d'extraction de l'eau sollicité par la transpiration et de la conductivité hydrique du sol. La succion de l'eau de sol au point de flétrissement dépend du régime d'extraction et donc de celui de la transpiration (Gardner, 1960).

La texture, la nature du sol et ses propriétés hydrauliques jouent également un rôle important dans l'extraction de l'eau par les racines. En effet, l'argile retient plus d'eau que le sable du fait que la conductivité hydraulique de l'argile devient supérieure à celle du sable à partir d'une succion égale à 1 bar (Hillel & De Backer, 1988). Par conséquent, une baisse de la teneur en eau d'un sol argileux entraîne une augmentation graduelle de la succion racinaire, alors que dans un sol sableux une baisse de la teneur en eau n'influence pas beaucoup la succion racinaire tant que le point de flétrissement n'est pas atteint.

L'extraction de l'eau par les racines varie avec la profondeur (Ogata et al., 1960) in (Hillel & De Backer, 1988). Cette variation peut être due aux différences d'activité, de conductivité ou de densité des racines dans le profil de sol (Hillel & De Backer, 1988). En ce qui concerne la densité racinaire, son augmentation entraîne une augmentation de l'extraction de l'eau du sol par les racines. De plus, les différences dans les systèmes racinaires peuvent également influencer la densité racinaire (Hillel & De Backer, 1988). Ainsi, dans un sol colonisé par les racines, on distingue en général deux niveaux de sol une première couche où la densité racinaire est élevée et uniforme et une deuxième couche, plus profonde, où la densité racinaire est plus faible et moins uniforme. Dans la première couche, le régime d'extraction d'eau est plus important, ce qui entraîne une baisse de la TEV du sol et un déficit en eau de façon uniforme sur toute la couche, tandis que dans la deuxième couche, le régime d'extraction est beaucoup plus faible et moins uniforme, l'eau commence à migrer alors vers la couche supérieure, par gradient de succion.

Parfois, le système racinaire peut jouer un rôle plus important que celui des propriétés hydrogéologiques dans la réserve en eau utile. Tennant (1976) a évalué la réserve en eau utile pour le blé dans cinq sols différents, les résultats ont montré que la profondeur des racines influence la réserve en eau plus que les propriétés hydrogéologiques. Canadell et al., (1996) ont examiné 290 études autour du monde et ont montré que la

profondeur racinaire maximale moyenne est autour de 7 m pour les arbres et 2,6 m pour les herbacées. Cette différence de profondeur racinaire engendrerait une différence de 540 mm dans la réserve utile entre les arbres et les herbacées pour un sol sableux et trois fois plus pour un sol argileux. Par conséquent, la différence de la réserve en eau utile induit une différence d'évapotranspiration entre les arbres et les herbacées (Hodnett et al., 1995 ; Nepstad et al., 1994 ; Turner, 1991) in (Zhang et al., 2001).

Pour qu'une plante continue à extraire l'eau du sol à un régime adéquat pour le maintien de son activité normale, les conditions suivantes doivent être satisfaites (Hillel & De Backer, 1988) :

- Le régime de transpiration imposé à la plante ne doit pas être trop élevé,
- La conductivité hydraulique du sol doit être adéquate,
- La densité racinaire doit être suffisante.

Lorsque l'une de ces conditions est rompue, la vitesse d'extraction de l'eau par les racines tombe en-dessous de celle de la transpiration et la plante commence à perdre de l'eau.

2.2.1.2 Les feuilles

Les feuilles possèdent une structure physique en lame (Figure 2-11), formant le limbe. La surface de la feuille est couverte d'une cuticule formée de cutine enrobée dans une matrice de cire cuticulaire. Celle-ci étant hydrophobe, elle offre une très forte résistance à la diffusion de l'eau et de la vapeur d'eau des cellules sous-jacentes. Elle réduit donc l'évaporation d'eau par la surface de l'épiderme. La continuité de l'épiderme et de la cuticule peut être interrompue par des pores appelés stomates. Chaque stomate est entouré par deux cellules de garde qui contrôlent la taille du pore.

L'intérieur de la feuille comporte des cellules photosynthétiques qui constituent le mésophylle. Dans la plupart des cas, ces cellules sont séparées par des espaces remplis d'air et situés en-dessous des stomates, on parle de chambres sous-stomatiques. Ces espaces permettent les échanges gazeux (dioxyde de carbone, oxygène, vapeur d'eau,...etc.) entre ces espaces aériens qui se trouvent à l'intérieur de la feuilles et l'atmosphère. Le stomate constitue, donc, la principale voie pour la vapeur d'eau à travers la cuticule imperméable. C'est à ce niveau où les échanges entre la plante et l'atmosphère ont eu lieu. Pendant un jour de grande chaleur, les stomates se ferment et la résistance à l'écoulement entre les feuilles et l'atmosphère augmente, réduisant ainsi le régime de transpiration (Hillel & De Backer, 1988). On parle de régulation stomatique qui se produit en réponse au stress hydrique, c'est-à-dire lorsque l'alimentation du processus de transpiration est inférieure à la demande évaporatoire.

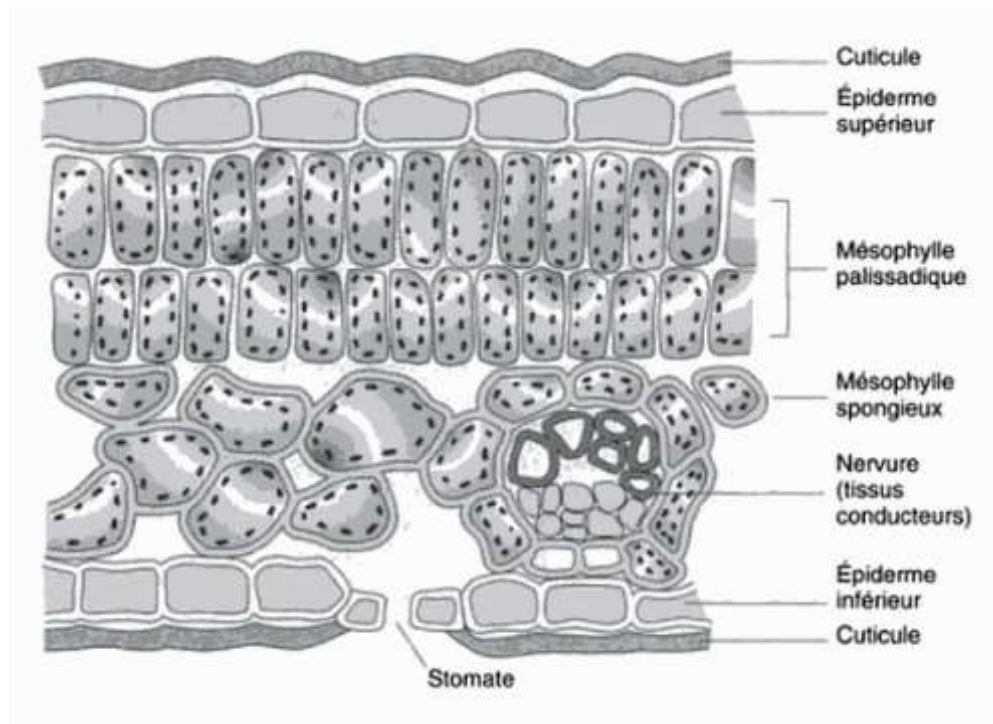


Figure 2.11 : Anatomie de la feuille (Hopkins, 2003)

2.2.2 Transpiration des végétaux

Les plantes absorbent une grande quantité d'eau du sol, moins de 5% de cette eau est réellement utilisée pour la croissance de la plante, et une quantité encore moindre utilisée dans les réactions biochimiques. Par contre, un pourcentage élevé est restitué à l'atmosphère par transpiration pour assurer l'équilibre hydrique de la plante.

2.2.2.1 Mécanisme de la transpiration

La transpiration est la perte d'eau sous forme de vapeur par la plante. À l'échelle de la feuille, elle est provoquée par la différence de pression de vapeur entre les espaces intercellulaires des feuilles et l'air ambiant. La vapeur d'eau s'échappe des ouvertures qui se trouvent dans le liège des branches (lenticelles) ainsi que des stomates (plus de 90%). Cette perte d'eau répond à une demande évaporatoire. Ainsi, les racines d'une plante plongent dans le réservoir d'eau dans le sol tandis que ses feuilles sont exposées aux conditions météorologiques (rayonnement solaire, vent,...etc) qui induisent une demande évaporatoire. Les gradients de succion entre ces deux extrémités font que la plante continue de transmettre l'eau du sol à l'atmosphère, c'est la transpiration qui est donc un résultat de l'équilibre de la plante avec l'atmosphère.

La transpiration comprend deux phases :

- L'évaporation de l'eau des parois cellulaires humides dans la chambre sous-stomatique : on considère souvent que l'évaporation s'effectue à partir des cellules du mésophylle qui bordent les espaces sous-stomatiques, mais l'évaporation peut avoir lieu à partir de l'épiderme (Kramer, 1983 ; Tyree & Yianoulis, 1980).
- La diffusion de la vapeur d'eau des espaces sous-stomatiques dans l'atmosphère : la vapeur d'eau quitte la surface des cellules et se diffuse dans les espaces sous-

stomatiques, une fois les stomates sont ouverts, elle s'échappe dans l'atmosphère, on parle de transpiration stomatique ; elle représente 90 à 95% de la transpiration des feuilles. La transpiration peu se faire également à partir de la cuticule mais à un faible pourcentage. Elle peut augmenter en condition de sécheresse lorsque les stomates sont fermés.

La pression de vapeur d'eau est d'une importance cruciale dans le processus de transpiration. En effet, la diffusion des molécules se fait dans le sens du gradient de concentration décroissant, selon la loi de Fick, c'est-à-dire du milieu à forte concentration vers le milieu à faible concentration. Puisque la pression augmente avec la concentration de la vapeur d'eau, alors la diffusion de la vapeur d'eau se fera dans le sens de gradient décroissant de vapeur d'eau, du milieu à forte pression au milieu à faible pression de vapeur. Dans le cas d'une plante, la pression de vapeur est généralement plus élevée au niveau des espaces sous-stomatiques, car ces espaces sont souvent saturés ou presque en vapeur d'eau, cette vapeur d'eau provenant de cellules mésophylliennes qui entourent l'espace sous-stomatique. Alors que le milieu externe est moins concentré en vapeur d'eau et présente donc une faible pression de vapeur, il se crée par conséquent un gradient de pression de vapeur décroissant de l'intérieur vers l'extérieur de la feuille. Ce gradient est la force motrice de la transpiration des plantes.

2.2.2.2 Paramètres influençant la transpiration

Comme discuté dans le paragraphe précédent, la transpiration des plantes dépend du gradient de concentration de vapeur d'eau et donc de la pression de vapeur d'eau entre les espaces sous-stomatiques de la feuille et l'atmosphère. Cependant, la transpiration peut être contrôlée aussi par des résistances de la part des feuilles et de l'atmosphère environnante, en plus de la résistance de la couche limite (Figure 2-12).

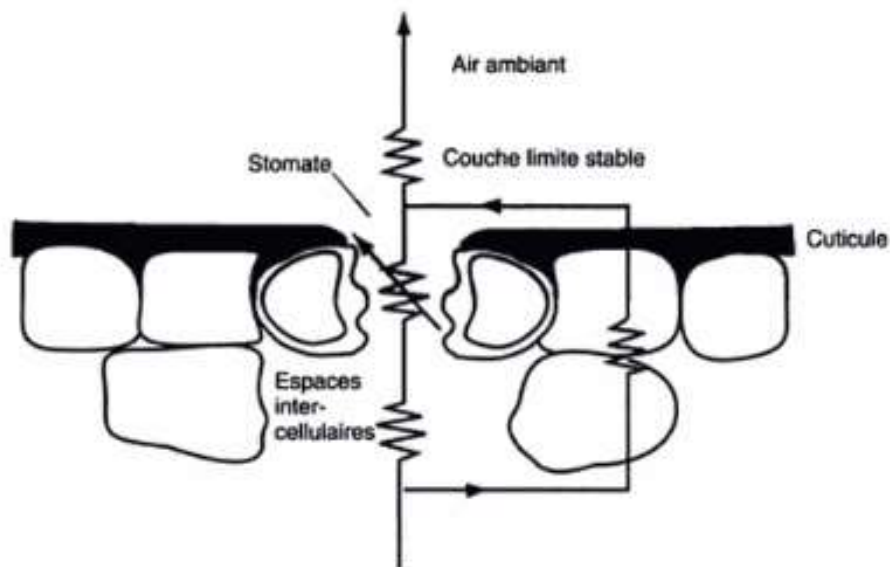


Figure 2.12 : **Principales résistances rencontrées par une vapeur d'eau qui diffuse hors de la feuille (Hopkins, 2003).**

D'autres paramètres peuvent intervenir dans le processus de transpiration, dont les plus importants sont :

- La température.
- L'humidité.
- La vitesse du vent
- La capacité d'absorption (Musy & Soutter, 1991), qui dépend de plusieurs facteurs dont la résistance à l'écoulement au sein de la racine contrôlée par sa structure interne.
- Régulation stomatique qui dépend de (Musy & Soutter, 1991):
 - L'action des inhibiteurs métaboliques, produits de la photosynthèse, et donc la régulation stomatique est influencée, entre autres, par l'intensité lumineuse, la

température, la disponibilité de CO₂. Il s'agit du paramètre principal qui contrôle le degré d'ouverture des stomates.

- Stress hydrique : qui se produit lorsque l'alimentation du processus de transpiration, c'est-à-dire les apports en eau, s'effectue sur un rythme inférieur aux besoins thermiques de la plante.
- Autres mécanismes liés à la turgescence des cellules stomatales qui contournent les stomates.

2.2.3 Impact de la végétation sur le bilan hydrique

La végétation sur un sol agit directement et indirectement sur les échanges entre le sol et l'atmosphère de différentes façons :

- La végétation peut constituer un frein à la diffusion de la vapeur d'eau (Monteith, 1965b).
- Le prélèvement de l'eau du sol par la végétation peut créer un déséquilibre des potentiels d'eau, affectant ainsi les transferts d'eau dans le sol (Musy & Soutter, 1991).
- La respiration racinaire induit un échange de gaz dans la phase gazeuse du sol (Musy & Soutter, 1991).
- Le développement du système racinaire dans le sol modifie sa structure et donc ses propriétés hydriques (Musy & Soutter, 1991).
- La couverture végétale influence les échanges énergétiques entre le sol et l'atmosphère (Musy & Soutter, 1991) et agit ainsi sur le prélèvement d'eau, le stockage et la restitution de l'eau à l'atmosphère (Tabacchi et al., 2000), notamment en modifiant la rugosité de la surface (Moore, 1974) qui est un paramètre clé dans les échanges sol-

atmosphère et qui peut agir sur les profils de vent, de température et d'humidité (Perrier, 1975) mais aussi sur le ruissellement (Tabacchi et al., 2000).

Ainsi, il paraît que la végétation peut avoir une influence sur la quantité et sur les transferts de l'eau dans le sol en agissant : 1) directement sur les composantes du bilan hydrique, telles que l'évapotranspiration, l'infiltration, le stockage ou 2) indirectement en modifiant la structure du sol. Dans ce qui suit, l'accent est mis sur l'impact de la végétation sur le stockage de l'eau dans le sol et sur l'évapotranspiration.

2.2.3.1 Impact de la végétation sur le stockage

Pour une bonne croissance de la plante, il doit y avoir un équilibre entre la demande de la plante en eau et son alimentation. Comme la demande évaporatoire de l'atmosphère est continue dans le temps et les apports en eau par précipitation ne le sont pas, la plante fait appel à l'eau stockée dans le sol pour assurer ses besoins en eau pendant les périodes sèches. Plusieurs auteurs ont étudié l'impact de la végétation sur le stockage de l'eau dans le sol. Ainsi, des observations de terrain ont montré une réduction du stockage d'eau dans le sol pendant un cycle de végétation dans les zones cultivées, avec une participation beaucoup plus importante des horizons superficiels que des horizons profonds (Choisnel, 1992). Ce qui montre que la végétation peut puiser l'eau et influencer le stockage de l'eau dans le sol. Il a été montré également que la végétation peut influencer l'humidité du sol et modifier sa distribution spatiale (Vivoni et al., 2008) entre les couches superficielles et profondes du sol dans les régions semi-arides (Yang et al., 2012). Des études ont été menées sur l'impact du boisement sur l'humidité du sol en milieu aride, ils ont montré que le boisement peut réduire l'humidité du sol par rapport aux niveaux antérieurs au boisement en raison de l'interception des précipitations par les feuilles, de l'absorption par les racines et des pertes par évapotranspiration (Cao, Chen, et al., 2009 ; Jian et al., 2015 ; Jin et al., 2011).

L'impact de la végétation sur le stockage dépend de plusieurs paramètres. En effet, le stockage de l'eau dans le sol diminue avec l'augmentation de la profondeur racinaire (Porporato et al., 2004), mais le type de végétation affecte également le stockage de l'eau du sol (Duan et al., 2016). Par ailleurs, la biomasse peut jouer un rôle déterminant dans la variation spatiale de la teneur en eau du sol dans les couches profondes (Yang et al., 2015).

La profondeur jusqu'à laquelle la végétation peut puiser l'eau du sol dépend du type de la végétation et principalement de la profondeur des racines ; tandis que les arbres peuvent extraire l'eau à des couches profondes du sol, les herbacées peuvent utiliser l'humidité du sol à de faibles profondeurs (Scott et al., 2000). Li et al. (2007) estiment que la végétation peut agir sur l'eau de sol jusqu'à une profondeur de 10 cm alors que Knoop and Walker (1985) ont observé que les graminées peuvent absorber l'eau à des profondeurs entre 0 et 30 cm avec une vitesse suffisante pour réduire le drainage de l'eau dans le sous-sol, elles peuvent également absorber l'eau directement du sous-sol.

En plus de leur effet sur le stockage, les racines peuvent modifier le flux de l'eau dans le sol en créant des chemins d'écoulement préférentiel Gehrels et al. (1998).

Il s'avère ainsi que la présence de végétation peut réduire le stockage de l'eau dans le sol.

2.2.3.2 Impact de la végétation sur l'évapotranspiration

Tel discuté auparavant, la transpiration des végétaux peut augmenter les pertes en eau par évapotranspiration. Plusieurs auteurs ont étudié le rôle de la végétation dans le processus de l'évapotranspiration, leurs résultats montrent que la végétation peut influencer l'évapotranspiration de plusieurs façons : la végétation peut agir sur l'état énergétique de l'eau de sol par le biais de la transpiration qui présente une relation

linéaire avec la succion exercée par le xylème dans les sols secs (Carminati et al., 2017). Le couvert végétal pourrait influencer l'environnement physique du sol près de la surface du sol, en particulier dans les profondeurs inférieures à 40 cm (Bristow & Horton, 1996 ; Chung & Horton, 1987). En réduisant le rayonnement net et la température de la surface, la végétation permet de réduire l'évaporation de sol (Chung & Horton, 1987). La végétation peut également diminuer la quantité de rayonnement solaire atteignant le sol et la température du sol, ce qui peut réduire considérablement l'évaporation par rapport à un sol nu (Chung and Horton 1987). La végétation peut accroître les échanges sol-atmosphère, car elle puise l'eau du sol avec une vitesse supérieure à celle de la diffusion de l'eau dans un sol dépourvue de la végétation (Hartmann, 1994).

En matière d'étude de l'impact de la végétation sur le bilan hydrique et principalement sur l'évapotranspiration, les auteurs distinguent :

1. L'effet de la végétation sur le bilan hydrique à grande échelle (pour la modélisation climatique) : plusieurs études ont montré qu'une élimination du couvert végétal induit une baisse de l'ET (Lean & Rowntree, 1997 ; Yang et al., 2009). Un changement du type de végétation influence l'ET (Dirmeyer & Shukla, 1994 ; Hibbert, 1967 ; Hodnett et al., 1995). Par ailleurs, Donohue et al. (2006) ont étudié l'impact de la végétation sur les composantes du bilan hydrique et ont conclu de l'importance d'inclure la dynamique de la végétation dans les modèles de prédiction du BH.
2. L'effet de la végétation sur le bilan hydrique à petite échelle (en hydrologie) : il a été montré que la différence de la profondeur des racines entre différents types de végétation peut causer une différence au niveau de la réserve en eau utile, et par conséquent une différence d'ET, notamment en en saison sèche (Calder, 1998). D'autres études ont montré que l'ET d'un sol végété est plus importantes que celle d'un sol nu (Maeda et al., 2017 ; Risler, 1870).

L'impact de la végétation sur l'évapotranspiration dépend de plusieurs paramètres :

- Les paramètres racinaires : une proportion plus élevée de la respiration autotrophique a été trouvée dans la forêt de la chaîne côtière, probablement en raison d'une biomasse de racines fines beaucoup plus élevée dans ce site (Urrutia-Jalabert et al., 2017). La croissance du système racinaire augmente la biomasse et par conséquent la transpiration et réduit l'évaporation du sol (Aggarwal et al., 2017). Une augmentation de la profondeur racinaire augmente l'indice d'évaporation (E/P) (Porporato et al., 2004).
- Le type de la végétation : les espèces ligneuses consomment plus d'eau par évapotranspiration que les autres types de végétation, comme les prairies naturelles (Cao, Zhang, et al., 2009). (Obojes et al., 2015) ont étudié les effets de la végétation sur le bilan hydrique des prairies de haute altitude avec des conditions climatiques différentes à travers les Alpes. Les résultats ont montré une grande variabilité de l'ET, de l'infiltration et de l'humidité du sol dans tous les sites, cette variabilité étant induite par la variabilité de la végétation.
- La biomasse : l'évapotranspiration augmenterait avec l'augmentation de la biomasse indépendamment du le climat du site à l'étude (Obojes et al., 2015).
- La structure et l'arrangement des feuilles peuvent agir sur des paramètres météorologiques liés à l'évapotranspiration, telles que la vitesse du vent (Frederick, 1961) et l'absorption du rayonnement solaire (Sarlikioti et al., 2011).
- Le climat : l'effet de la végétation était plus prononcé sur les sites humides que sur les sites plus secs où les paramètres climatiques dominant l'ET (Obojes et al., 2015).
- Le LAI (Leaf Area Index) ou indice de surface foliaire, qui est la surface de feuilles exprimée par unité de surface au sol, modifie le bilan énergétique (Buermann et al., 2001 ; Hogg et al., 2000) et influence la transpiration ; ainsi la transpiration augmente avec le LAI (Aggarwal et al., 2017) .

Ainsi à travers cette revue de littérature, il s'avère que la végétation peut avoir un effet sur les différentes composantes du bilan hydrique. Ces effets sont résumés dans le tableau 2-1.

Tableau 2.1 : Principales composantes du BH influencées par la végétation

Composante du BH	Impact de la végétation
Evapotranspiration (ET)	La végétation peut augmenter l'ET par le biais de la transpiration. Celle-ci a lieu au niveau des stomates des feuilles
Stockage	Les racines peuvent puiser l'eau du sol et réduire ses réserves
Infiltration	Les racines peuvent modifier la texture du sol et augmenter la porosité et la perméabilité

Dans le cadre de ce projet, seul l'impact de la végétation sur l'évapotranspiration sera étudié. Quelques études portant sur l'impact de la végétation sur les recouvrements sont citées dans le tableau 2-2.

Tableau 2.2 : Quelques travaux portant sur l'impact de la végétation sur les recouvrements utilisés pour la restauration des sites miniers

Auteur	Système de restauration	Impact de la végétation sur les composantes du bilan hydrique	Climat
(Gee et al., 1993)	Recouvrement multicouche	L'évapotranspiration des couvertures CEBC avec végétation est plus grande que celle sans végétation d'environ 58%	Semi-aride

MEND	Tout type de recouvrement	Les teneurs en eau dans les zones racinaires peuvent varier en fonction du type de la végétation	Différents types de climat
(Junqueira et al., 2006)	Couverture store-release	Rôle critique dans la performance des couvertures, notamment sur le contrôle de l'infiltration d'eau	Aride et semi-aride

Aucun travail de recherche relatif à l'impact de la végétation sur la performance du recouvrement de type monocouche avec nappe phréatique surélevée en climat humide n'a été réalisé. Pour étudier cet impact, on vise à étudier la composante du BH la plus influencées par la végétation, qui est l'évapotranspiration. Dans ce qui suit nous présentons quelques méthodes utilisées pour l'évaluation de l'évapotranspiration.

2.3 Méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration est une composante importante du bilan hydrique (BI). Faisant intervenir à la fois des processus physiques et biologiques, cette composante du BI est complexe à étudier et à évaluer. De nombreuses méthodes de mesure et d'estimation ont été proposées par différents auteurs. Chaque méthode se distingue par les paramètres qu'elle prend en considération, par les conditions climatiques dans lesquelles elle a été développée et par ses limites d'application. Ainsi, il est nécessaire de bien choisir la méthode convenable en fonction de l'objectif visé.

Pour évaluer l'évapotranspiration, des méthodes directes ou indirectes peuvent être utilisées. On parle de méthode d'évaluation directe lorsque l'évapotranspiration est mesurée directement par un instrument de mesure (évaluation de l'évapotranspiration

réelle) et de méthode indirecte quand elle est calculée par une équation à partir d'autres paramètres connus. On exprime souvent l'évapotranspiration en hauteur de lame d'eau.

Dans ce qui suit, on s'intéresse aux méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration pour un sol. Les méthodes de mesures de l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre ne seront donc pas abordées. Quant aux méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration, on peut distinguer (Rose & Sharma, 1984) :

- Les méthodes hydrogéologiques
- Les méthodes micro-météorologiques
- Les méthodes empiriques-analytiques

2.3.1 Méthodes hydrogéologiques

Les méthodes hydrogéologiques sont basées sur la mesure directe des composantes du bilan hydrique.

2.3.1.1 Bilan hydrique

La méthode du bilan hydrique consiste à mesurer les différentes composantes du bilan hydrique du site à l'étude, et à déduire par la suite la composante de l'évapotranspiration à partir de l'équation du bilan hydrique (éq.2.1). Cette méthode permet d'évaluer l'évapotranspiration réelle à partir de mesures directes de terrain. L'inconvénient de cette méthode réside dans la difficulté de quantifier avec précision les différentes composantes du bilan hydrique.

2.3.1.2 Lysimétrie

Un lysimètre est un dispositif rempli de sol, localisé dans le terrain en question, avec ou sans végétation qui est utilisé afin d'évaluer l'évapotranspiration d'une culture en croissance, d'une couverture végétale de référence ou l'évaporation d'un sol nu (Aboukhaled & Smith, 1986). Le lysimètre permet de mesurer de façon directe l'évapotranspiration réelle d'un sol à l'échelle d'une parcelle.

On distingue les lysimètres pesables des lysimètres non pesables (appelés encore lysimètres volumétriques ou lysimètres drainants).

Lysimètre pesable : dans ce type de dispositif, le volume de sol est isolé à l'aide d'une cuve étanche (Figure 2-13). Le sol est drainé par une couche de gravier à la base. Les différentes composantes du bilan hydrique sont mesurées : les précipitations sont mesurées à l'aide d'un pluviomètre, l'infiltration est recueillie à la base de la cuve, le ruissellement est recueilli l'aide d'un collecteur qui fait le tour du lysimètre et la variation du stockage est mesurée en pesant le poids du sol régulièrement ou à partir de la mesure des teneurs en eau. Ensuite, l'évapotranspiration est calculée par l'équation du bilan hydrique (Éq. 2.1). Le choix du type de lysimètre dépend de son utilisation et du degré de précision requis. Ainsi pour des mesures d'ordre horaire, une grande précision de pesée est nécessaire.

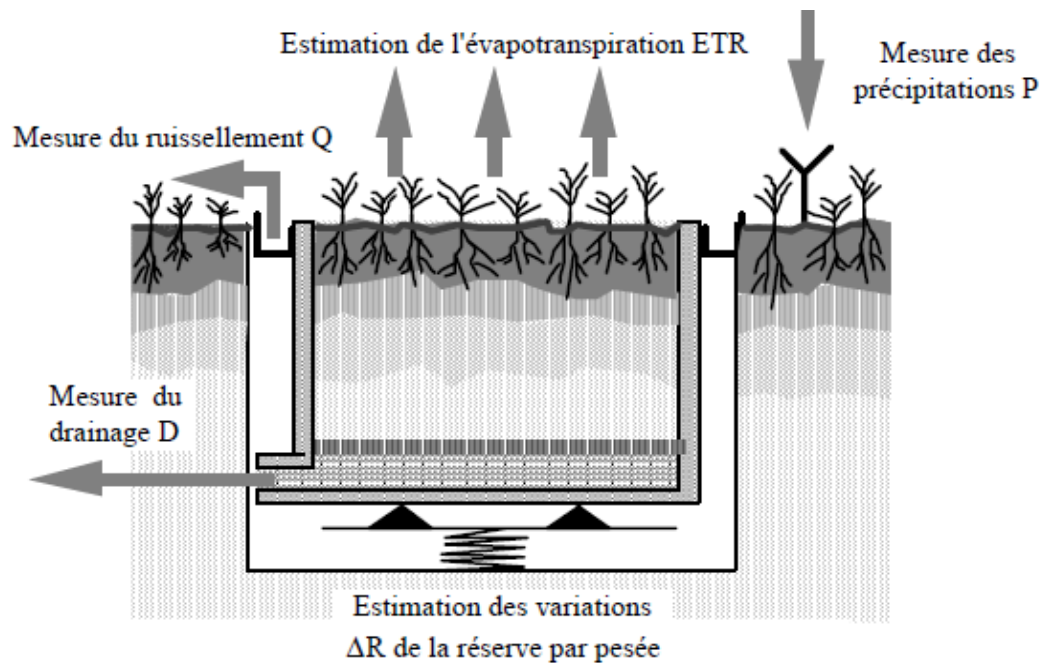


Figure 2.13 : Lysimètre pesable (Laborde, 2000)

Cette méthode est simple et donne des résultats précis quand les normes d'installation et les protocoles d'observation sont respectés (WMO, 2008). Elle est considérée comme la méthode la plus pertinente et la plus précise pour divers écosystèmes et notamment pour les climats semi-arides et tempérés (Bossé, 2012). Néanmoins, la mise en place du lysimètre peut perturber la relation sol-sous sol et tous les types de végétation ne peuvent pas y être implantés (ex : grands arbres). Le principal inconvénient est lié à son poids. Également, il est important de mentionner que les mesures par lysimétrie sont effectuées sur de petites parcelles pour des cultures données et de ce fait les résultats ne peuvent pas être généralisés à l'échelle d'un bassin versant (Laborde, 2000).

Le lysimètre drainant (Figure 2-14) : ces lysimètres sont utilisés pour l'évaluation du bilan hydrique entre deux épisodes pluvieux, en assumant que le sol est à sa capacité de champ après les précipitations. Dans ce cas la variation du stockage est considérée

comme nulle, le ruissellement est mesuré, et l'évapotranspiration (ETR) est déduite par soustraction du ruissellement des précipitations. Les lysimètres drainants sont moins précis que les lysimètres pesables.

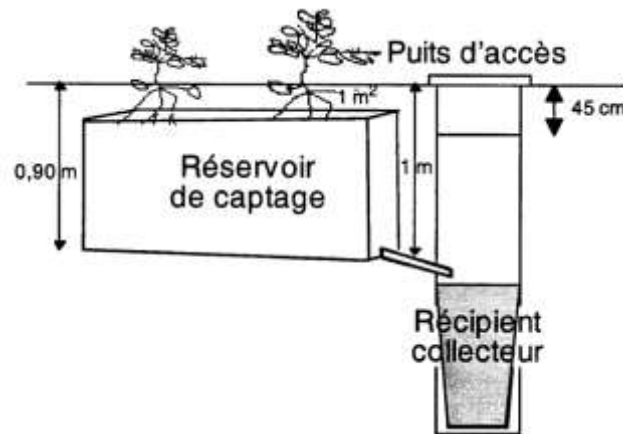


Figure 2.14 : Lysimètre drainant (Lagacé, 2011)

Le lysimètre flottant : un récipient contenant du sol flotte dans un liquide contenu dans un autre contenant et les variations du poids dues à l'évapotranspiration sont mesurées par les variations de flottabilité et le changement du niveau du liquide. Ces lysimètres peuvent avoir une bonne sensibilité mais sont sujets à des erreurs thermales et sont sensibles à l'effet du vent (Aboukhaled & Smith, 1986).

2.3.2 Méthodes micrométéorologiques

Les méthodes micrométéorologiques sont basées sur l'équation du bilan d'énergie et sur les équations aérodynamiques. L'évapotranspiration est un phénomène mettant en jeu des échanges thermo-radiatifs qui dépendent de la quantité d'énergie disponible à la surface évaporante. La relation entre l'énergie mise en jeu au cours de ces échanges et la demande en énergie de l'atmosphère est exprimée par le bilan énergétique.

2.3.2.1 Bilan énergétique

L'évapotranspiration se produit sous l'effet du rayonnement solaire qui constitue la source d'énergie qui permet le passage de l'eau de l'état liquide à l'état de vapeur. Une partie du rayonnement solaire reçu par sol est réfléchi R_r en fonction de l'albédo de la surface, une partie est réémise R_b . Le bilan des rayonnements incidents et réfléchi ou émis est donné par le rayonnement net R_n . Le passage du rayonnement reçu au rayonnement thermique émis par le sol se fait par le biais de transformations énergétiques dont l'évaporation (Figure 2-15).

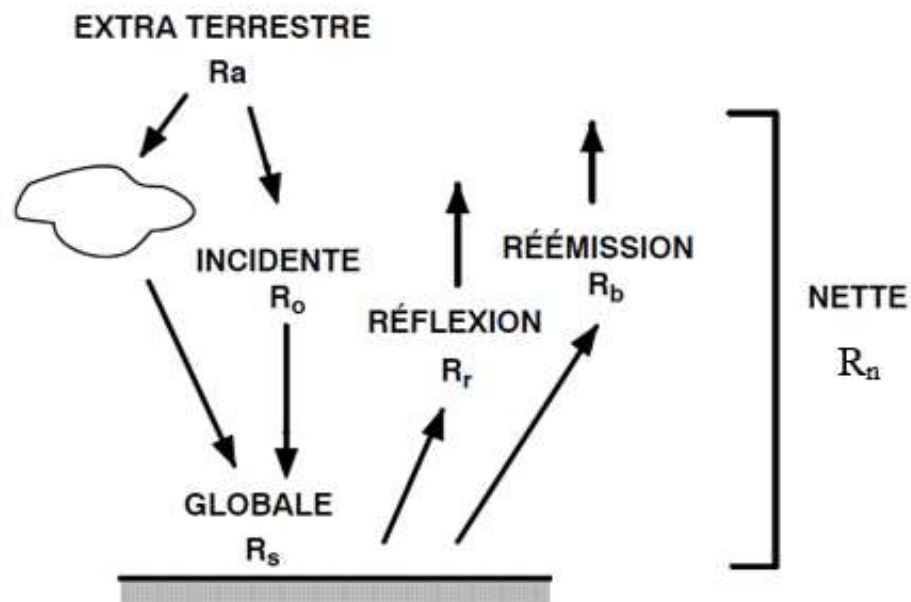


Figure 2.15 : Bilan radiatif (Lagacé, 2011)

Le bilan radiatif est donné par :

$$R_n = R_s - R_r - R_b \quad (\text{éq. 2.51})$$

R_s est le rayonnement global. Il se mesure avec un pyranomètre ou peut être estimé à partir du rayonnement extraterrestre par l'équation (Lagacé, 2011) :

$$R_s = R_a \left(a + \frac{bn}{N} \right) \quad (\text{éq. 2.52})$$

Où :

n est la durée d'insolation qui peut être mesurée par un héliographe ; N est la durée possible d'insolation qui peut être estimée à partir du mois et de la latitude (Gray, 1972) in (Lagacé, 2011).

a et b sont des constantes qui varient en fonction de la localisation géographique, de la période de l'année, de la quantité d'eau, et de la pollution dans l'air (McKay, 1960 ; Penman, 1948 ; Prescott, 1940) ;

Le rayonnement global peut également être estimée à partir du rayonnement incident par l'équation (Gray, 1972) :

$$R_s = R_0 \left(a + \frac{bn}{N} \right) \quad (\text{éq.2.53})$$

Gray (1972) présente les cartes des valeurs de R_0 mesurées au Canada pour chaque mois de l'année.

Pour le Canada $a = 0.355$ et $b = 0.68$ (Mateer, 1955) in (Lagacé, 2011).

R_r est le rayonnement réfléchi, il peut être estimé par :

$$R_r = \alpha R_s \quad (\text{éq. 2.54})$$

Où α est l'albédo.

Le tableau 2-3 donne quelques valeurs d'albédo en fonction du type de surface.

Tableau 2.3 : Valeurs d'albédo (Environnement Canada, 2013)

Surface	Albédo
Eau de mer	0,05 - 0,10
Terre arable	0,10 - 0,25
Glace de mer vive	0,30 - 0,40
Neige fondante	0,40 - 0,50
Neige fraîche	0,80 - 0,90

R_b est le rayonnement de grande longueur d'onde émis par la Terre et peut être estimé par (Gray, 1972):

$$R_b = \epsilon \sigma T_a^4 (0.56 - C \sqrt{e_a}) (1 + 0.9 n/N) \quad (\text{éq. 2.55})$$

Où C est une constante (=0.25 kPa-1/2)

e_a : la pression de vapeur d'eau est calculée comme ceci (Lagacé, 2011) :

$$e_a = e_s RH \quad (\text{éq. 2.56})$$

La pression de vapeur saturée e_s à la température T est donnée par (Lagacé, 2011) :

$$e_s(T) = 0.6108 e^{(17.27T/(T+273.3))} \quad (\text{éq. 2.57})$$

Le rayonnement net de grande longueur d'onde peut être également estimé par l'équation (Allen et al., 1998a):

$$R_b = \sigma \left[\frac{(T_{max}+273)^4 + (T_{min}+273)^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_r}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{s0}} - 0.35 \right) \quad (\text{éq. 2.58})$$

Le rayonnement incident peut être estimé par (Allen et al., 1998a) :

$$R_{s0} = (0.75 + 2z/10^5)R_a \quad (\text{éq. 2.59})$$

La pression de vapeur moyenne à la température du point de rosée T_r est donnée par :

$$e_r = \frac{1}{2} \left[e_s(T_{\min}) \frac{RH_{\max}}{100} + e_s(T_{\max}) \frac{RH_{\min}}{100} \right] \quad (\text{éq. 2.60})$$

Le lien entre la partie de l'énergie absorbée par le sol et l'évaporation est exprimé par l'équation du bilan énergétique comme ceci :

$$R_n = LE + G + H \quad (\text{éq. 2.61})$$

LE : est le flux de chaleur latente qui représente l'énergie utilisée pour faire passer les molécules d'eau de l'état liquide à l'état gazeux à température constante.

G : est le flux de chaleur dans le sol (conductif).

H : est le flux de chaleur sensible (convectif) qui correspond au flux de chaleur issu de la convection entre la surface du sol et l'air. La chaleur latente entraîne une modification de la température.

2.3.2.2 Méthode du bilan énergétique

L'équation du bilan énergétique est donnée par l'équation suivante :

$$LE = R_n - B(T_s - T_a)_i + A \quad (\text{éq. 2. 62})$$

où :

T_s est la température de surface estimée à distance à partir d'un satellite équipé d'un capteur Infra-Rouge thermique ;

T_a est la température de l'air obtenue à une station météorologique proche ;

i est un indice qui représente l'observation « instantanée » de la température de surface par le satellite au-dessus de la région étudiée ;

A et B sont des constantes dépendant de la localisation du satellite (Caselles & Delegido, 1987) ;

Cette méthode consiste à obtenir l'équivalent énergétique du flux de vapeur d'eau, qui est la chaleur latente L , et cela en déterminant les trois autres composantes du bilan énergétique. R_n et G sont mesurés directement à l'aide de capteurs thermoélectriques. H peut être déterminée par deux méthodes :

- La méthode du rapport de Bowen
- Méthode aérodynamique combinée
 - a) La méthode du rapport de Bowen

Elle consiste à déterminer le rapport de Bowen ($b = H/LE$), rapport entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente. Il existe plusieurs méthodes pour mesurer le rapport de Bowen (Soutter et al., 1998). La méthode de Bowen est précise si elle est bien utilisée, mais elle est difficile à mettre en œuvre (Fuchs & Tanner, 1970 ; Grant, 1975).

b) Méthode aérodynamique combinée ou méthode du bilan d'énergie

Cette approche consiste à déterminer H au moyen de mesures de vitesse de vent et de température à différentes hauteurs au-dessus du couvert végétal et à déduire ensuite l'ETR une fois R_n , G et H sont connus. Cette méthode donne des résultats comparables à ceux de la méthode du rapport de Bowen (Grant, 1975), mais elle est rarement utilisée ; toutefois elle peut être utilisée pour l'estimation approximative de l'évaporation.

2.3.2.3 Eddy-covariance

La méthode d'Eddy-covariance est une méthode directe basée sur la théorie de la turbulence qui décrit le transport de vapeur d'eau dans la basse atmosphère. Elle utilise les mesures de la turbulence pour obtenir les flux de surface. Les flux de surface sont calculés comme la covariance entre les fluctuations de la vitesse du vent vertical et les fluctuations d'un terme scalaire (température, humidité, concentration de CO₂). Il s'agit donc de mesures directes de la turbulence utilisées pour obtenir les flux de surface. Cette méthode mesure à l'échelle de quelques dizaines à quelques centaines de m² le flux de chaleur latente en W.m² qui est lié à l'évapotranspiration réelle (ETR) en mm.j⁻¹.

Ce système est considéré par la FAO comme l'outil le plus précis pour mesurer l'évaporation à partir des grandes surfaces d'eau libres et même pour estimer l'évapotranspiration réelle de la végétation, mais elle exige des mesures instantanées des composantes de la vitesse du vent, de la vitesse du son pour l'estimation de la température sonique et des concentrations atmosphériques de vapeur d'eau et de CO₂.

Les méthodes de mesure de l'évapotranspiration sont, pour la plupart des cas, compliquées à mettre en œuvre, ainsi des équations sont souvent utilisées pour l'estimer.

2.3.3 Méthodes analytiques-empiriques

Beaucoup de formules ont été proposées pour calculer l'ETP. Généralement on distingue les formules empiriques et analytiques. Les formules empiriques sont basées sur les corrélations entre l'évapotranspiration et les différentes variables du climat. Quant aux formules analytiques, elles ont été développées à partir d'étude physique du processus de l'évapotranspiration et se basent généralement sur le bilan énergétique. Les méthodes analytiques-empiriques sont basées sur des simplifications et donc ne

prennent pas en considération l'ensemble des paramètres agissant sur l'évapotranspiration, et ne peuvent pas être appliquées à tous les types de climat.

Plusieurs revues de littérature et classifications des méthodes d'évaluation de l'ETP ont été proposées (Bossé, 2012 ; Rose & Sharma, 1984 ; Singh & Xu, 1997 ; Xu & Singh, 2000 ; Xu & Singh, 2002 ; Xu & Singh, 2001). Ainsi, les formules de calcul de l'ETP peuvent être groupées, en fonction de leur équation de départ :

- Equations basées uniquement sur la température.
- Equations basées sur la température et le rayonnement.
- Equations adaptées de la formule de Penman.

2.3.3.1 Formules basées sur la température

2.3.3.1.1 Méthode de Thornthwaite

Une des formules les plus largement utilisées pour le calcul de l'évapotranspiration est celle de Thornthwaite (1948). En ajustant statistiquement les résultats de mesures expérimentales de l'ETP à des données climatologiques, Thornthwaite a établi une relation non linéaire entre l'ETP mensuelle moyenne et la température moyenne mensuelle (T_m) exprimée comme ceci :

$$ETP = \frac{4}{3}DL \left(\frac{10T_m}{I} \right)^K \quad (\text{éq.2.63})$$

où :

DL : longueur de la journée ($h.j^{-1}$).

K : fonction de correction de l'indice I, donné par :

$$K = 0.49 + 1.8 \left(\frac{I}{100} \right) - 0.77 \left(\frac{I}{100} \right)^2 + 0.67 \left(\frac{I}{100} \right)^3 \quad (\text{éq.2.64})$$

I : l'indice thermique annuel donné par :

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5} \right)^{1.51} \quad (\text{éq.2.65})$$

L'ETP non corrigé est ensuite multiplié par le coefficient DL pour calculer l'ETP.

Cette méthode a l'avantage d'être simple à appliquer, si on utilise les tables et abaques préétablis et en se basant que sur les données de température. Néanmoins, elle manque de précision et nécessite la disponibilité des données des douze mois de l'année pour calculer l'indice annuel I et ensuite l'ETP.

Elle est bien adaptée aux climats à précipitations régulière (océanique, équatorial), ainsi qu'aux zones humides ou sub-humides, mais sous estime ETP en zone aride et semi-aride. En zone équatoriale et tropicale humide, elle surestime l'ETP. Dans les climats isothermiques soumis à des contrastes pluviométriques, la formule sous-estime l'évapotranspiration en saison sèche et la surestime en saison humide. En zone tempérée humide, la formule tend à surestimer les valeurs de l'ETP en automne et sous-estimer en printemps (Lecarpentier, 1975). En climat tempéré (Nord Dakota, USA), elle donne des résultats comparables à ceux du bilan énergétique (Rosenberry et al., 2004), mais elle a une faible performance en climat aride-tropical (Ahooghalandari et al., 2016). Nonglait and Tiwari (2017) ont comparé l'ETP calculée par la méthode de Thornthwaite avec ceux mesurés par le bac d'évaporation et ont trouvé des résultats différents, l'ETP calculée par la méthode de Thornthwaite était plus corrélée avec les précipitations.

2.3.3.1.2 Méthode de Hamon

La formule de Hamon (Hamon, 1960) est basée sur la température moyenne et donnée par :

$$ETP = \left(\frac{DL}{12}\right)^2 \exp\left(\frac{T_a}{16}\right) \quad (\text{éq.2.66})$$

où T_a est la température de l'air (°C).

La méthode est appropriée au climat méditerranéen et au climat continental humide (Paparrizos et al., 2016) alors qu'elle donne des valeurs sous-estimées en climat tropical-aride (Ahooghalandari et al., 2016) et en climat ontarien (Xu & Singh, 2001). En climat tempéré, cette méthode est intéressante quand on ne dispose que de données de température, mais exige une modification (Rosenberry et al., 2004).

2.3.3.1.3 Méthode de Romanenko

La formule de Romanenko (Romanenko, 1961) est basée sur la température, elle est exprimée par :

$$ETP = 4.5 \left(1 + \frac{T_a}{25}\right)^2 \left(1 - \frac{e_s}{e_a}\right) \quad (\text{éq.2.67})$$

Une application au Nord-Ouest de l'Ontario a donné des résultats satisfaisants (Xu & Singh, 2001)

2.3.3.1.4 Méthode de Linacre

La formule de Linacre (1977) est une simplification de l'équation de Penman. Valable pour le cas d'une culture bien irriguée ayant un albédo égal à 0,25 ; elle s'exprime ainsi :

$$ETP = \frac{\frac{500T_z}{(100-A)} + 15(T_a - T_r)}{80 - T_a} \quad (\text{éq.2.68})$$

Avec :

A : latitude de la station (en degrés)

$T_z = T_a + 0.006z$ où z est l'altitude en m

T_r : température au point de rosée (°C)

Cette méthode nécessite uniquement la température de l'air, la latitude et l'altitude la station. Elle n'est pas recommandée pour la région du Nord-Ouest d'Ontario (Canada - (Xu & Singh, 2001).

2.3.3.1.5 Méthode de Jensen-Haise

La formule de Jensen-Haise (Jensen & Haise, 1963) est donnée par :

$$ETP = \frac{R_a T_a}{\lambda \rho 40} \quad (\text{éq.2.69})$$

Cette méthode s'est avérée efficace en climat tempéré (Nord Dakota, USA) (Rosenberry et al., 2004), mais ne donne pas des résultats satisfaisants en climat aride (De Morais et al., 2016) et surestime l'évapotranspiration en climat aride-tropical (Ahooghalandari et al., 2016).

2.3.3.1.6 Méthode de Kharrufa

Une équation simple basée sur une corrélation entre l'évapotranspiration et la température de l'air est donnée par (Kharrufa, 1985) :

$$ETP = 0.34pT_a^{1.3} \quad (\text{éq.2.70})$$

Où : p est le nombre des heures d'ensoleillement exprimé en pourcentage

Cette méthode a donné des résultats satisfaisants dans la région du Nord-Ouest d'Ontario (Canada) (Xu & Singh, 2001).

2.3.3.1.7 Méthode de Blaney-Criddle

La formule de Blaney and Criddle (1952) prend en considération, en plus des paramètres climatiques, l'effet de la culture en intégrant un coefficient f . Elle sert principalement à estimer les besoins d'irrigation (Lecarpentier, 1975). Elle se présente comme suit:

$$ETP = f.p.(0.46T_a) + 8.13 \quad (\text{éq.2.71})$$

Où :

f est un facteur qui varie de 0,5 à 1,2 en fonction de la saison et du type de végétation.

p est le pourcentage mensuel d'heures de clarté par rapport au total annuel

Cette formule a été établie pour le sud-ouest des états unis où le climat est semi-aride et a donné des résultats satisfaisants pour ce climat, ainsi qu'en Argentine. Elle peut être utilisée en climat méditerranéen à condition de modifier le coefficient k, ce qui constitue un des défis d'application de cette méthode. En climat aride, elle surestime l'ETP en hiver et la sous-estime en été (Damagnez et al., 1963). Par ailleurs, des applications sur différents types de végétation ont donné des valeurs similaires d'ETP. En climat tempéré (nord-ouest de l'Ontario, Canada), l'application de la méthode surestime les résultats ; toutefois la correction du coefficient k a donné par la suite des résultats satisfaisants (Xu & Singh, 2001).

2.3.3.2 Formules basées sur la température et le rayonnement

2.3.3.2.1 Méthode de Makkink

La méthode de Makkink (1957) permet de calculer l'ETP journalière ou mensuelle. Elle suppose que la majeure partie de l'évapotranspiration est due au rayonnement solaire et à la différence de température entre la surface et l'air au-dessus de celle-ci. L'ETP est donnée par :

$$ETP = \frac{1}{\lambda \rho} \left(\frac{0.63 R_g \Delta}{\Delta + \gamma} + 14 \right) \quad (\text{éq.2.72})$$

L'application de la méthode en climat tempéré donne des résultats satisfaisants quand les paramètres d'entrée sont bien choisis (Rosenberry et al., 2004 ; Xu & Singh, 2000). En climat méditerranéen, les résultats sont assez corrélés avec ceux de la méthode de Penman-Monteith (Antonopoulos & Antonopoulos, 2017). En climat aride, la performance de la méthode est assez faible (De Morais et al., 2016 ; Er-Raki et al., 2010).

2.3.3.2.2 Méthode de Turc

L'équation de Turc (1961) a été établie à partir de données expérimentales. Elle fait appel au rayonnement global, en le considérant comme un facteur climatique et permet de calculer l'ETP journalière. Elle est exprimée comme suit :

$$ETP = 0.013 \left(\frac{T_a}{T_a + 15} \right) (R_s + 50) \quad \text{si } RH > 50 \quad (\text{éq.2.73})$$

$$ETP = 0.013 \left(\frac{T_a}{T_a + 15} \right) (R_s + 50) \left(1 + \frac{50 - RH}{70} \right) \quad \text{si } RH < 50 \quad (\text{éq.2.74})$$

D'une façon générale, elle donne des résultats acceptables. Elle a été testée en Europe, en Afrique, en Asie méridionale et en Insulinde et a donné des résultats corrélés avec ceux mesurés (Lecarpentier, 1975) mais ne convient pas au climat aride (Damagnez et al., 1963 ; Zhai et al., 2010). En climat tempéré, la méthode donne des résultats biaisés, surtout pendant les saisons froides (Xu & Singh, 2000).

2.3.3.2.3 Méthode de Baier-Robertson

La formule de Baier and Robertson (1965) donne l'ETP journalier, elle est donnée par :

$$ETP = m(a_{01} + a_{11} T_{\max} + a_{01}(T_{\max} - T_{\min}) + a_{31}R_a) \quad (\text{éq.2.75})$$

$$m = b_0 + b_1 J_M + b_2 J_M^2 + b_3 J_M^3 + b_4 J_M^4 + b_5 J_M^5 + b_6 J_M^6 + b_7 J_M^7 \quad (\text{éq.2.76})$$

m : coefficient empirique sans dimension ;

Les différentes constantes de l'équation sont déterminées en calibrant l'équation à partir de données météorologiques de la région d'étude. Par exemple, Rochette and Dubé (1989) ont calibré l'équation de Baier et Robertson pour la vallée du Saint-Laurent et ils ont obtenu l'équation suivante :

$$ETP = -2.40 + 0.065T_{\max} + 0.083 (T_{\max} - T_{\min}) + 0.00414R_a. \quad (\text{éq.2.77})$$

Cette méthode a donné les meilleures estimations d'ETP au Québec (St. Esprit) sur une base saisonnière (Barnett et al., 1998)

2.3.3.2.4 Méthode de Doorenbos-Pruitt

La formule de Doorenbos-Pruitt (Doorenbos et al., 1977) permet de calculer l'ETP journalier à partir du rayonnement et elle est donnée par :

$$ETP = -0.3 + \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_g}{\lambda \rho} (1 - \alpha) W \quad (\text{éq.2.78})$$

Avec :

$$W = 1.066 - 0.13 + 0.045U - 0.02 \frac{RH}{100} U - 3.15 \left(\frac{RH}{100} \right)^2 - 0.0011U \quad (\text{éq.2.79})$$

Cette méthode est recommandée lorsque les données relatives au vent et à l'humidité ne sont pas disponibles (Xu & Singh, 2000). En climat aride, semi-aride et humide du Nord-Ouest de la Chine, elle donne les résultats avec une grande précision par rapport aux données mesurées (Zhai et al., 2010).

2.3.3.2.5 Méthode de Hansen

La formule de Hansen (Hansen, 1984) se présente comme suit :

$$ETP = 0.7 \frac{\Delta}{(\Delta + \gamma)} \frac{R_s}{\lambda} \quad (\text{éq.2.80})$$

La méthode convient au climat tropique (Syu et al., 2016).

2.3.3.2.6 Méthode de Hargreaves et Samani

La formule de Hargreaves et Samani (Hargreaves & Samani, 1982) a été établie à partir de données récoltées pendant huit ans, en saison froide en Californie (Xu & Singh, 2000). Le rayonnement solaire a été estimé à partir du rayonnement extraterrestre R_a ; l'équation est donnée par :

$$ETP = 0.0023 \frac{R_a}{\lambda \rho} (T_{max} - T_{min})^{\frac{1}{2}} (T_a + 17.8) \quad (\text{éq.2.81})$$

Cette méthode permet d'évaluer l'ETP hebdomadaire et ne nécessite que les données de température. R_a peut être tirée de tables (Jensen et al., 1990). Elle est recommandée en climat tempéré du Canada (Sentelhas et al., 2010 ; Xu & Singh, 2001) mais n'est pas adaptée au climat tempéré de la Suisse (Xu & Singh, 2000) ni au climat aride (De Moraes et al., 2016)

2.3.3.2.7 Méthode de Abtew

Une équation simple a été développée par Abtew (Abtew, 1996) au sud de la Floride. Elle a été validée à l'aide de mesures lysimétrique pendant deux ans. Cette méthode néglige l'effet de l'humidité et la vitesse du vent et ne prend en compte que le rayonnement global comme donnée météorologique ; elle permet de calculer l'ETR journalière pour les climats humides et l'ETP journalière pour les climats secs (Abtew, 2005). Elle est donnée par :

$$ETP = 0.53 \frac{R_s}{\lambda \rho} \quad (\text{éq.2.82})$$

Cette méthode est moins subjective aux variations locales du rayonnement solaire (Abtew, 1996). Elle est la plus adaptée au climat tempéré (Suisse) (Xu & Singh, 2000 ; Zhai et al., 2010). En absence des données météorologiques, excepté le rayonnement global, la formule d'Abtew peut être utilisée pour évaluer l'ETP (Xu & Singh, 2000).

2.3.3.3 Formules du groupe de Penman et ses dérivées

Les formules dérivées de la méthode de Penman prennent en compte à la fois les propriétés de la canopée et les conditions météorologiques.

2.3.3.3.1 Méthode de Penman

La formule de Penman (1948) combine la composante de l'énergie nécessaire pour soutenir l'ET et la composante du bilan de masse liée au gradient de vapeur. Elle exprime l'ETP en fonction des facteurs climatiques :

$$ETP = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_s - e_a)W}{\lambda \rho (\Delta + \gamma)} \quad (\text{éq.2.83})$$

La pente de la courbe de pression de vapeur (kPa °C⁻¹) Δ peut être estimée comme suit (Allen et al., 1998a) :

$$\Delta = \frac{2504 e^{(17.27 T / (T + 273.3))}}{(T + 273.3)^2} \quad (\text{éq.2.84})$$

où :

W est une fonction de la vitesse du vent = $2.6 (1 + 0.536u_2)$

u_2 : vitesse moyenne du vent sur 24h à la hauteur de 2m (m s⁻¹)

Cette méthode permet de suivre les variations réelles de l'ETP et elle est donc adaptée à de petites échelles. Cependant pour les régions avec de forts vents, elle nécessite un ajustement de la fonction W (Brochet & Gerbier, 1975).

Cette méthode est l'une des plus précises, elle donne des valeurs d'ETP proches de celles mesurées, surtout en climat aride (Damagnez et al., 1963). Elle convient également aux conditions d'humidité suffisante. Mais, les calculs sont fastidieux malgré l'utilisation des tables et demande beaucoup de données. Elle nécessite également la connaissance de l'albédo de la surface étudiée, ce qui n'est pas évident pour les surfaces végétales où ce facteur peut varier en fonction du type de la

végétation. Cette méthode donne des résultats satisfaisants en climat tempéré (Rosenberry et al., 2004)

2.3.3.3.2 Méthode de Penman-Monteith

La formule de Penman-Monteith introduit la notion de résistance aérodynamique et de résistance de la surface, ou résistance de la canopée, qui introduit la physiologie de la plante. Elle est donnée par (Monteith, 1965a) :

$$ETP = \frac{\Delta R_n + \gamma(e_a - e_s)W}{\lambda \rho [\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})]} \quad (\text{éq.2.85})$$

où : $W = 1500/r_a$

Cette méthode peut être utilisée sur une base horaire ou journalière. C'est la méthode la plus précise (Trajkovic & Kolakovic, 2009) mais son utilisation est limitée car elle exige des sous-modèles pour la résistance de la surface.

2.3.3.3.3 Méthode de Priestley et Taylor

La méthode Priestley et Taylor (Priestley, 1972) repose sur l'hypothèse que pour de grandes étendues humides, le rayonnement conditionne davantage l'évaporation que les phénomènes d'advection. L'évapotranspiration est calculée ainsi comme suit :

$$ETP = \frac{\alpha_{pt} \Delta R_n}{\lambda \rho (\Delta + \gamma)} \quad (\text{éq.2.86})$$

où : α_{pt} = coefficient sans unité, il représente la fraction d'humidité de surface disponible pour l'évapotranspiration. Sa valeur moyenne est de 1,26 (Lhomme, 1997) et varie avec l'humidité du milieu.

Cette méthode permet d'estimer l'évaporation en absence d'advection locale pour une végétation bien arrosée, mais non mouillée pour de petites régions. Elle donne de bons résultats en climat tempéré (Rosenberry et al., 2004) lorsque la constante α_{pt} est bien choisie (Xu & Singh, 2000), mais ne convient pas aux climats arides (Er-Raki et al., 2010).

2.3.3.3.4 Méthode de FAO56 Penman-Monteith

La formule de Penman-Monteith a été améliorée, en intégrant la résistance aérodynamique ainsi que la résistance de surface, pour donner la formule FAO56 Penman-Monteith. Celle-ci est considérée comme l'approche la plus pertinente pour calculer l'évapotranspiration. Elle se présente comme suit (Allen et al., 1998a) :

$$ETP = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_m + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (\text{éq.2.87})$$

La Commission internationale d'irrigation et de drainage et l'Organisation des Nations unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO) ont recommandé le modèle FAO-56 Penman-Monteith pour estimer l'ETP (Smith et al., 1991). Par ailleurs, la méthode a donné des résultats satisfaisants pour différentes régions en Australie (Ahooghalandari et al., 2016) ainsi qu'en climat aride (vallée de San Francisco) (De Morais et al., 2016).

2.3.3.3.5 Modèle ARTS

Le modèle ARTS (Air Relative humidity based Two Source model) (Yan et al., 2012) qui simule le bilan énergétique de surface, le bilan hydrique du sol et les contraintes environnementales sur l'évapotranspiration. Il prend en considération l'effet de la végétation dans l'interception de l'énergie solaire et cela en intégrant le LAI (Leaf Area

Index) qui quantifie la surface foliaire sur une surface de sol donnée. Ainsi l'ETP est considérée comme étant la somme de deux composantes (Yan et al., 2012):

$$ETP = E_c + E_s \quad (\text{éq.2.88})$$

- L'évaporation du sol évaluée par la méthode de Yan and Shugart (2010) :

$$E_s = 1.35 * RH * \frac{\Delta A_s}{\Delta + \gamma} \quad (\text{éq.2.89})$$

- La transpiration de la végétation (Yan et al., 2012) :

$$E_c = \frac{\Delta A + \rho C_p D G_a}{\Delta + \gamma (1 + \frac{G_a}{G_s})} \quad (\text{éq.2.90})$$

où :

$$A = R_n - G \quad (\text{éq.2.91})$$

$$A_s = A * \exp(-k_A * LAI) \quad (\text{éq.2.92})$$

$$A_c = A - A_s \quad (\text{éq.2.93})$$

La conductivité de l'air est donnée par :

$$G_a = \frac{k^2 u_z}{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right)} \quad (\text{éq.2.94})$$

où :

$$d = 2/3 h$$

h est la hauteur de la végétation

$$z_{om} = 0.123h \quad (\text{éq.2.95})$$

$$z_{oh} = 0.1z_{om} \quad (\text{éq.2.96})$$

La conductivité de la canopée :

$$G_c = g_{s \max} * RH * LAI \quad (\text{éq.2.97})$$

avec : $g_{s \max} = 12.2 \text{ mm. s}^{-1}$ (éq.2.98)

Le modèle ARTS a été appliqué avec succès à l'étude de la variation interannuelle de l'évaporation planétaire (Yan et al., 2013)

2.3.3.3.6 Méthode de Tomar

En absence de données suffisantes pour appliquer la méthode de FAO-56 Penman-Monteith, Tomar (2016) a développé une équation qui permet d'évaluer l'ETP à partir du rayonnement solaire et des températures minimales et maximales de l'air. Cette formule est basée sur une approche de régression linéaire multiple.

Elle est donnée par :

$$ETP = -5.7545 + 0.1664 R_s + 0.2348 T_{max} - 0.0015 0.2348 T_{min}$$

(éq.2.99)

La méthode a l'avantage de réduire le nombre de paramètres d'entrée. Elle a été validée sur des données journalières durant huit années en climat sub-humide et s'est avérée la meilleure, parmi les méthodes basées sur le rayonnement.

2.3.4 Synthèse

Le grand nombre et la diversité des formules de calcul de l'évapotranspiration ne fait qu'augmenter la difficulté de sélectionner la méthode la plus convenable pour le contexte de cette étude. La plupart des équations empiriques ont été établies pour des

zones particulières ou pour un climat donné. Une utilisation non adéquate de ces formules pourrait donc engendrer une surestimation ou une sous-estimation de l'évapotranspiration. D'où la nécessité de prendre en considération le type de climat de la zone d'étude lors du choix de la méthode de calcul de l'ETP.

D'après la revue de littérature, on constate que les formules de calcul de l'ETP peuvent être classées en trois groupes :

- Les formules basées uniquement sur la température de l'air : simples à appliquer, mais leur précision est faible car elles ne prennent pas en considération le degré hygrométrique de l'air et la vitesse du vent ;
- Les méthodes de radiation : plus efficaces dans les régions humides où les précipitations ne constituent pas un facteur limitant (Costa et al., 2010) ;
- Les méthodes combinées : rendent compte du processus physique réel.

La précision de ces différentes formules dépend en grande partie du nombre de facteurs climatiques qu'elles intègrent (Lecarpentier, 1975). Plusieurs auteurs ont comparé différentes méthodes sous divers climats; dans ce qui suit, nous citons quelques-uns :

Barnett et al. (1998) ont comparé l'évapotranspiration calculée par cinq formules à savoir : Hansen et al., (1984), Jensen-Haise (1963), Blaney-Criddle (1950), Doorenbos et Pruitt (1977) et Baier-Roberston (1965) avec celle mesurée par un bac d'évaporation. Sur une base saisonnière, l'ETP calculée par la méthode de Baier-Robertson a donné les meilleures estimations.

Xu and Singh (2000) ont comparé plusieurs formules d'ETP (Abtew, Hargreaves, Makkink, Priestley et Taylor, Turc) avec l'évapotranspiration mesurée à l'aide d'un bac d'évaporation. Les résultats montrent que les paramètres respectifs des équations doivent être calibrés, notamment lorsque l'équation est établie dans un climat différent de celui du site d'étude.

Shah and Edling (2000) ont comparé les méthodes de Penman, Penman-Monteith et Doorenbos et Pruitt avec la méthode du bilan hydrique et ont obtenu des résultats comparables.

Gavin and Agnew (2004) ont calculé l'ETP et l'ETR au sud de l'Angleterre, en utilisant la méthode de Penman-Monteith, la méthode de Priestley-Taylor ainsi que la méthode du ratio de Bowen ; les résultats ont montré que la méthode de Priestley-Taylor s'est avérée la plus optimale.

Rosenberry et al. (2004) ont évalué l'évapotranspiration dans une prairie en climat humide, en utilisant douze équations et ont comparé les résultats avec ceux calculés par la méthode du bilan énergétique. Les méthodes de Priestley-Taylor et de Bruin-Keijman ont donné les meilleurs résultats, suivies par la méthode de Penman, Jensen-Haise et Brutsaert-Stricker. La méthode de Thornthwaite est la méthode la plus simple ayant donné des résultats comparables à ceux obtenus par la méthode du bilan énergétique.

Zhai et al. (2010) ont comparé onze équations de calcul de l'ETP avec des données de bac d'évaporation au Nord-Ouest de la Chine. Les résultats montrent que l'utilisation des valeurs par défaut des coefficients donne de grosses erreurs pour toutes les équations. Une calibration de ces coefficients a amélioré la précision des résultats à l'exception des équations de McGuinness et Bordne, Abtew, et Blaney-Criddle. La méthode de Doorenbos et Pruitt s'est avérée la plus appropriée pour les zones arides, semi-arides et humides dans les régions du Nord-Ouest de la Chine. Les équations de Turc et de Jensen-Haise doivent être utilisées pour estimer l'ETP quotidienne dans des conditions de température moyenne supérieure à 0 lorsqu'elles sont appliquées à la Chine du Nord-Ouest.

Xystrakis and Matzarakis (2010) ont prouvé que les formules empiriques basées sur le rayonnement sont plus performantes que celles basées sur la température

Tabari et al. (2013) ont comparé 31 méthodes de calcul de l'ETP avec la méthode FAO PM-56 dans un climat humide. Les méthodes qui ont donné les meilleures estimations sont : les deux méthodes de Tabari basées sur le rayonnement (2013), Blaney-Criddle, Hargreaves-M4 et la méthode de Synder.

Paparrizos et al. (2016) ont comparé plusieurs méthodes de calcul de l'ETP en Grèce. La méthode de Hamon a donné les meilleurs résultats sous un climat méditerranéen.

Valipour et al. (2017) ont évalué l'ETP dans des climats arides, semi-arides et humides, en utilisant des méthodes basées sur le rayonnement, la température ou sur le transfert de masse. Les résultats ont montré que la méthode de Blaney-Criddle et celle de Abteu estiment mieux l'ETP en climat aride et semi-aride respectivement, alors que la méthode de Hargreaves-Samani convient au climat méditerranéen et très humide. Les méthodes basées sur le rayonnement sont plus adaptées aux changements climatiques que celles basées sur la température.

Le tableau 2-4 résume les paramètres d'entrée et de sortie des méthodes d'évaluation de l'ETP citées dans cette revue de littérature.

Dans les équations de calcul de l'ET, la végétation est prise en considération :

- A travers la réserve utile en eau du sol,
- À travers l'albédo, et ce pour les équations basées sur le rayonnement net.

Dans le présent travail, trois méthodes seront utilisées pour évaluer l'évapotranspiration potentielle au niveau du parc 2 du site Manitou :

- La méthode de FAO PM-56 : car elle est recommandée comme étant la méthode de référence pour le calcul de l'ETP (Allen et al., 1998b) et en raison des résultats satisfaisants qu'elle a donné sous différents types de

climat (Ahooghalandari et al., 2016 ; Smith et al., 1991) (De Morais et al., 2016) ;

- La méthode de Yan (2012) pour la partie avec végétation : car elle prend en considération la présence de la végétation, en intégrant le LAI ;
- La méthode de Thornthwaite : car c'est une méthode simple et prend en considération un seul paramètre qui est la température ;

Tableau 2.4 : Paramètres d'entrée et de sortie des formules de calcul de l'ETP

Formule	Entrées			Sorties
	Données météorologiques	Calculées	Obtenues de la littérature	
Thornthwaite (1948)	T_m, DL, φ	K		ETP mensuelle
Penman (1948)	u_2, T_a, R_n	$\Delta, \lambda, \gamma, e_s, e_a, W$		ETP pour plus de 10 jours
Blaney-Criddle (1952)	T_a, p		k	ETP
Makkink (1957)	R_g, T_a	Δ, λ, γ		ETP mensuelle
Hamon (1960)	T_a, DL			ETP journalière
Romanenko (1961)	T_a, e_s, e_a			ETP
Turc (1961)	T_a, R_s, RH			ETP

Formule	Entrées			Sorties
	Données météorologiques	Calculées	Obtenues de la littérature	
Jensen-Haise (1963)	T_a, R_s			ETP pour plus de 5 jours
Penman-Monteith (1965)	T_a, R_n	$\Delta, \lambda, \gamma, e_s, e_a, W$	r_s, r_a	ETP
Baier-Robertson (1965)	T_{\max} journalière, R_s		m	ETP
Priestley et Taylor (1972)	T_a, R_n	Δ, λ, γ	α_{pt}	ETP pour une période de 10 jours ou plus
Linacre (1977)	T_a, T_r, z, φ			ETP
Doorenbos-Pruitt (1977)	R_g, RH, u_2	$\Delta, \lambda, W, \gamma$	α	ETP
Hansen (1984)	R_s	Δ, λ, γ		ETP
Kharrufa (1985)	T_a, p			ETP
Hargreaves et Samani (1982)	$T_a, T_{\max}, T_{\min}, R_s$	λ		ETP
Abtew (1996)	R_s	λ		ETP
FAO56 PM (1998)	T_a, R_n, u_2, RH	$\Delta, \lambda, \gamma, e_s, e_a, W, G$	α	ETP

Formule	Entrées			Sorties
	Données météorologiques	Calculées	Obtenues de la littérature	
Yan (2012)	$T_a, LAI, RH, R_s, u, h, z, \varphi$	$\Delta, \lambda, \gamma, G_s, G_a, G, R_n$	$\alpha, g_{s \max}$	ETP
Tomar (2016)	R_s, T_{max}, T_{min}			ETP

CHAPITRE III

MATÉRIEL ET MÉTHODES

Afin d'évaluer l'impact de la végétation sur le bilan hydrique du recouvrement monocouche installé sur le parc 2 du site Manitou, des travaux de terrain et de laboratoire ont été réalisés. Dans ce chapitre, nous allons décrire le site à l'étude, ensuite on va présenter la méthodologie adoptée pour atteindre les objectifs du projet de recherche.

3.1 Site d'étude

Le site Manitou est situé à environ 15 km au sud-est de Val-d'Or en Abitibi-Témiscamingue (Figure 3-1). Sa superficie s'étend sur près de 200 hectares. En 1923, un gisement volcanogénique de sulfures massiques polymétalliques (Zn-Cu-Pb-Au-Ag) y a été découvert : le gisement Manitou-Barvue ; ce gisement a été exploité de 1942 à 1979 (Bernier, 1996). Durant cette exploitation minière, il y a eu production de 8,36 Mt de minerai de Zn-Ag-Pb et 4,1 Mt de cuivre. Le traitement de ces minerais a permis la production de 0,335 Mt de zinc, 0,036 Mt de cuivre, 26 tonnes de plomb, 21 M d'onces d'argent et 0,3 M d'onces d'or (Bernier, 1997).



Figure 3.1 : Localisation du site Manitou (Maqsooud et al., 2016)

L'exploitation du gisement a généré près de 11 Mt de résidus miniers fortement générateurs de drainage minier acide (Bussière et al., 2009). Ces résidus ont été entreposés sans confinement adéquat et de ce fait ils ont été dispersés en périphérie de la zone de déposition et le long du ruisseau Manitou sur une distance de 6,5 km, jusqu'à la rivière Bourlamaque (Cyr, 2007) (Figure 3-2). En raison de l'oxydation des minéraux sulfureux et la production du DMA, le site Manitou a contribué depuis plus d'une trentaine d'années à la contamination du bassin versant de la rivière Bourlamaque. Les lixiviats qui ont été produits avaient un pH entre 2 et 5 et une forte concentration en métaux lourds, particulièrement en fer et en zinc (Ethier, 2017). Vu que le site Manitou a été laissé à l'abandon, et sans créancier solvable, sa restauration relevait de la responsabilité du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF) qui l'a pris en charge (Cyr, 2007).



Figure 3.2 : Site Manitou avant la restauration (Cyr, 2007)

Pour proposer un plan de restauration adéquat au site Manitou, plusieurs études ont été réalisées (Aubertin & Bussiere, 1991 ; Aubertin, Bussière, Monzon, et al., 1999 ; Aubertin et al., 1995 ; Bernier, 1997 ; Pabst, 2011). Ces études ont mené à proposer un plan de restauration du site et à la création d'un partenariat entre le Ministère des Ressources Naturelles et la société minière Agnico-Eagle (Demers et al., 2013). Cette restauration consiste à utiliser les résidus miniers provenant de la mine Goldex comme matériau de recouvrement. Ces résidus sont exempts de sulfure et de cyanure et disposent d'une alcalinité permettant la neutralisation de l'acidité dans les eaux interstitielles des rejets du site Manitou. Ce type de recouvrement va permettre une hausse du pH et la précipitation des métaux en solution dans les eaux interstitielles (Cyr, 2007).

Dès 2006, des travaux de préparation ont été entrepris qui visaient à réduire la séparation des eaux contaminées de celles qui ne le sont pas, le profilage de la topographie du site, la construction des digues et la subdivision du site en plusieurs parcs pour sa restauration (Ethier, 2017) (Figure 3-3).



Figure 3.3 : Localisation des rejets miniers sur le site Manitou, incluant les zones de dépôt originales parcs A et B, ainsi que les nouvelles subdivisions pour la restauration : parcs 1, 2, 3 et 4 (Photo d’Agnico-Eagle ; photo de 2013 et données de 2017) in (Ethier, 2017).

Ce projet de recherche porte sur le parc 2 du site Manitou (Figure 3-3). Ce parc à résidu a été restauré avec un recouvrement monocouche et une nappe phréatique surélevée. Cette technique de restauration consiste à créer une nappe phréatique au sein des résidus miniers Manitou, et à placer un recouvrement d’au moins un mètre d’épaisseur, constitué de rejets de concentrateurs, provenant de la mine Goldex, sous forme de pulpe à 50% solide. Ainsi, cette restauration vise à : i) maintenir la nappe phréatique à une profondeur, ne dépassant la pression d’entrée de l’air des résidus manitou, permettant ainsi de créer une barrière à l’oxygène pour empêcher les réactions d’oxydation et de génération du DMA et ii), neutraliser en partie l’acidité (Ethier, 2017).

Le dépôt des résidus Goldex a débuté en septembre 2008 et la restauration du parc 2 a été effectuée en 2009. La performance de la technique de restauration a été évaluée sur terrain au cours des dernières années (Éthier, 2017).

Une partie du site a été revégétalisée avec des herbacées (Figure 3-4) en 2010 et aucun travail portant sur la caractérisation de la végétation du site et son impact sur le recouvrement n'a été réalisé suite à la restauration. Afin de valider la performance du recouvrement monocouche avec nappe phréatique surélevée installé sur le parc 2 du site Manitou à long terme, il est primordial d'étudier l'impact de la végétation sur les composantes du bilan hydrique du parc 2 et principalement sur l'évapotranspiration. Dans la section suivante, nous détaillons la méthodologie suivie pour atteindre cet objectif.



Figure 3.4 : **Vue du parc 2 du Site Manitou montrant la partie revégétalisée du site (été 2016).**

3.2 Méthodologie

Dans ce paragraphe nous allons présenter les travaux de terrain et de laboratoire réalisés dans le cadre de cette étude.

3.2.1 Relevé de la végétation

Pour évaluer le comportement hydrogéologique du recouvrement monocouche installé sur le parc 2 du site Manitou, un relevé de la végétation a été réalisé afin d'évaluer son hétérogénéité et en tenir compte dans la détermination du nombre de stations nécessaires pour cette étude.

Les relevés de végétation ont été fait en utilisant des transects (ligne matérialisée sur le site par une corde tendue entre deux points). Ensuite, le taux de recouvrement de chaque espèce par transect est calculé. Dans le cadre de cette évaluation préliminaire, quatre transects ont été réalisés sur le site, et qui ont été répartis de façon aléatoire. Chaque transect a été gradué en 0,10 m. Les caractéristiques des transects sont présentées dans le tableau 3-1.

Tableau 3.1 : **Caractéristiques des quatre transects réalisés sur le site.**

Transect	Longueur (m)	Direction	Nombre de points (Longueur/0,1)
1	50	E-W	500
2	60	E-W	600
3	20	E-W	200
4	30	E-W	300

Ensuite, pour chaque transect le taux de recouvrement de chaque espèce végétale a été calculé comme suit :

- Le transect a été gradué en un nombre de points espacés de 0,10 m.

- Une fine tige a été placée à chaque graduation.
- Pour chaque graduation, la présence ou l'absence de chaque espèce a été notée (on note 1 lorsque les plantes d'une espèce touchent la tige fine, 0 lorsque aucune plante ne touche la tige).
- La fréquence d'apparition de chaque espèce par transect est calculée en additionnant les points de présence de cette espèce dans le transect.
- Le taux de recouvrement de chaque espèce par transect est calculé comme suit :

$$\text{Taux de recouvrement par transect} = \frac{\text{Fréquence d'apparition} \times 100}{\text{Nombre de points par transect}}$$

(éq.3-1)

Les taux de recouvrement des espèces végétales présentes sur le parc 2 du site Manitou par transect sont présentés dans le tableau 3-2.

Tableau 3.2 : Taux de recouvrement de chaque espèce par transect.

Espèce	Taux de recouvrement par transect (en %)			
	Transect 1	Transect 2	Transect 3	Transect 4
1- Mil (Phléum Des Prés)	3,40	5,67	97	13,67
2- Trèfle	23	53,50	27,50	59,67
3- Graminé 1 (Rouge)	1,20	3	2	1
4- Graminé 2	0	0	0	0
5- Graminé Sp.	95,20	76	0	77
6- Épervière	0,60	0	0	0
7- Épilobe Coloré	0,20	0	0	0
8- Graminé 3	0,80	4,67	0	8,33
9- Graminé 4	0,20	0,67	0	1,33
10- Lotier	2,80	20,17	0	5

11- Orge agréable	0	3,83	0	1
12- Mélilot	0	3,17	0	4,33
13- Saule Sp.	0	0	0	4
14- Carex Sp.	0	0,83	0	0
15- Épilobe À feuilles étroites	0	0	0	1,67
16- Vesce jargeau	0	0	0	3,67
17- Roseau	0	0	0	0

On remarque que deux espèces des graminées (graminée sp. et mil), ainsi que deux espèces des légumineuses (trèfle et lotier) présentent les taux de recouvrement les plus élevés sur le parc 2 du site Manitou. Certaines espèces montrent un taux de recouvrement faible alors que d'autres sont absentes sur les transects mais présentes sur le site à un pourcentage faible. On remarque également la présence de plantes ligneuses (saule) qui n'ont pas étéensemencées, mais à un faible taux.

À la suite de cette évaluation préliminaire, l'emplacement des stations de mesure sur le site a été sélectionné ; en effet, les stations ont été placées dans les endroits où les quatre espèces dominantes sont présentes alors que les espèces présentes à un faible taux n'ont pas été prises en considération. Quant au nombre de stations, il a été sélectionné en se basant sur les tests statistiques et qui ont montré que le minimum de répétition nécessaire est de 3. En respectant ce critère, il a été décidé d'étudier quatre répétitions (stations). En plus des stations avec végétation, quatre autres stations sans végétation placées vis-à-vis des stations avec végétation ont été installées (Figure 3-5). La distance qui sépare chaque couple de stations (avec et sans végétation) est d'environ 15 m. L'installation des stations de mesure sur le site a eu lieu à la fin du mois de Juillet 2015.

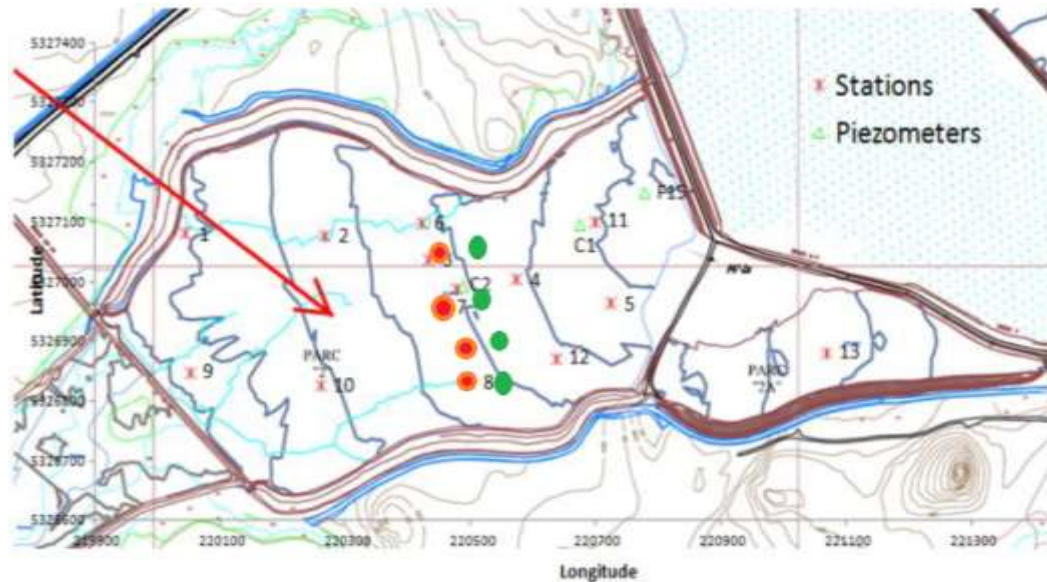


Figure 3.5 : Parc 2 du site Manitou et localisation des stations de mesure (en vert : stations avec végétation ; en rouge : stations sans végétation) adapté de (Ethier et al., 2013)

3.2.2 Mise en place des stations

Au niveau de chaque station, une tranchée à la pelle mécanique a été ouverte au niveau du recouvrement monocouche, et des équipements de mesure ont été installés manuellement à cinq profondeurs : 10, 25, 40, 55 cm de la surface et à 15 cm au-dessus de l'interface entre les résidus Manitou et le recouvrement monocouche (Figure 3-6), sachant que l'épaisseur du recouvrement monocouche est variable (Tableau 3-3). Lors de l'installation des équipements de mesures, qui seront détaillés dans la section relative au suivi hydrogéologique, des échantillons des résidus Goldex ont été prélevés pour la caractérisation physique et hydrogéologique.

Tableau 3.3 : épaisseur du recouvrement monocouche dans les huit stations de mesure.

Station	1	2	3	4	5	6	7	8
Épaisseur du recouvrement (m)	1,32	1,29	1,37	1,41	1,16	1,22	1,58	1,51

Il est important de mentionner que pour la zone avec végétation, une attention particulière a été portée pour conserver la végétation intacte lors de l'ouverture et la fermeture des tranchées permettant ainsi de minimiser la perturbation et la dégradation de la végétation.

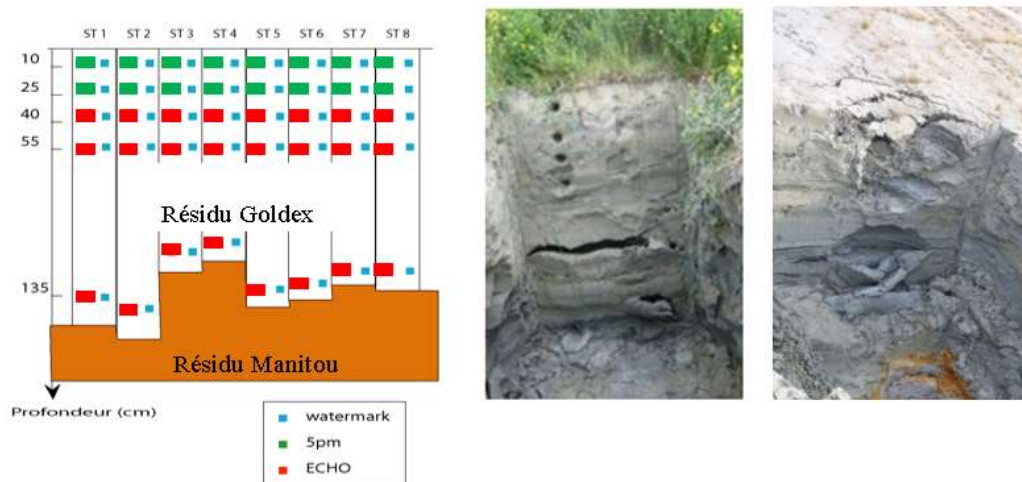


Figure 3.6 : Localisation des sondes des TEV et des succions et emplacement des zones d'échantillonnage des résidus.

3.2.3 Suivi du comportement hydrogéologique du recouvrement monocouche

Dans cette section, on présente les équipements installés au niveau des différentes stations de mesures placées sur le parc 2 du site Manitou, pour faire le suivi des TEV et des succions dans le recouvrement monocouche, ainsi que le suivi du niveau de la nappe phréatique.

3.2.3.1 Teneur en eau volumique et température du sol

Pour mesurer les TEV et la température du sol, des sondes ECH2O ont été installées à différentes profondeurs dans le résidu Goldex (recouvrement monocouche) :

- Des sondes EC5 (Figure 3-7a), mesurant la TEV, ont été installées à des profondeurs de 40 cm, 55 cm et à la dernière profondeur (15 cm au-dessus de l'interface Manitou-Goldex). Ces sondes utilisent un champ électromagnétique pour mesurer la permittivité diélectrique du milieu environnant. En effet, celle-ci étant fonction des composantes du milieu (1 pour l'air, de 2 à 5 pour le solide et 80 pour l'eau pure), la constante diélectrique totale d'un milieu est ainsi dominée par celle de l'eau. C'est pourquoi la teneur en eau volumique d'un sol peut être évaluée à partir de sa constante diélectrique (Maqsood et al., 2007). Les sondes génèrent une onde oscillante de 70 MHz aux pointes des sondes qui se chargent en fonction de la constante diélectrique du matériau, qui dépend de sa teneur en eau volumique. Le microprocesseur ECH2O-TE / EC-TM mesure la charge et fournit une valeur de TEV à la sonde. La gamme de mesure des sondes EC5 est de 0 à 100% et leur précision est de $\pm 3\%$ pour un sol minéral (Devices, 2007).
- Des sondes 5TM (Figure 3-7b), mesurant la TEV et la température du sol, ont été installées à des profondeurs de 10 cm et 25 cm. Ces sondes utilisent

le même fonctionnement que les sondes EC5 pour mesurer les teneurs en eau volumique et une thermistance montée en surface pour prendre des mesures de température. Les sondes 5TM ont une gamme de mesure allant de -40 à 50°C et leur précision est de $\pm 1^{\circ}\text{C}$ (Devices, 2007).

La fréquence d'acquisition des données qui a été utilisée correspond à une heure. Les données mesurées par les sondes ont été enregistrées à l'aide d'un système d'acquisition de données de type Em50 datalogger (Figure 3-7c).

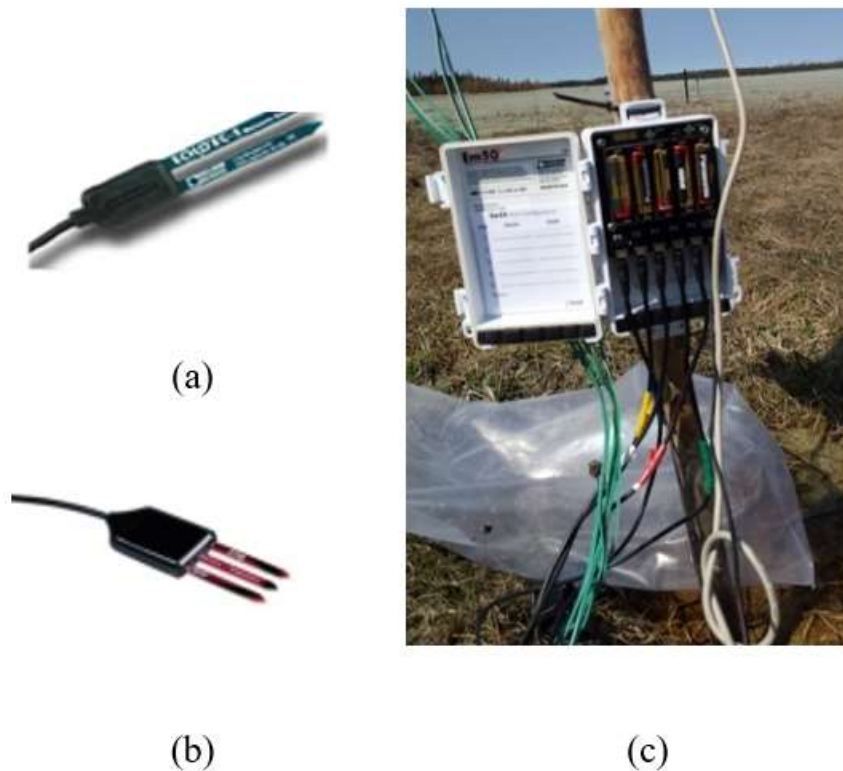


Figure 3.7 : (a) Sonde ECH2O EC5 ;(b) Sonde ECH2O 5TM ; (c) EM50 Digital Data Logger.

Les sondes ont été calibrées au laboratoire en utilisant les résidus Goldex. La calibration a été réalisée sur quatre échantillons de granulométries différentes prélevés au niveau de quatre stations dont deux stations avec végétation et deux autres sans

végétation. Parmi les quatre stations avec végétation, les échantillons présentant la granulométrie la plus grossière et la plus fine ont été sélectionnés pour la calibration ; ce même choix a été également effectué pour les stations sans végétation.

Pour chacun des échantillons de résidus Goldex, la sonde a été calibrée comme suit :

- D'abord le résidu a été placé à l'étuve à une température de 60°C pendant 48 heures. Ensuite il a été placé dans un moule cylindrique de masse et de volume connu (diamètre et hauteur connus), une sonde de type ECH2O EC5, de masse connue également, a été placée dans le résidu et la masse totale (masse du résidu + moule + sonde) a été pesée (Figure 3-8a).
- Le résidu a été ensuite versé dans un plat et une quantité d'eau y a été ajoutée et bien mélangé. Un petit échantillon y a été prélevé, sa masse a été pesée (Figure 3-8b) et il a été placé à l'étuve pendant 48 heures à une température de 60°C ensuite il a été pesé à nouveau et la différence entre la masse humide et la masse sèche nous a permis de calculer la TEV réelle du résidu.
- Le restant du résidu a été placé dans le moule et après insertion de la sonde dans le résidu, la masse totale a été pesée. Ensuite, la sonde a été branchée à un système d'acquisition des données (Figure 3-8c) afin de prendre des mesures de TEV pendant une dizaine de minutes et la valeur moyenne de ces mesures a été calculée.

Le taux d'humidité a été augmenté plusieurs fois en rajoutant de l'eau et les TEV réelles et mesurées ont été évaluées pour chaque taux d'humidité en répétant la procédure décrite ci-dessus six fois. Ainsi, on a obtenu six valeurs de TEV réelle correspondant à six valeurs de TEV mesurées par la sonde. Les valeurs obtenues ont été ensuite présentées sur un graphique et la ligne de régression a été tracée pour déduire l'équation de calibrage liant les valeurs mesurées par la sonde à la

TEV réelle. La procédure a été répétée pour les quatre stations et les équations obtenues sont présentées dans le tableau 3-4.

Tableau 3.4 : **Équations de calibration des sondes utilisées pour les mesures des TEV**

Station	Granulométrie	Présence de la végétation	Équation de calibration	R ²
4	Fine	Non	$y=1,4064x-0,0607$	0,96
5	Grossière	Oui	$y=1,2856x-0,0258$	0,99
7	Fine	Oui	$y=1,2719x-0,0249$	0,98
8	Grossière	Non	$y=1,2925x-0,0278$	0,97

Les données mesurées sur le terrain ont été ainsi corrigées en utilisant ces équations. Pour chaque échantillon, le choix de l'équation de correction a été fait en se basant sur la granulométrie qui apparente le mieux à celle utilisée dans la calibration.



(a)



(b)



(c)

Figure 3.8 : **Calibration des sondes ECH2O**

3.2.3.2 Succion matricielle

La succion matricielle dans le résidu Goldex a été mesurée à l'aide de sondes Watermark (Figure 3-9 b). Ces sondes mesurent la résistance électrique créée entre deux électrodes incorporées dans une matrice poreuse et la convertissent en TEV. Comme la succion de la matrice poreuse est à l'équilibre avec celle du sol environnant la sonde, la TEV mesurée dans la matrice poreuse permet d'obtenir la succion correspondante en utilisant la CRE de la matrice poreuse (Maqsood et al., 2007). Les sondes Watermark mesurent des succions allant de 10 à 200 kPa avec une précision de 1 kPa. Les avantages des sondes Watermark sont essentiellement liés à : une utilisation facile, aucune calibration n'est requise, peu d'entretien est nécessaire, et la sonde résiste au cycle de gel-dégel (Maqsood et al., 2007). Les données mesurées par les sondes Watermark ont été enregistrées à l'aide d'un système d'acquisition de données de type Watermark (Figure 3-9 b).

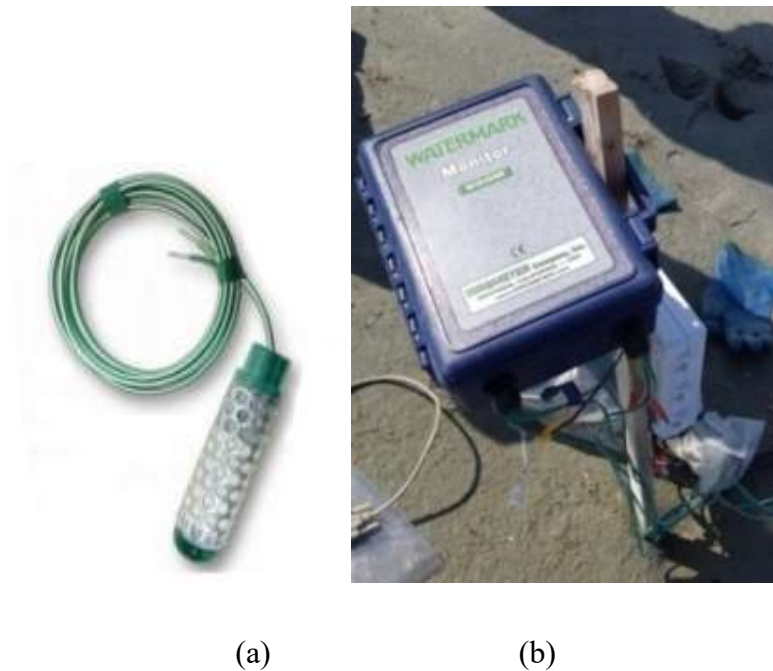


Figure 3.9 : (a) Sonde Watermark ; (b) Système d'acquisition de type Watermark

3.2.3.3 Niveau de la nappe phréatique

Pour évaluer le niveau de la nappe phréatique dans le parc 2 du site Manitou, quatre pointes filtrantes (Figure 3-10 a) ont été installées sur le site. Chaque pointe filtrante a été installée entre deux stations avec et sans végétation. Ces pointes filtrantes sont équipées de mini-divers (Figure 3-10 b) qui mesurent la pression de la colonne d'eau exercée sur le capteur. Un autre capteur est placé à l'air libre et permet de mesurer la pression atmosphérique et de corriger les mesures de la sonde installée dans la pointe filtrante (qui est influencée par les variations de pression atmosphérique).



Figure 3.10 : **(a) Pointe filtrante installée sur le parc 2 du site Manitou ; (b) Mini-diver.**

De façon plus détaillée, le mini-diver est une sonde conçue pour mesurer la pression et la température de l'eau ; les mesures sont ensuite stockées dans la mémoire interne de la sonde. Le mini-diver se compose d'un capteur de pression conçu pour mesurer la pression d'eau, d'un capteur de température, d'une mémoire pour le stockage des mesures, et d'une batterie. Le capteur mesure une pression absolue, c'est-à-dire la pression de l'eau et la pression de l'air agissant à la surface de l'eau. (Schlumberger Water Services, 2014). Les caractéristiques du mini-diver sont données dans le tableau 3.5.

Tableau 3.5 : Caractéristiques du mini-diver (Schlumberger Water Services, 2014).

Paramètre	Gamme de mesure	Précision	Pression maximum	Résolution	Résolution de sortie
Pression	10 mH ₂ O	±2,5cmH ₂ O	15 mH ₂ O	0,2 cmH ₂ O	0,058 mH ₂ O
Température	-20°C à 80 °C	±0,2 °C	-	0,01°C	-

Les données mesurées par les mini-diver ont été sauvegardées sur un fichier Excel à l'aide du programme Diver-Office et la profondeur de la nappe par rapport au sol a été calculée comme suit (Figure 3-11) :

$$P = LC - CE - H \quad (\text{éq.3.2})$$

Où :

H est la hauteur de la pointe filtrante par rapport au sol (cm). Elle a été mesurée sur terrain ;

LC : longueur du câble attaché au mini-diver (cm). Elle a été déterminée comme ceci :

$$LC = P_t + CE_t \quad (\text{éq.3.3})$$

où :

P_t : est la profondeur de la nappe par rapport à la tête de la pointe filtrante, mesurée par une sonde manuelle à un instant t donné (cm).

CE : la colonne d'eau au-dessus du mini-diver (cm). Elle est calculée comme suit :

$$CE = P_{\text{diver}} - P_{\text{baro}} \quad (\text{éq.3.4})$$

où:

P_{diver} : pression mesurée par le mini-diver (cm) ;

P_{baro} : pression atmosphérique mesurée par le baro-diver (cm) ;

CE_t : la colonne d'eau au-dessus du min-diver au même instant de mesure de la profondeur de la nappe avec la sonde manuelle (cm).

Le calcul a été fait à un pas de temps horaire.

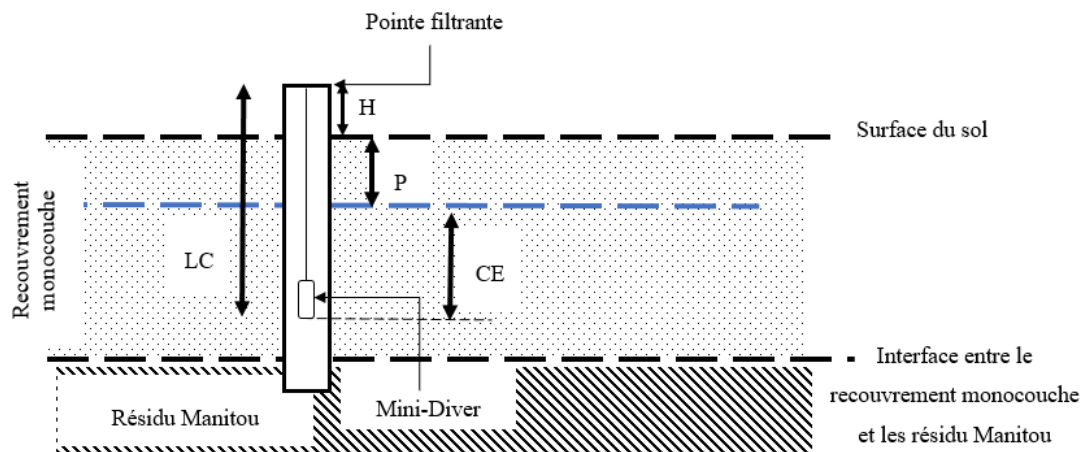


Figure 3.11 : Paramètres utilisés dans le calcul du niveau de la nappe à partir des données de mini-diver.

3.2.4 Caractérisation physique du matériau de recouvrement

Les échantillons des résidus Goldex prélevés sur terrain (au niveau des huit stations et à cinq profondeurs différentes) ont fait l'objet d'une caractérisation physique et hydrogéologique au laboratoire. Une fois au laboratoire, les échantillons ont été séchés, homogénéisés et ensuite analysés. Dans ce qui suit, nous allons décrire les différentes procédures utilisées pour cette caractérisation.

Les échantillons prélevés au niveau des huit stations ont fait l'objet d'une caractérisation physique, à savoir : une analyse granulométrique, une mesure de la densité relative et de la surface spécifique. Dans cette section, nous décrivons ces différentes analyses.

3.2.4.1 Analyse granulométrique

L'analyse granulométrique des résidus Goldex a été réalisée par granulométrie laser, en raison de la taille des grains ($<900 \mu\text{m}$). C'est une technique qui permet la mesure des rayons des particules ainsi que la fréquence statistique de classes de rayons en se basant sur la diffraction de la lumière (Merkus, 2009). Dans cette étude, l'appareil utilisé est le granulomètre laser Mastersizer de Malvern Instruments (Figure 3-12) qui s'appuie sur la théorie de Mie. D'après cette théorie, lorsqu'un faisceau laser éclaire une particule, il est diffracté et l'intensité du rayonnement diffracté ainsi que son angle de diffraction dépendent de la taille des particules ; plus la particule est grosse, plus elle dévie le faisceau de lumière et plus l'angle de déviation par rapport au faisceau laser incident sera faible. Ainsi, un faisceau laser traverse un échantillon de particules dispersées dans un liquide. La lumière diffusée de toutes les particules dans le volume d'échantillon est recueillie avec une lentille et focalisée sur un détecteur de géométrie appropriée pour caractériser la séparation angulaire de la lumière diffusée entrante. À partir de la théorie de la diffraction de Fraunhofer, la distribution de la taille des particules est déterminée à partir de la distribution angulaire de la lumière diffusée à travers le détecteur (Black et al., 1996). Le granulomètre laser Mastersizer de Malvern Instruments permet de mesurer la répartition granulométrique dans la gamme de taille de particules comprise entre $0,05$ et $900\mu\text{m}$ et sa précision est de $\pm 2\%$ (Black et al., 1996).



Figure 3.12 : Granulomètre laser Mastersizer S de Malvern Instruments

3.2.4.2 Densité relative des grains

La densité relative des grains a été mesurée avec un pycnomètre à Hélium (Micromeritics Accupyc 1330) (Figure3-13) en utilisant la norme D854 (ASTM, 2014). Le principe de la mesure consiste à injecter de l'hélium à une pression donnée dans une enceinte de référence contenant un cylindre préalablement vide, ensuite le cylindre est rempli par l'échantillon de masse connue, la nouvelle pression du gaz est ensuite mesurée et la différence de pression permet de déterminer le volume de gaz déplacé, qui correspond donc au volume occupé par l'échantillon. Connaissant la masse de ce dernier, sa masse volumique peut être déterminée. Le volume déterminé exclut le volume occupé par les pores ouverts mais il comprend le volume occupé par les pores scellés ou les pores inaccessibles au gaz. Habituellement, l'hélium est utilisé comme gaz d'essai en raison de sa forte diffusivité dans les petits pores ouverts (Analytical, 2017). L'appareil est couplé à un programme d'acquisition micrométrique qui affiche les résultats de l'analyse.



Figure 3.13 : Pycnomètre à hélium Micromeritics Accupyc 1330

3.2.4.3 Surface spécifique

La surface spécifique a été mesurée avec un analyseur de type Micromeritics Gemini III 2375 (Figure 3-14 a). Cet appareil mesure la quantité d'azote adsorbée à la surface des particules solides et l'utilise pour évaluer la surface spécifique avec la méthode BET (Brunauer et al., 1938). Les échantillons ont été d'abord séchés sous vide à 50°C pendant 48 heures avec l'appareil Micromeritics VacPrep 061 (Figure 3-14 b). Deux tubes ayant le même volume, dont l'un est rempli d'échantillon sec, de masse connue, et l'autre est vide (tube de référence), sont plongés dans de l'azote liquide. La même pression de gaz est appliquée aux deux tubes. L'échantillon dans le tube adsorbe le gaz et cause une chute de pression dans ce tube. Comme la quantité de gaz adsorbée par l'échantillon est proportionnelle à sa surface spécifique, la différence de pression entre les deux tubes permet d'évaluer la surface spécifique de l'échantillon. L'appareil est couplé à un programme acquisition micrométrique qui affiche les résultats de l'analyse en m^2/g .



(a)

(b)

Figure 3.14 : (a) Analyseur de surface spécifique Micromeritics Gemini III 2375 ; (b) Micromeritics VacPrep 061

3.2.5 Caractérisation hydrogéologique du matériau de recouvrement

Des échantillons de résidu Goldex prélevés au niveau des cinq niveaux d'instrumentation à la station 6 ont fait l'objet d'une caractérisation hydrogéologique au laboratoire, à savoir des mesures de la conductivité hydraulique saturée et de la courbe de rétention d'eau. Les méthodes utilisées sont décrites dans cette section.

3.2.5.1 Conductivité hydraulique saturée

La conductivité hydraulique saturée (k_{sat}) a été mesurée avec un essai de perméabilité à charge variable, selon la norme ASTM D-5856-95 en utilisant un perméamètre à paroi rigide (Figure 3-15 a). L'essai de perméabilité à charge variable est recommandé pour les sols peu perméables. Cette méthode de mesure est basée sur l'application de la loi

de Darcy. Ainsi, l'échantillon de sol à l'étude est placé dans le perméamètre et ensuite il est porté à saturation en eau. On s'assure, en utilisant les relations poids-volume, que le degré de saturation est supérieur à 95 %.

Les valeurs de porosité (n) des échantillons ont été déduites comme suit :

$$n = \frac{e}{1+e} \quad (\text{éq.3.5})$$

Où e est l'indice de vide donné par :

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad (\text{éq.3.6})$$

où :

V_s est le volume du solide (cm^3) donné par :

$$V_s = \frac{M_s}{G_s} \quad (\text{éq.3.7})$$

M_s est la masse du matériau sec (g).

G_s est la gravité spécifique.

V_v est le volume du vide (cm^3) donné par :

$$V_v = V_t - V_s \quad (\text{éq.3.8})$$

V_t est le volume total du matériau (cm^3), donné par :

$$V_t = \text{hauteur du matériau dans le perméamètre} * \text{section du perméamètre} \quad (\text{éq.3.9})$$

Les valeurs de porosité calculées au laboratoire pour chaque profondeur sont indiquées dans le tableau 3-6.

Tableau 3.6 : Valeurs de la porosité pour les différentes profondeurs

Profondeur (cm)	10	25	40	55	116
Porosité - n	0,46	0,49	0,46	0,44	0,45

La section A et la hauteur L de l'échantillon sont connus. Le perméamètre est ensuite connecté à un réservoir et le matériau est alimenté en eau par un tube gradué de faible section a (Figure 3-15 b). Le temps nécessaire pour avoir une différence de charge est mesuré. On commence l'essai en appliquant une charge initiale h_0 et on mesure au cours du temps les hauteurs h_t à chaque pas de temps t. Enfin, on applique la loi de Darcy pour chaque intervalle de temps pour calculer la conductivité hydraulique saturée comme ceci :

$$k_{sat} = 2,3 \frac{aL}{A(t_2 - t_1)} \log \frac{h_1}{h_2} \quad (\text{éq.3.10})$$

avec :

k_{sat} : est la conductivité hydraulique (cm/s) ;

a : section du tube gradué où on lit les hauteurs d'eau (cm²) ;

L : hauteur de l'échantillon (cm) ;

A : section de l'échantillon (cm²) ;

h_t : charge hydraulique à l'instant t_i (cm) ;

Il est important de s'assurer de la saturation totale de l'échantillon avant de mesurer sa perméabilité.

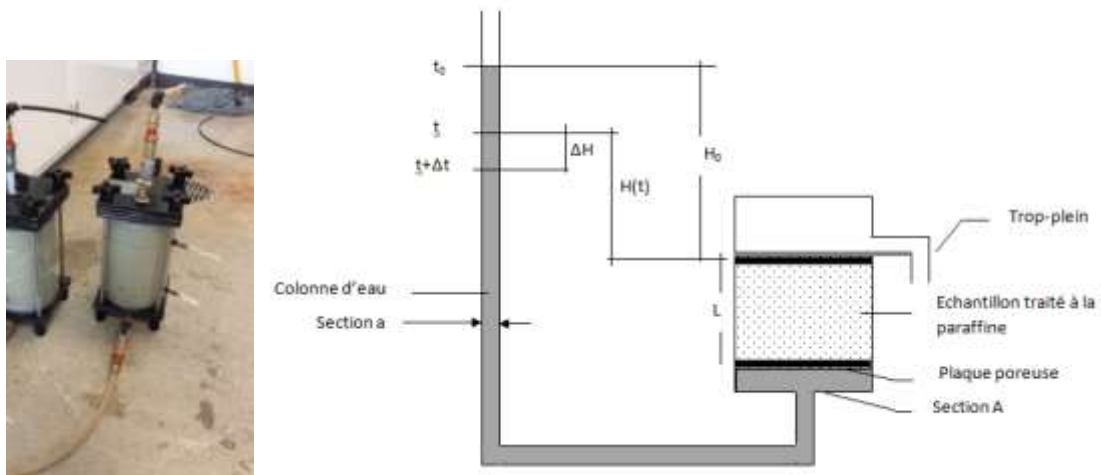


Figure 3.15 : (a) Perméamètre à paroi rigide ; (b) : montage de l'essai (Musy & Soutter, 1991).

Également, la conductivité hydraulique saturée a été prédite à l'aide du modèle KCM (Mbonimpa et al., 2002a) (éq.2-22) et les valeurs moyennes entre k_{sat} mesurées et celles prédites ont été comparées.

3.2.5.2 Courbe de rétention d'eau

La courbe de rétention d'eau a été mesurée au laboratoire avec la cellule de pression selon la norme ASTM D3152-08. Ainsi, l'échantillon initialement saturé est placé dans un anneau de métal de dimensions connues et ensuite mis dans une cellule de pression (Figure 3-16) entre deux plaques poreuses (avec une pression d'entrée de l'air = 1500 kPa) initialement saturées en eau. La masse initiale de la cellule (avec l'échantillon) est pesée. Une pression d'air (variant de 0 à 1500 kPa) est ensuite appliquée dans la cellule par paliers qui se transfert ensuite à l'eau interstitielle. En fonction de la dimension des pores du sol, l'eau commencera à se drainer de façon progressive (les plus gros pores en premier suivi des pores plus petits). À chaque palier de pression la masse de la cellule est pesée. À la fin de l'essai, la teneur en eau volumique est mesurée par la

méthode gravimétrique et les dimensions de l'échantillon (hauteur et diamètre) sont mesurées, ce qui permet de calculer la teneur en eau volumique correspondant à chaque valeur de succion matricielle (= pression d'air appliquée).

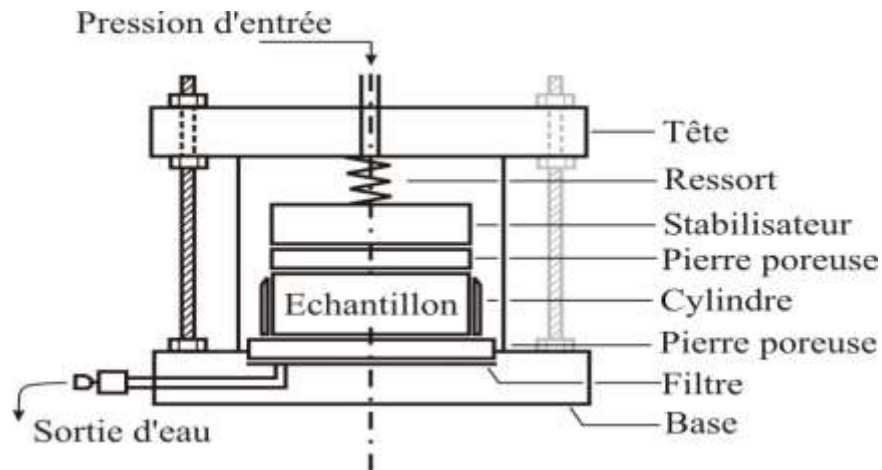


Figure 3.16 : Cellule de pression (Aubertin et al., 1998)

Les courbes de rétention d'eau expérimentales obtenues au laboratoire ont été ensuite lissées et les fonctions de perméabilité ont été déduites avec le logiciel RETC (van Genuchten et al., 1991) en utilisant le modèle van Genuchten-Mualem (éq.2-32 et 2-49). Les paramètres d'entrée utilisés dans le modèle (porosité θ_s et k_{sat}) sont ceux obtenus lors des essais de conductivité hydraulique saturée.

3.2.6 Caractérisation de la végétation

La végétation au niveau des quatre stations a été caractérisée sur le terrain et au laboratoire. Il est à noter que les stations avec végétation portent les nombres impairs. Dans cette section, nous présentons la méthodologie suivie pour ces caractérisations.

3.2.6.1 Relevés de la végétation des stations

Un relevé spécifique de la végétation présente au niveau des quatre stations installées a été fait. Ensuite, des échantillons de la partie aérienne de la végétation et des racines ont été prélevés au niveau de chacune des quatre stations et les paramètres suivants ont été évalués avec différentes méthodes :

- Biomasse aérienne ;
- LAI (Leaf Area Index ou indice de surface foliaire) ;
- Paramètres racinaires : longueur totale des racines, surface racinaire, diamètre moyen des racines, et masse sèche des racines ;

Dans cette section, nous allons décrire les méthodes utilisées pour l'évaluation de ces paramètres.

3.2.6.2 Biomasse aérienne

La biomasse aérienne des quatre stations avec végétation a été évaluée au cours des travaux de terrain et de laboratoire pendant l'été et l'automne. Deux méthodes ont été utilisées : une méthode destructive et une méthode non destructive.

a) Méthode destructive

La biomasse aérienne a été évaluée au niveau de quatre stations en utilisant une méthode destructive. Ainsi, un quadrat (Figure 3-17) de 1 m² de superficie est installé, à proximité immédiate de l'endroit où sont installées les équipements de mesures, et la partie aérienne de la végétation se trouvant à l'intérieur du quadrat a été coupée au ras du sol. La végétation récoltée est triée au laboratoire en fonction des différentes espèces et ensuite elle est séchée et pesée afin d'évaluer la masse sèche de chaque espèce par

station (exprimée en g/m^2) (Launchbaugh, 2009). La récolte de la végétation a eu lieu à la fin de l'été.



Figure 3.17 : **Quadrats utilisés pour récolter la partie aérienne de la végétation.**

b) Méthode non destructive : points de contact

La biomasse aérienne a également été évaluée en utilisant la méthode des points de contact (Levy, 1933) qui est une méthode non destructive. La méthode comporte trois étapes :

- *Étape 1 : Le comptage du nombre de points de contact pour chaque station*

Le comptage du nombre de points de contact a été réalisé en Juillet 2016. Un quadrat de 1m^2 (Figure 3-18) de superficie et dont les bords sont gradués aux 10 cm (de A à J) a été installé dans la station à l'étude. Une fine tige est placée sur un quadrillage d'un pas de 10 cm matérialisé par des fils tendus entre les bords parallèles du quadrat, à chaque graduation. Le nombre de points de contact entre la tige et les plantes de chaque espèce est noté à chaque position. Ainsi, pour toutes les positions à l'intérieur du quadrat on obtient un nombre de points de contact par espèce. La sommation de ces

points pour les différentes positions donne un nombre total de points de contact par espèce pour chaque station.



Figure 3.18 : **Méthode des points de contact**

- *Étape 2 : La construction d'abaques :*

La construction d'abaques a eu lieu en août 2017. Pour convertir le nombre de points de contact en biomasse aérienne, dix abaques de 1m^2 ont été réalisées sur le terrain. L'emplacement des abaques a été déterminé pour y retrouver les espèces présentes au niveau des quatre stations à l'étude, mais présentant une gamme de biomasse étalée (de faible à importante). Ainsi pour chaque abaque: i) les points de contact ont été comptés sur 1m^2 par espèce ; ii) la partie aérienne de la végétation a ensuite été récoltée et triée par espèce au laboratoire et iii) la végétation a été séchée et pesée.

Ainsi pour chaque espèce végétale, on a obtenu dix valeurs de biomasse aérienne correspondant à dix valeurs de points de contact. Ces données ont été utilisées pour établir des équations exprimant la biomasse en fonction du nombre de points de contact pour chaque espèce.

- *Étape 3 : Le calcul de la biomasse à partir des équations établies sur le site :*

Les équations ainsi établies ont été utilisées pour calculer la biomasse de chaque espèce par station au moment des relevés des points de contact.

3.2.6.3 Évaluation du LAI

On s'intéresse à évaluer le LAI des quatre stations avec végétation pour deux objectifs, d'une part pour caractériser la végétation présente sur les stations à l'étude et d'autre part pour utiliser ces valeurs dans le calcul de l'ETP. Pour cela, le choix des méthodes d'évaluation du LAI a été portée sur deux méthodes qui répondent à ces deux objectifs. Une méthode indirecte en utilisant la loi de Beer-Lambert et une méthode directe à l'aide d'un analyseur de surface.

a) Analyseur de surface

L'analyseur de surface Li-3100C (Figure 3-19) mesure les surfaces projetées. Il comporte deux bandes roulantes transparentes qui tournent pour déplacer les feuilles à travers un scanner (LI-COR, 2004).



Figure 3.19 : Analyseur de surface Li-3100C

Pour mesurer la surface d'un échantillon de feuilles, celles-ci sont déposées sur la bande transparente inférieure. La bande mobile permettant aux feuilles de passer sous une source de lumière, leur image est réfléchiée par un système de trois miroirs vers une caméra à balayage qui détecte la surface des feuilles, celle-ci est présentée sur l'afficheur de diode électroluminescente. Les données des feuilles individuelles sont additionnées et la surface totale de l'échantillon est évaluée.

b) Calcul du LAI avec la loi de Beer-Lambert

La loi de Beer-Lambert (Monsi, 1953) permet de calculer le LAI à partir du rayonnement solaire mesuré sur le terrain. Nous avons utilisé cette méthode indirecte pour calculer le LAI au niveau des quatre stations en suivant les étapes suivantes :

- Mesure du rayonnement solaire incident et du rayonnement transmis à travers la végétation à l'aide du ceptomètre (Figure 3-20), les mesures ont eu lieu durant l'été ;
- Calcul du LAI moyen de chaque station avec la loi de Beer-Lambert:

$$LAI = (\ln(I_0) - \ln(I))/k \quad (\text{éq.3.11})$$

où :

I : rayonnement solaire incident ;

I_0 : rayonnement solaire transmis par la végétation ;

k : coefficient d'extinction de la lumière qui dépend de la géométrie du couvert et de la hauteur du soleil sur l'horizon.

Aubin et al. (2000) ont calculé des valeurs de k pour différents types de végétation en Abitibi (Québec) et ont trouvé une valeur de 0,37 pour les herbacées. C'est la valeur qu'on va utiliser dans cette étude pour le calcul du LAI.



Figure 3.20 : **Ceptomètre Sunfleck PAR Ceptometer**

c) Calcul du LAI avec la méthode du rapport de la masse des feuilles par surface

Cette méthode est basée sur des mesures directes du LAI des différentes espèces végétales présentes sur les quatre stations avec végétation. Il s'agit d'une méthode destructive où la végétation a été coupée au niveau des quatre stations avec végétation. La coupe de la végétation a été effectuée à l'automne suivant les mesures du rayonnement.

Le LAI a été évalué sur les quatre stations avec végétation en suivant les étapes suivantes pour chaque station :

- Installation du quadrat près de la station à l'étude ;
- Récolte de la partie aérienne de la végétation à l'intérieur du quadrat ;
- Tri des différentes espèces végétales récoltées dans le quadrat ;
- Sélection d'un sous-échantillon de chaque espèce des espèces présentes dans la station ;

- Mesure de la surface foliaire de ces sous-échantillons avec le Li-3100C (Figure 3-19) ;
- Séchage des échantillons à l'étuve ;
- Pesée de la masse sèche de chaque échantillon ;
- Calcul du rapport LMA (Leaf Mass per Area) :

$$LMA = \text{masse sèche} / \text{surface foliaire pour chaque espèce} \quad (\text{éq.3.12})$$

- Tri des espèces végétales récoltées sur tout le quadrat et pesée de leur masse sèche ;
- Déduction de la surface foliaire de chaque espèce par station comme ceci :

$$\text{Surface foliaire} = \text{masse sèche} / LMA \quad (\text{éq.3.13})$$

- Calcul du LAI de chaque espèce par station par la relation :

$$LAI = \text{surface foliaire} / \text{surface de la parcelle} \quad (\text{éq.3.14})$$

- Calcul du LAI total de la station en additionnant les LAI de toutes les espèces qui y sont présentes ;

3.2.6.4 Caractérisation des racines

Lors des travaux de terrain de l'été 2016, des échantillons de racines ont été collectés au niveau des quatre stations à l'aide d'une tarière cylindrique de 8 cm de diamètre (Figure 3-21 a). Ainsi sur chaque station, un quadrat de 1 m² de surface a été placé près de la station et trois trous (indiqués points 1, 2 et 3 dans le tableau 3-7) ont été aménagés pour prélever des carottes à différentes profondeurs. Les profondeurs des carottes sont indiquées dans le tableau 3-7.

Tableau 3.7 : Profondeurs des carottes utilisées pour le prélèvement des racines

Station	1	3	5	7
	Profondeur (cm)			
Point 1	0-8,5	0-13,5	0-11,4	0-10
	8,5-15	13,5-22	11,4-20	10-20
	18-28	22-36	-	20-30
	28-39	36-42	-	-
	39-52,5	-	-	-
Point 2	0-12	0-12	0-11	0-9,5
	12-20	12-21	11-19,5	9,5-20
	20-28	21-26	19,5-32	20-25
	28-39	26-38	-	-
	39-52,5	-	-	-
Point 3	0-12	0-13	0-12	0-9,5
	12-25	13-19	12-27,5	9,5-20
	25-36	-	-	20-30
	36-44	-	-	-



(a)



(b)



(c)

Figure 3.21 : (a) Prélèvement d'une carotte de sol, (b) Carotte de sol prélevée, (c) Lavage des racines

Les échantillons de racines prélevés (Figure 3-21b) ont été ramenés au laboratoire et conservés à 4°C, puis les racines ont été lavées (Figure 3-21 c), séparées, et ensuite scannées. Les images obtenues ont été ensuite traités avec le logiciel WinRHIZO pour extraire les paramètres racinaires suivants :

- La longueur totale des racines par volume de sol ;
- La surface totale des racines par volume de sol ;
- Le volume total des racines par volume de sol ;
- Le diamètre moyen des racines par volume de sol ;
- Les racines ont été ensuite séchées à l'étuve et pesées pour obtenir la masse sèche.

Pour faciliter la comparaison des paramètres des racines, les profondeurs des carottes ont été approchées à une profondeur de 10 cm (0 à 10 cm, 10 à 20 cm, ...etc) et ce pour les trois points de chaque station. Par exemple, les profondeurs des carottes prélevées au premier niveau dans les quatre stations varient entre de 8,5 et 13,5 cm. Ces valeurs ont été approchées à une profondeur de 10 cm pour pouvoir comparer les quatre stations. Ainsi, une valeur moyenne de chaque paramètre a été calculée pour cette profondeur pour chaque station. La même procédure a été utilisée pour les autres profondeurs des carottes (de 10 à 20 cm, 20 à 30 cm, ...etc).

Finalement les valeurs moyennes des paramètres ont été divisées par volume de sol calculé en fonction du diamètre du trou et de la hauteur de la carotte, ensuite ces valeurs ont été rapportées à un volume de sol unitaire (1 cm³).

3.2.7 Synthèse des travaux de terrain et de laboratoire

Les travaux de terrain et de laboratoire réalisés dans le cadre de ce projet de recherche sont résumés dans le tableau 3-8.

Tableau 3.8 : Travaux de terrain et de laboratoire pour caractériser le recouvrement et la végétation au niveau des huit stations du parc 2 du site Manitou

Caractérisation du matériau de recouvrement		Caractérisation de la végétation (pour les quatre stations avec végétation)	
Caractérisation physique (40 : échantillons : 8 stations, 5 profondeurs par station)	Granulométrie	Relevé spécifique sur l'ensemble du parc 2.	
	Surface spécifique	LAI (8 échantillons)	
	Densité relative	Biomasse (14 échantillons)	
Caractérisation hydrogéologique (5 échantillons : Une station, 5 profondeurs)	ksat au laboratoire pour la station 6	Paramètres racinaires /volume de sol (40 carottes de sol)	Volume total des racines par volume de sol
			Masse sèche/volume de sol
	Courbe de rétention d'eau		Longueur totale/volume de sol
			Surface totale /volume de sol
			Diamètre moyen/ volume de sol

Les données récoltées sur le terrain et au cours des travaux de laboratoire ont été utilisées pour évaluer le bilan hydrique et pour calculer l'évapotranspiration sur le parc 2 du site Manitou.

3.2.8 Calcul du bilan hydrique à partir des mesures de terrain et déduction de l'ETR pour chaque station

Le bilan hydrique a été évalué sur le parc 2 du site Manitou à partir des données mesurées sur le terrain. L'équation du bilan hydrique a été exprimée comme ceci :

$$P = I + R + ETR + \Delta S \quad (\text{éq.3.15})$$

Où : P correspond aux précipitations ; I est l'infiltration ; R le ruissellement (Note : ce dernier paramètre a été négligé dans le cas du parc 2 du site Manitou, car la pente est de moins de 1%) ; ETR est l'évapotranspiration réelle ; et ΔS la variation du stockage en eau dans le sol.

Ces composantes du bilan hydrique ont été évaluées comme suit :

- Les données de précipitations horaires proviennent de la station météorologique 7098603 d'Environnement et Changement climatique Canada (ECCC) située à Val-d'Or.
- L'infiltration a été évaluée à partir des données du niveau de la nappe phréatique calculées à partir des mesures du niveau de la nappe au niveau des pointes filtrantes installées sur le site. Le calcul a été fait à un pas de temps horaire comme ceci :

$$I(t) = \text{niveau de la nappe } (t) - \text{niveau de la nappe } (t - 1) \quad (\text{éq.3.16})$$

Seules les valeurs positives de l'infiltration ont été considérées.

- Le stockage en eau dans le sol a été calculé pour chaque pas de temps à partir des valeurs de TEV mesurées sur les huit stations. Dans un premier temps le recouvrement monocouche a été subdivisé en cinq couches virtuelles, les limites de ces couches correspondent aux centres des segments définis par les sondes (Figure 3-22).

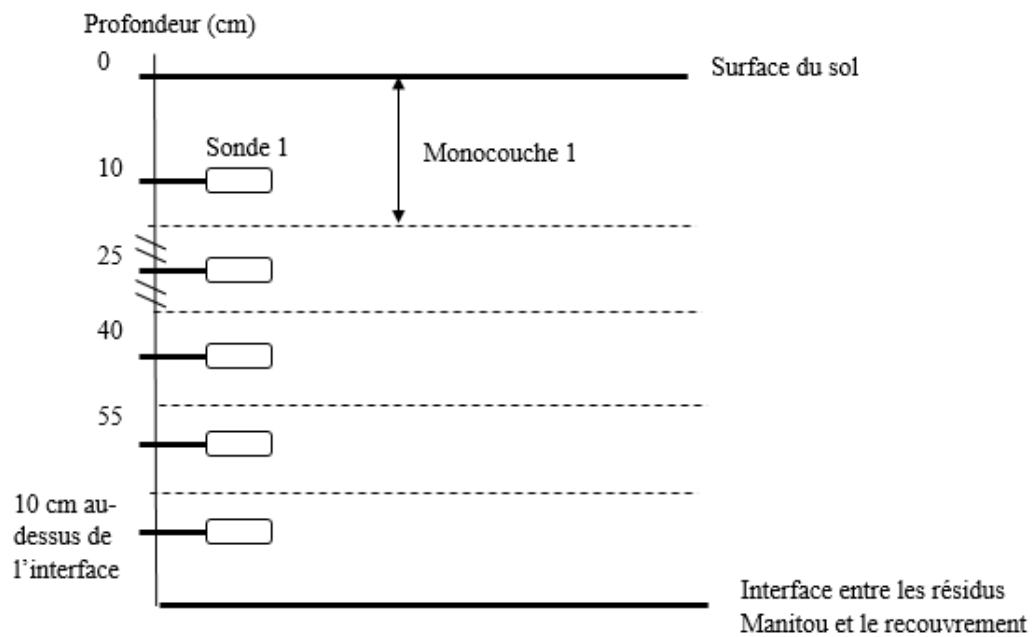


Figure 3.22 : Subdivision du recouvrement en monocouches entourant les sondes de TEV.

Ainsi, ΔS a été calculé à un pas de temps horaire pour chacune de ces couches comme suit :

Autour de la sonde i à l'instant t :

$$\Delta S_{i,t} = (TEV_t - TEV_{t-1}) * h \quad (\text{éq.3.17})$$

Où h est la hauteur de la couche entourant chaque sonde de mesure, elle est égale à :

- 17,5 pour la sonde 1
- 15 pour les sondes 2 et 3
- 41 pour la sonde 4
- 43,5 pour la sonde 5

Ensuite les stockages calculés autour des sondes ont été additionnées pour obtenir le stockage en eau dans la totalité du recouvrement monocouche.

L'effet du gel sur le stockage en eau dans le sol a été pris en considération en considérant $\Delta S = 0$ pour les températures de sol inférieures à 2°C et ce jusqu'à la profondeur de 25 cm.

Seules les valeurs positives de ΔS (recharge) ont été considérées.

Les données manquantes de teneur en eau volumique (presque un mois de données manquantes) à la profondeur de 10 cm ont été complétées à partir de celles de la profondeur de 25 cm (deux ans de données horaires) en établissant une relation linéaire entre les deux séries de données.

- L'ETR a été finalement déduite à partir de l'équation du bilan hydrique comme ceci :

$$ETR = P - I - \Delta S \quad (\text{éq.3.18})$$

3.2.9 Calcul de l'évapotranspiration en présence et en absence de la végétation avec des équations analytiques

L'évapotranspiration a été calculée dans le parc 2 du site Manitou dans la partie avec et sans végétation et ce en utilisant des équations analytiques dont les données d'entrée

sont des mesures météorologiques. Par la suite l'ETR a été déduite à l'aide des mesures de terrain et ce pour les huit stations du site. Dans ce qui suit, les méthodes utilisées pour évaluer l'ETP et l'ETR dans le parc 2 du site Manitou sont brièvement décrites.

3.2.9.1 Données utilisées

L'ETP a été calculée à partir de données météorologiques provenant de la station météorologique de Val-d'Or située à moins de 20 km du site Manitou. Les données utilisées sont les suivantes:

- Rayonnement solaire incident ;
- Humidité relative ;
- Vitesse du vent mesurée à 10 m de la surface du sol ;
- Température de l'air.

3.2.9.2 Evapotranspiration potentielle

Dans le cadre de cette étude, trois méthodes ont été choisies pour évaluer l'évapotranspiration potentielle :

- La méthode FAO56 Penman-Monteith (Allen et al., 1998a): car elle est recommandée par la Commission internationale d'irrigation et de drainage et l'Organisation des Nations unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO) pour estimer l'ETP (Smith et al., 1991). Le calcul a été réalisé à un pas de temps horaire à partir des données météorologiques provenant de la station météorologique de Val-d'Or. L'albédo a été pris égal à 0,26 pour les graminées et 0,3 pour le sol nu (Ahrens, 2006 ; Oke, 2002) in (Philander, 2008).

- Le modèle ARTS (Yan et al., 2012): en utilisant les données météorologiques et en y intégrant les valeurs de LAI. Les valeurs de LAI utilisées dans le calcul de l'ETP sont celles obtenues par la méthode indirecte en utilisant les données de rayonnement mesurées sur terrain à l'été 2016, car il s'agit de la période où le LAI est maximal. Il faut noter que pour cette méthode, le choix du coefficient d'extinction k influence les valeurs de LAI calculées et par la suite influence les valeurs d'ETP calculées. Pour cette méthode également, le calcul a été fait à un pas de temps horaire.
- La méthode de Thornthwaite (1948) : le calcul a été fait à partir des données de température à un pas de temps mensuel.

3.2.9.3 Evapotranspiration réelle calculée pour chaque station

L'ETP correspond à la quantité d'eau maximale susceptible d'être évaporée par évapotranspiration sous un climat donné par un couvert végétal bien alimenté en eau, alors que l'ETR est fortement conditionnée par le stress auquel est exposée la végétation, traduit par le potentiel hydrique du sol (Campbell & Phene, 1976). Pour tenir compte de ce stress hydrique, l'ETP calculée par les méthodes de FAO56 PM et par le modèle ARTS a été convertie en ETR avec le modèle de SWB proposé par Yan et al. (2012). Ce modèle se présente comme suit :

$$ETR = \begin{cases} ETP & \text{si } P \geq ETP \\ P + \beta(ETP - P) & \text{si } P < ETP \end{cases} \quad (\text{éq.3.19})$$

$$\beta = \frac{\theta - \theta_p}{\theta_c - \theta_p} \quad (\text{éq.3.20})$$

où:

θ : la teneur en eau volumique ;

θ_c : la teneur en eau volumique à la capacité au champ ; c'est la TEV du sol après que l'excédent d'eau soit drainé et que le régime d'écoulement vers le bas soit devenu négligeable, ce qui se produit habituellement un ou deux jours après une pluie ou une irrigation. Il correspond à la TEV d'un sol lorsque celui-ci est à un potentiel matriciel de -33 kPa (IRDA, 2018).

θ_p : la teneur en eau volumique au point de flétrissement ; c'est la TEV du sol à laquelle la plante ne peut y puiser l'eau nécessaire à sa survie et subit des dégâts irréversibles. il correspond à la TEV d'un sol lorsque son potentiel matriciel atteint -1550kPa (IRDA, 2018).

Dans le cadre de ce travail, θ a été mesurée sur le terrain, θ_c et θ_p ont été déterminées en utilisant la courbe de rétention d'eau mesurée au laboratoire.

CHAPITRE IV

RÉSULTATS

Dans ce chapitre, on présente d'abord les résultats de la caractérisation des résidus miniers provenant de la mine Goldex (physique et hydrogéologique), suivis par ceux de la caractérisation de la végétation installée sur le parc 2 du site minier Manitou. Ensuite, on présente les résultats des mesures des succions et des teneurs en eau volumiques dans le recouvrement monocouche au niveau des différentes stations de mesure, ainsi que les mesures du niveau de la nappe phréatique surélevée. Finalement, les résultats de l'évaluation de l'évapotranspiration à l'aide de différentes méthodes sont présentés et discutés.

4.1 Caractérisation physique et hydrogéologique du résidu Goldex

On présente ici les résultats de la caractérisation physique des résidus miniers Goldex, échantillonnés à cinq profondeurs, à savoir : l'analyse granulométrique, la densité relative et la surface spécifique.

4.1.1 Analyse granulométrique

Les résultats des analyses granulométriques du résidu de Goldex, qui constituent le recouvrement monocouche installé sur le parc 2 du site Manitou sont présentés à la Figure 4-1. Les résultats montrent que la granulométrie des résidus Goldex est très variable d'une station à l'autre, et au sein d'une même station, en fonction de la profondeur. Cette variabilité au niveau de la granulométrie est probablement engendrée par la méthode de déposition des rejets de concentrateur dans le parc à résidus.

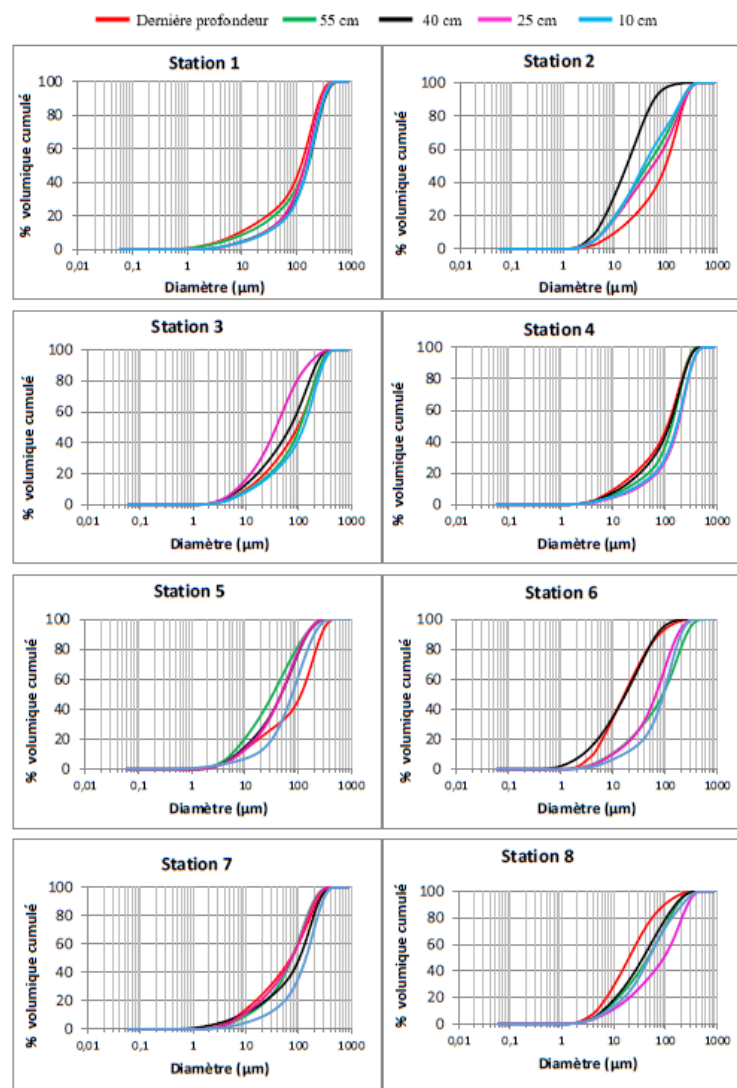


Figure 4.1 : Distributions granulométriques des résidus de Goldex.

Les paramètres tirés des courbes granulométriques sont présentés au le tableau 4-1. Ce dernier montre que le paramètre D_{10} varie entre 2,6 et 27,8 μm , D_{50} varie entre 16,6 et 177,4 μm et D_{60} varie entre 22,8 et 208,9 μm . Cela confirme, donc, la variabilité de la granulométrie des résidus de Goldex, déjà mentionnée en haut. Quant à leur uniformité, les résidus de Goldex ont une granulométrie semi-étalée (le coefficient d'uniformité C_u est compris entre 5,3 et 19,3), et ce dans les huit stations. On peut les classer comme un silt sableux ou un sable silteux, d'après la classification de l'USCS-ASTM (Unified Soil Classification System).

Tableau 4.1 : Paramètres granulométriques du matériau du revêtement monocouche.

Profondeur (cm)	Paramètres	Station 1	Station 2	Station 3	Station 4	Station 5	Station 6	Station 7	Station 8
10	D_{10} (μm)	27,8	5,9	12,6	23,4	16	16	24	7,7
	D_{50} (μm)	160,4	37,1	125,1	167,4	77,8	93,7	137,7	49
	D_{60} (μm)	188,9	55,4	157,5	199,7	97,2	112,6	165,8	65,3
	C_u	6,7	9,2	12,4	8,5	6	7	7	8,4
25	D_{10} (μm)	26,5	6	6,6	27,2	7,7	10	8,6	7,7
	D_{50} (μm)	141,7	55,7	37,8	177,7	48	67,4	74,3	80,8
	D_{60} (μm)	170,2	89,4	50,2	208,9	62,3	85,1	98	111,1
	C_u	6,4	14,7	7,5	7,6	8	8,5	11,2	14,4
40	D_{10} (μm)	24,8	4,3	7,8	13,4	7	2,6	8,2	6,1
	D_{50} (μm)	163,2	17,3	69,6	120,2	48,4	17,5	104,4	37,3
	D_{60} (μm)	149,9	23	96	150,7	64,1	24,5	132,5	52,1

	C _u	7,8	5,3	12,2	11,2	9,1	9,2	16	8,4
55	D ₁₀ (µm)	12,4	5,7	11,8	17,3	5,6	9,3	10	6,5
	D ₅₀ (µm)	140,8	43,4	106,3	134,3	33,6	91,4	75,2	46,3
	D ₆₀ (µm)	172,6	69,8	135	160	47	122,4	95,2	65
	C _u	13,9	12,2	11,4	9,2	8,3	13	9	9,8
Dernière profondeur	D ₁₀ (µm)	9,02	10,4	10,3	10,7	7,5	4,2	7,4	4,7
	D ₅₀ (µm)	120,7	98,9	96	111	113,8	16,6	71	20
	D ₆₀ (µm)	149,6	126,7	129,6	141,2	146	22,8	99,2	27,2
	C _u	16,5	12,2	12,5	13,1	19,3	5,4	13,4	5,7

4.1.2 Densité relative des grains

Les résultats de l'analyse de la densité relative des grains des résidus miniers Goldex sont présentés au Tableau 4-2.

Tableau 4.2 : Densité relative des grains des résidus miniers Goldex.

Profondeur (cm)	Statio n 1	Statio n 2	Statio n 3	Statio n 4	Statio n 5	Statio n 6	Statio n 7	Statio n 8
10	2,68	2,69	2,68	2,67	2,77	2,72	2,69	2,68
25	2,69	2,69	2,73	2,72	2,68	2,67	2,68	2,71
40	2,69	2,69	2,72	2,67	2,68	2,69	2,67	2,68
55	2,68	2,68	2,67	2,67	2,74	2,68	2,68	2,68
Dernière Profondeur	2,67	2,67	2,68	2,68	2,72	2,69	2,68	2,69

La densité relative des grains solides des résidus miniers Goldex varie entre 2,67 et 2,77. Sa valeur moyenne est de 2,69.

4.1.3 Surface spécifique

Les résultats de l'analyse de la surface spécifique des résidus Goldex sont présentés au Tableau 4-3. La surface spécifique des résidus de Goldex varie entre 0,69 et 3,63 m²/g, avec une valeur moyenne de 1,58 m²/g. On remarque que les résidus miniers échantillonnés à la station 2, à la profondeur de 40 cm, ont la surface spécifique la plus élevée, ainsi que la granulométrie la plus faible (Figure 4-1 et Tableau 4-1). Cela est dû au fait que la surface spécifique est inversement proportionnelle à la taille des grains.

Tableau 4.3 : Surface spécifique des résidus Goldex miniers en m²/g.

Profondeur (cm)	Station 1	Station 2	Station 3	Station 4	Station 5	Station 6	Station 7	Station 8
10	0,96	1,85	1,08	0,69	0,96	0,96	1,04	1,71
25	0,86	2,14	2,24	0,71	2,08	1,16	1,59	1,38
40	0,85	3,63	1,75	1,11	1,91	2,51	1,78	2,22
55	1,20	1,88	1,50	0,94	2,29	1,30	1,27	1,89
Dernière profondeur	1,12	1,34	1,55	1,41	1,52	2,47	1,68	2,86

4.1.4 Conductivité hydraulique saturée

Les résultats des mesures de la conductivité hydraulique saturée des résidus miniers Goldex échantillonnés à la station 6 sont présentés au Tableau 4-4. Dans le même

tableau, on retrouve également les valeurs de k_{sat} , prédites à l'aide du modèle KCM (Mbonimpa et al., 2002a).

Tableau 4.4 : **Conductivité hydraulique saturée des résidus miniers Goldex à la station 6.**

Profondeur (cm)	Porosité - n	k_{sat} mesurée (cm/s)	k_{sat} prédite (cm/s)
10	0,46	8,53E-05	1,18E-03
25	0,49	6,91E-04	9,22E-04
40	0,46	3,37E-05	3,69E-05
55	0,44	9,08E-05	3,63E-04
116	0,45	3,90E-04	5,85E-05

La conductivité hydraulique saturée mesurée varie, en profondeur, entre $3,37.10^{-5}$ cm/s et $6,91.10^{-4}$ cm/s. La valeur moyenne est de $2,58.10^{-4}$ cm/s. On remarque que certaines prédictions de k_{sat} sont du même ordre de grandeur que celles mesurées (profondeur de 25 cm et 40 cm), alors que d'autres sont supérieures (profondeurs de 10 cm et 55 cm) ou inférieures (profondeur de 116 cm). Cette différence est probablement attribuée à la teneur en eau élevée de l'échantillon lors de son échantillonnage dans l'horizon inférieur.

4.1.5 Courbe de rétention d'eau

Les courbes de rétention d'eau (CRE) des résidus miniers Goldex mesurées ont été réalisées en utilisant les échantillons prélevés au niveau de la station 6, vu que celle-ci présente une granulométrie couvrant la plage de variabilité rencontrée au niveau des

autres stations installées sur le site. Les CRE au niveau des cinq différentes profondeurs (10, 25, 40, 55 et 116 cm), ont été d'abord prédites à l'aide du modèle de Kovács modifié (MK) (Mbonimpa et al., 2002a). Ensuite elles ont été mesurées au laboratoire en utilisant un perméamètre à paroi rigide et finalement, les courbes mesurées ont été lissées à l'aide du modèle de van Genuchten (1980b). Les résultats sont présentés à la Figure 4-2.

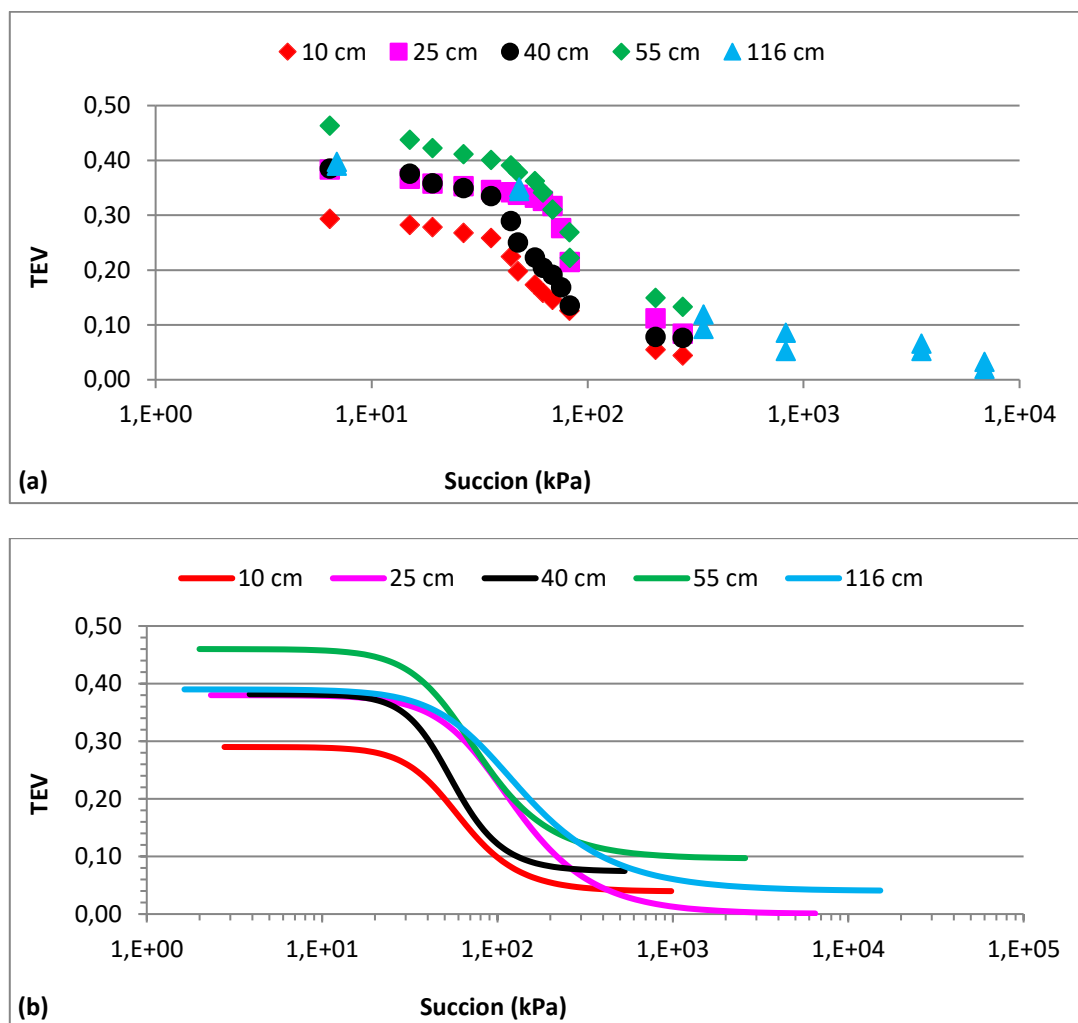


Figure 4.2 : Courbes de rétention d'eau des résidus de Goldex : (a) courbes mesurées ; (b) courbes ajustées avec le modèle de van Genuchten.

Les CRE ont été prédites avec le modèle de Kovács modifié (MK) (Mbonimpa et al., 2002a), en utilisant les teneurs eau à saturation mesurées au laboratoire comme porosité. Les CRE obtenues sont différentes de celles mesurées, elles ne sont donc pas présentées ici.

Les paramètres clés obtenus à partir des CRE expérimentales sont présentés dans le tableau 4-5. Il est important de mentionner que la pression d'entrée de l'air a été évaluée en utilisant la méthode des tangentes (Aubertin et al., 2002).

Tableau 4.5 : Paramètres des CRE expérimentales des résidus Goldex à la station 6.

Profondeur de l'échantillon (cm)	Pression d'entrée d'air (Ψ_a) (kPa)	Teneur en eau à saturation (θ_s)	Teneur en eau résiduelle (θ_r)
10	25	0,29	0,04
25	55	0,37	0,08
40	25	0,39	0,08
55	40	0,46	0,13
116	40	0,39	0,03

Les valeurs de pression d'entrée d'air mesurées au laboratoire se situent entre 25 et 55 kPa et correspondent aux valeurs typiques des résidus miniers (Aubertin, Aachib, et al., 1999).

4.2 Caractérisation de la végétation

Dans cette section, on présente les résultats de la caractérisation de la végétation établie sur le parc 2 du site Manitou.

La végétation installée au parc 2 du site Manitou est surtout de type herbacé, avec un mélange de graminées et de légumineuses. Ainsi les espèces présentes sur le site sont les suivantes: Mil (phléum des prés), Trèfle, Épervière, Épilobe coloré, Lotier, Orge agréable, Mélilot, Saule sp., Carex sp., Épilobe à feuilles étroites, Vesce jargeau, Roseau et quatre espèces de graminées.

On présente dans ce qui suit les résultats des mesures de la biomasse aérienne, du LAI, ainsi que certains paramètres racinaires.

4.2.1 Biomasse aérienne

La biomasse aérienne de la végétation a été évaluée dans les quatre stations avec végétation à l'aide de la méthode directe et la méthode indirecte. Les résultats de ces évaluations sont présentés au tableau 4-6.

Tableau 4.6 : Biomasse aérienne totale de la végétation présente dans les quatre stations avec végétation du parc 2 du site Manitou.

Méthode de mesure	Biomasse aérienne totale (g)				Moyenne	Erreur standard
	Station 1	Station 3	Station 5	Station 7		
Méthode directe	317,5	312	243,7	345	304,6	21,4
Méthode indirecte	447,1	222,6	180,1	890,9	435,2	162,8

On note que les deux méthodes utilisées donnent des résultats très différents. En effet, la méthode indirecte donne des valeurs plus élevées de la biomasse aérienne par rapport à celles évaluées par la méthode directe au niveau des stations 1 et 7 ; de même que l'erreur standard est plus élevée dans le cas de la méthode indirecte par rapport à la

méthode directe ; ce qui signifie que la biomasse arienne varie beaucoup d'une station à l'autre dans le cas de l'évaluation avec la méthode indirecte. On remarque, également, pour les deux méthodes, la station 7 présente la biomasse aérienne la plus élevée, suivie par la station 1, la station 3 et enfin la station 5.

Pour avoir une idée sur la distribution des différentes espèces végétales sur les quatre stations avec végétation, on présente dans ce qui suit les biomasses aériennes mesurées par méthode directe. La distribution des différentes familles végétales dans les quatre stations avec végétation est présentée à la Figure 4-3 et les biomasses aériennes des différentes espèces sont présentées au tableau 4-7.

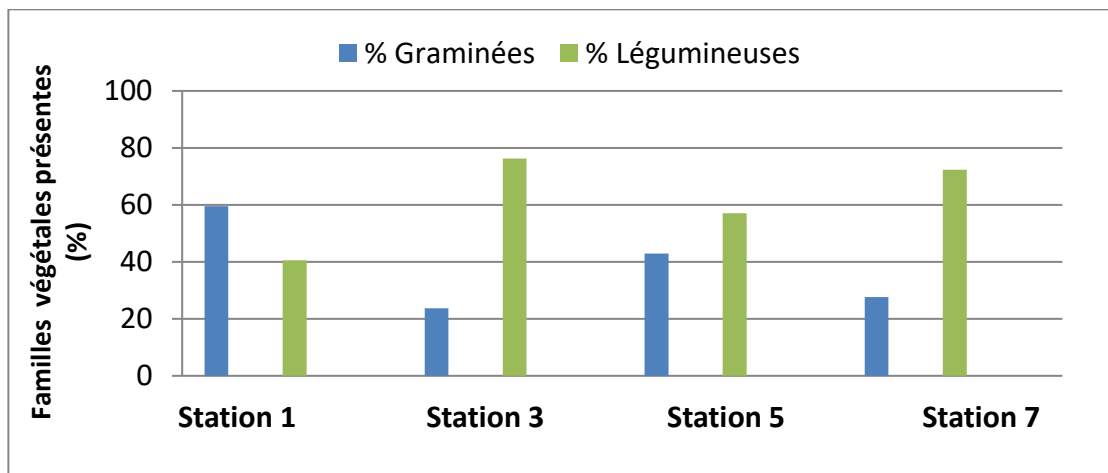


Figure 4.3 : Distribution de la biomasse aérienne des familles végétales dans les quatre parcelles avec végétation, mesurée par méthode directe.

On note que la station 1 est dominée par les graminées alors que les stations 3, 5 et 7 sont dominées par les légumineuses.

Tableau 4.7 : **Distribution des biomasses aériennes des espèces végétales dans les quatre stations avec végétation, mesurées par la méthode directe.**

Famille végétale	Espèce végétale	Biomasse aérienne (g)			
		Station 1	Station 3	Station 5	Station 7
Graminées	Mil	100	72,6	10,4	29,7
	Graminée 3	17,3	0,9	0	4,7
	Graminée 1	48,1	0	0	53,2
	Graminée sp	0	0,6	94,3	8,0
	Pâturin	23,5	0	0	0
Légumineuses	Lotier	0	0	11,8	247,4
	Trèfle	128,6	237,9	127,2	2,9
Biomasse totale (g)		317,5	312	243,7	345,9

Le tableau 4-7 montre que les légumineuses sont plus dominantes dans les quatre stations, et plus particulièrement le trèfle présente les biomasses aériennes les plus élevées dans les stations 1, 3 et 5, quant à la station 7, elle est dominée par le lotier. Quant aux graminées, elles sont représentées principalement par le mil, qui est présent dans les quatre stations, mais plus dominant dans les stations 1 et 3. Les autres espèces de graminées sont distribuées de façon hétérogène au niveau des quatre stations, et le pâturin n'est présent que dans la station 1, avec une faible biomasse aérienne.

Il ressort de ce tableau l'hétérogénéité de la distribution de la végétation sur le parc 2 du site Manitou ; les biomasses aériennes des différentes espèces végétales varient d'une station à l'autre. Cette variation pourrait influencer le comportement hydrique de

la végétation, et de ce fait son impact sur le bilan hydrique du recouvrement monocouche pourrait être différent d'une station à l'autre en fonction des espèces végétales et de leurs densités.

4.2.2 LAI

Le LAI a été évalué à l'aide de trois méthodes. Seuls les résultats de la méthode destructive ont été retenus car ils correspondent aux valeurs trouvées dans la littérature pour les herbacées. Les résultats de cette évaluation sont présentés au tableau 4-8.

Tableau 4.8 : **LAI des quatres stations avec végétation évalué par la méthode destructive.**

	Station 1	Station 3	Station 5	Station 7	Valeur moyenne	Erreur standard
LAI total calculé par la méthode destructive	3,88	3,15	2,74	4,26	3,51	0,34

Tout comme la biomasse, le LAI varie d'une station à l'autre entre 2,74 et 4,26. Ces valeurs correspondent bien aux valeurs trouvées dans la littérature pour les herbacées (He et al., 2007 ; Ramírez García et al., 2012). Pour avoir une idée sur la relation entre le LAI et la biomasse totale de chaque station, on présente ces deux paramètres à la Figure 4-4 ; ainsi les quatre points présentés correspondent aux quatre stations. On peut voir que le LAI augmente avec l'augmentation de la biomasse aérienne totale. Ainsi, la station 7, ayant la biomasse aérienne la plus élevée, présente le LAI le plus élevé. Cela s'explique par le fait qu'une biomasse aérienne élevée reflète une densité du couvert végétal plus élevée et donc une surface foliaire plus importante.

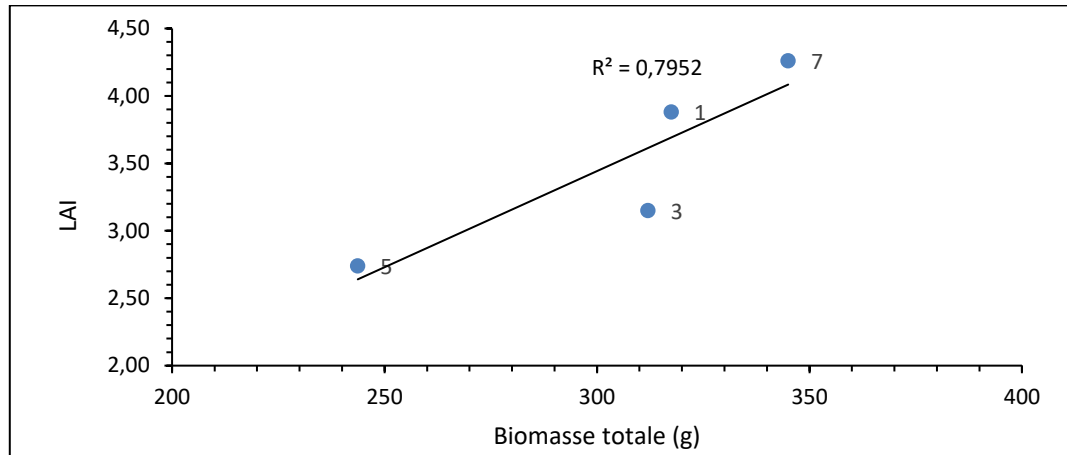


Figure 4.4 : LAI des espèces végétales en fonction de la biomasse totale.

Pour comprendre la contribution de chacune des espèces présentes sur les quatre stations avec végétation à la valeur totale de la biomasse aérienne, on présente la relation entre le LAI et la biomasse aérienne pour chaque espèce à la figure 4-5 la lettre G désigne graminée et les numéros correspondent à différentes espèces de graminées qui n'ont pas été identifiées.

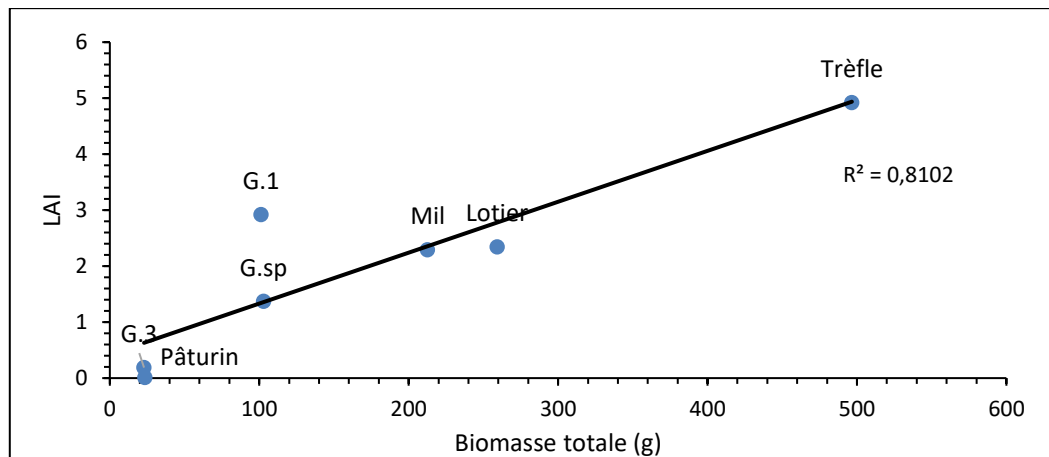


Figure 4.5 : LAI en fonction de la biomasse totale sur les quatre stations pour chaque espèce.

On remarque que le LAI augmente avec la biomasse de la même manière sauf pour l'espèce graminée G.1 qui présentent un LAI beaucoup plus important par rapport à celui de l'espèce graminée sp., même si elles ont des valeurs de biomasse aérienne assez proches, cela est dû à la géométrie de chaque plante, l'espèce graminée 1 a des feuilles plus larges par rapport à l'espèce graminée sp., qui a des feuilles fines, induisant ainsi une surface foliaire plus faible.

4.2.3 Paramètres racinaires

Différents paramètres racinaires ont été mesurés au niveau des quatre stations avec végétation. Il s'agit de :

- La longueur totale des racines par volume de sol ;
- La masse sèche des racines par volume de sol ;
- Le diamètre moyen des racines par volume de sol ;

Les paramètres sélectionnés jouent un rôle important dans les fonctions des racines, et principalement dans le prélèvement de l'eau.

Les profondeurs maximales des racines mesurées dans les quatre stations avec végétation sont présentées dans le tableau 4-9.

Tableau 4.9 : **Profondeurs maximales des racines dans les quatre stations avec végétation.**

	Station 1	Station 3	Station 5	Station 7
Profondeur maximale des racines (cm)	55	50	40	40

La profondeur maximale des racines varie entre 40 cm et 55 cm, avec une moyenne de 46,2 cm.

Pour comparer les quatre stations avec végétation, on présente les paramètres racinaires en surface au tableau 4-10 et en profondeur au tableau 4-11.

Tableau 4.10 : Paramètres des racines dans les quatre stations avec végétation en surface (profondeur 0 à 10 cm).

	Longueur totale des racines (cm)	Masse des racines (g)	Diamètre moyen des racines (μm)
Station 1	5,78	1,75	2
Station 3	7,78	0,52	3
Station 5	12,25	0,43	2
Station 7	14,82	0,58	4
Moyenne	10,15	0,82	3
Erreur standard	2,06	0,31	0,6

Tableau 4.11 : Paramètres des racines dans les quatre stations avec végétation en profondeur (profondeur > 10 cm).

	Longueur totale des racines (cm)	Masse des racines (g)	Diamètre moyen des racines (μm)
Station 1	2,55	0,56	0,6
Station 3	3,11	0,50	0,9
Station 5	3,52	0,55	0,8
Station 7	3,87	0,49	1
Moyenne	3,26	0,52	0,8
Erreur standard	0,28	0,01	0,0853

Ces résultats montrent que les paramètres racinaires diminuent avec la profondeur, et ce dans les quatre stations avec végétation.

La longueur totale des racines varie d'une station à l'autre en raison de la distribution des espèces végétales dans les quatre stations. On remarque que la profondeur maximale des racines est plus élevée au niveau des stations 1 et 3. Cela est probablement dû à l'abondance du mil dans ces deux stations. Cette espèce se caractérise généralement par une grande profondeur d'enracinement (Picard, 1969).

La masse racinaire ne montre pas une grande variation entre les quatre stations, sauf à la station 1 qui montre une masse racinaire plus élevée, dans la couche superficielle du recouvrement.

Le diamètre moyen des racines ne varie pas beaucoup d'une station à l'autre ; ainsi la valeur moyenne est 3 μm . Il s'agit de racines fines (<0.8 mm) ayant la plus grande capacité d'absorption de l'eau, car elles sont les plus perméables (McCully, 1999).

La surface totale des racines augmente avec l'augmentation de leur longueur totale. En effet, le logiciel Winrhizo, utilisé dans cette étude pour mesurer les paramètres racinaires, calcule la longueur totale d'une racine en l'assimilant à un cylindre et en utilisant le diamètre et la longueur de la racine. Puisque le diamètre moyen ne varie pas beaucoup d'une station à l'autre, alors la valeur moyenne de la surface totale est influencée par la valeur moyenne de la longueur totale des racines.

Le volume des racines en surface (0 à 10 cm) par unité de volume de sol (ou la densité racinaire) varie d'une station à l'autre. Il augmente avec la biomasse aérienne totale de la station (Figure 4-6), sauf dans la station 1 où la densité racinaire reste faible malgré la biomasse totale élevée. En effet, cette station est dominée par la présence de graminées, et principalement par le mil, qui est caractérisée par des racines moins denses.

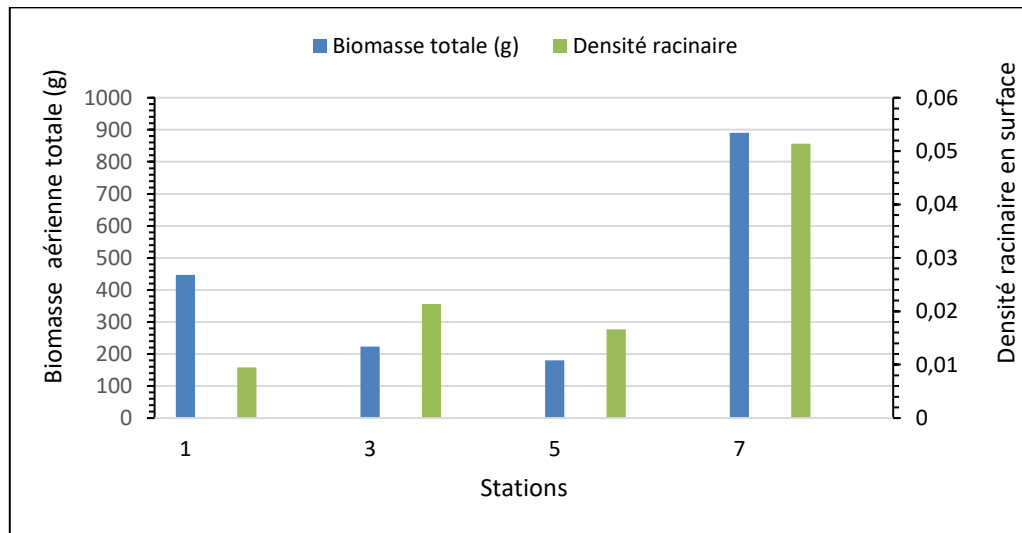


Figure 4.6 : Variation de la densité racinaire en surface et de la biomasse aérienne totale en fonction des stations

En général, les racines échantillonnées au niveau de la station 1 présentent la masse, le volume, la longueur totale et la surface totale les plus faibles, probablement à cause de la dominance de la fléole des près (mil) dans cette station. En revanche, la station 7, qui a la biomasse totale la plus élevée, présente les valeurs les plus élevées de ces mêmes paramètres. Le diamètre moyen, quant à lui, n'est pas influencé par la distribution des espèces dans les différentes stations et ne varie pas beaucoup d'une station à l'autre.

L'analyse de ces différentes caractéristiques de la végétation va nous permettre de mieux comprendre l'impact de la végétation sur le bilan hydrique.

4.3 Comportement hydrogéologique du recouvrement monocouche

Dans cette section, on présente les résultats du suivi du comportement hydrogéologique du recouvrement monocouche installé sur le parc 2 du site Manitou, à savoir les TEV et les succions ainsi que l'évolution du niveau de la nappe phréatique surélevée.

4.3.1 Teneur en eau volumique

Dans ce qui suit on présente les TEV mesurées dans les stations 1 et 2. Quant aux autres stations, seules les valeurs minimales, maximales et moyennes sont présentées ici, les graphiques présentant les mesures des TEV sont présentés à l'annexe A.

4.3.1.1 Station 1

Les résultats des mesures réalisées au niveau de la station 1 sont présentés à la Figure 4-7. Cette dernière montre que les TEV augmentent avec la profondeur et varient en fonction du temps.

Au niveau de la profondeur 116 cm, les TEV se sont maintenues autour de la valeur de 0,55 pendant toute la période de mesure, c'est une valeur très élevée, liée probablement à la présence de la nappe proche de l'interface entre le recouvrement et les résidus Manitou.

Au niveau de la profondeur de 55 cm, les TEV se sont maintenues au-dessus de 0,5 depuis la fin du mois d'octobre 2015 jusqu'à la fin du mois de juin 2016, où elles ont commencé à baisser jusqu'à atteindre une valeur minimale de 0,37 à la fin du mois de Juillet 2016 ; ensuite elles ont amorcé une augmentation pour revenir à la valeur initiale au début du mois d'Août 2016.

Au niveau de la profondeur 40 cm, les TEV ont présenté des fluctuations plus prononcées que celles observées aux niveaux décrits précédemment ; en effet les fluctuations sont de l'ordre de 0,1.

À la profondeur de 25 cm, les TEV ont présenté des fluctuations avec une valeur maximale de 0,35 et une valeur minimale de 0,19, mesurée au mois de juillet 2016.

À la profondeur de 10 cm, les TEV ont montré des variations similaires à celles observées à 25 cm ; ainsi la valeur moyenne est autour de 0,4, la valeur maximale est

de 0,48, mesurée pendant l'automne 2015, et la valeur minimale est de 0,19 mesurée durant le mois de juillet.

Au début du mois de janvier, on remarque une baisse prononcée de la TEV, à toutes les profondeurs sauf à 116 cm, qui pourrait être due à l'effet du gel, qui atteint donc la profondeur de 55 cm. Cet effet s'est prolongé jusqu'au mois de mars 2016, et a engendré une baisse de la TEV de 0,16 à la profondeur de 10 cm.

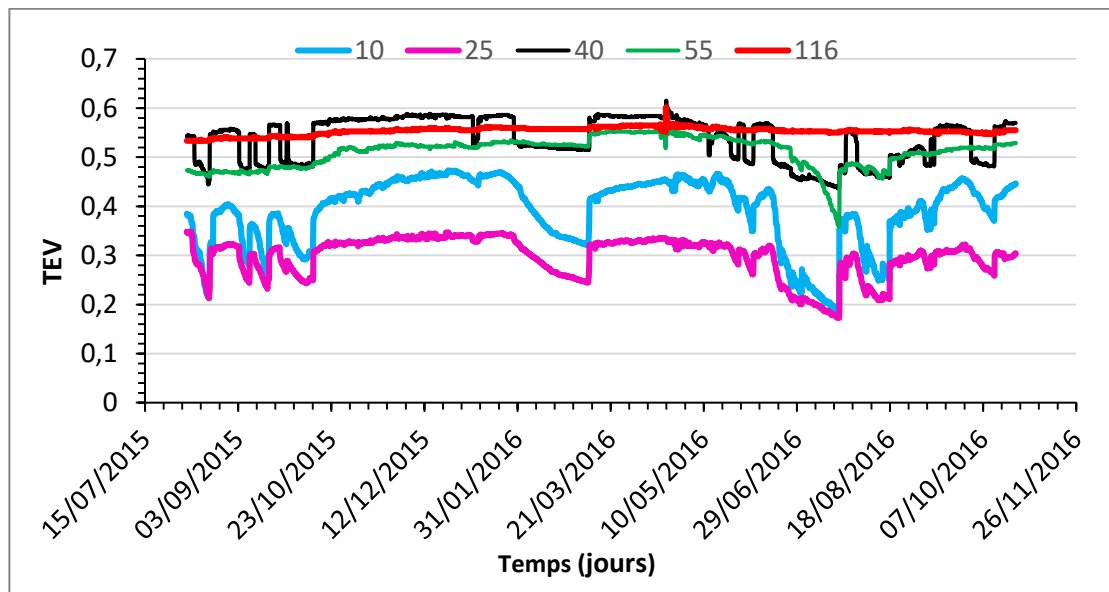


Figure 4.7 : TEV mesurées au niveau de la station 1 (avec végétation).

4.3.1.2 Station 2

Au niveau de la station 2 (Figure 4-8), les TEV au niveau des profondeurs de 40, 55 et 113 cm ont demeuré presque constante (autour d'une valeur moyenne de 0,58 pendant toute la période de mesure.

Au niveau des profondeurs de 10 et 25 cm, les TEV mesurées ont été plus faibles par rapport aux autres profondeurs, et ont montré d'importantes variations dans le temps ;

ainsi les TEV ont fluctué autour d'une valeur de moyenne de 0,3 si on exclut la période du gel. La TEV maximale est de 0,4 et a été mesurée au mois de décembre 2015, et la valeur minimale de 0,2, a été mesurée au mois de septembre 2015 et au mois d'Août 2016.

L'effet du gel s'est étalé du mois de février jusqu'au mois d'avril 2016 et a engendré une baisse de la TEV de 0,3 à la profondeur de 25 cm, et une baisse de 0,35 à la profondeur de 10 cm.

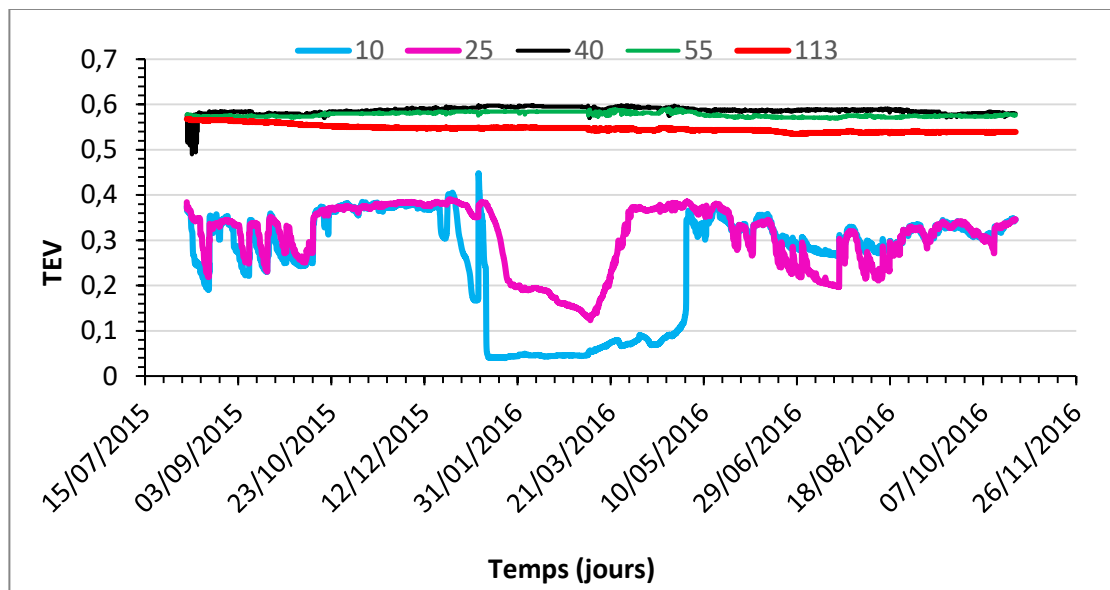


Figure 4.8 : TEV mesurées au niveau de la station 2 (sans végétation).

Les valeurs de TEV moyennes, minimales et maximales des huit stations sont présentées aux tableaux 4-12 à 4-19.

Tableau 4.12 : **TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 1.**

Profondeur (cm)	TEV minimale		TEV maximale	TEV moyenne
	En période de gel	En dehors de la période de gel		
10	0,32	0,17	0,49	0,3
25	0,24	0,17	0,35	0,3
40	0,52	0,44	0,62	0,5
55	0,53	0,36	0,60	0,5
116	0,56	0,54	0,60	0,5

Tableau 4.13 : **TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 2**

Profondeur (cm)	TEV minimale		TEV maximale	TEV moyenne
	En période de gel	En dehors de la période de gel		
10	0,04	0,19	0,45	0,2
25	0,12	0,20	0,39	0,3
40	0,49	0,57	0,60	0,5
55	0,58	0,57	0,59	0,5
113	0,55	0,54	0,57	0,5

Tableau 4.14 : **TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 3**

Profondeur (cm)	TEV minimale		TEV maximale	TEV moyenne
	En période de gel	En dehors de la période de gel		
10	0,31	0,20	0,41	0,3
25	0,40	0,35	0,46	0,4
40	0,35	0,24	0,50	0,4
55	0,53	0,43	0,54	0,5
113	0,57	0,55	0,58	0,5

Tableau 4.15 : **TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 4**

Profondeur (cm)	TEV minimale		TEV maximale	TEV moyenne
	En période de gel	En dehors de la période de gel		
10	0,07	0,21	0,40	0,2
25	-	0,12	0,39	0,3
40	-	-	-	-
55	0,16	0,17	0,47	0,3
125	0,52	0,50	0,55	0,5

Tableau 4.16 : **TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 5**

Profondeur (cm)	TEV minimale		TEV maximale	TEV moyenne
	En période de gel	En dehors de la période de gel		
10	-	0,38	0,46	0,1
25	-	0,39	0,45	0,4
40	-	0,36	0,53	0,1
55	-	0,50	0,55	0,1
100	-	0,54	0,55	0,1

Tableau 4.17 : **TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 6**

Profondeur (cm)	TEV minimale		TEV maximale	TEV moyenne
	En période de gel	En dehors de la période de gel		
10	0,06	0,33	0,42	0,2
25	0,16	0,32	0,42	0,3
40	0,53	0,51	0,57	0,5
55	0,44	0,39	0,63	0,5
116	0,56	0,43	0,76	0,5

Tableau 4.18 : **TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 7**

Profondeur (cm)	TEV minimale		TEV maximale	TEV moyenne
	En période de gel	En dehors de la période de gel		
10	0,11	0,13	0,49	0,3
25	0,36	0,24	0,42	0,3
40	0,40	0,23	0,51	0,4
55	0,57	0,49	0,59	0,5
142	0,59	0,56	0,59	0,5

Tableau 4.19 : **TEV minimales, maximales et moyennes mesurées au niveau de la station 8**

Profondeur (cm)	TEV minimale		TEV maximale	TEV moyenne
	En période de gel	En dehors de la période de gel		
10	0,04	0,20	0,38	0,2
25	0,33	0,30	0,40	0,3
40	0,54	0,50	0,58	0,5
55	0,52	0,50	0,56	0,5
135	0,57	0,54	0,58	0,5

4.3.2 Succion

On présente dans cette section, les succions mesurées dans les stations 1 et 2. Quant aux autres stations, seules les valeurs minimales, maximales et moyennes sont présentées ici, les graphiques présentant les mesures des succions sont présentés à l'annexe A.

4.3.2.1 Station 1

Les mesures de succion à la station 1 sont présentées à la Figure 4-9. À la profondeur de 10 cm, les succions fluctuent entre 0 et 11 kPa pendant l'été et le début de l'automne 2015, elles se stabilisent autour de 9 kPa du mois de novembre 2015 jusqu'au mois de février 2016, puis les succions augmentent jusqu'à 16 kPa, à cause du gel, pour décroître en mai 2016 en-dessous de 5 kPa et se stabiliser autour de 2 kPa pendant le mois de juin 2016. Le début du mois de juillet 2016 est marqué par une augmentation soudaine de succions jusqu'à 17 kPa, qui est la valeur maximale enregistrée dans cette station. A partir du mois de septembre, la succion baisse et se stabilise autour de 2 kPa.

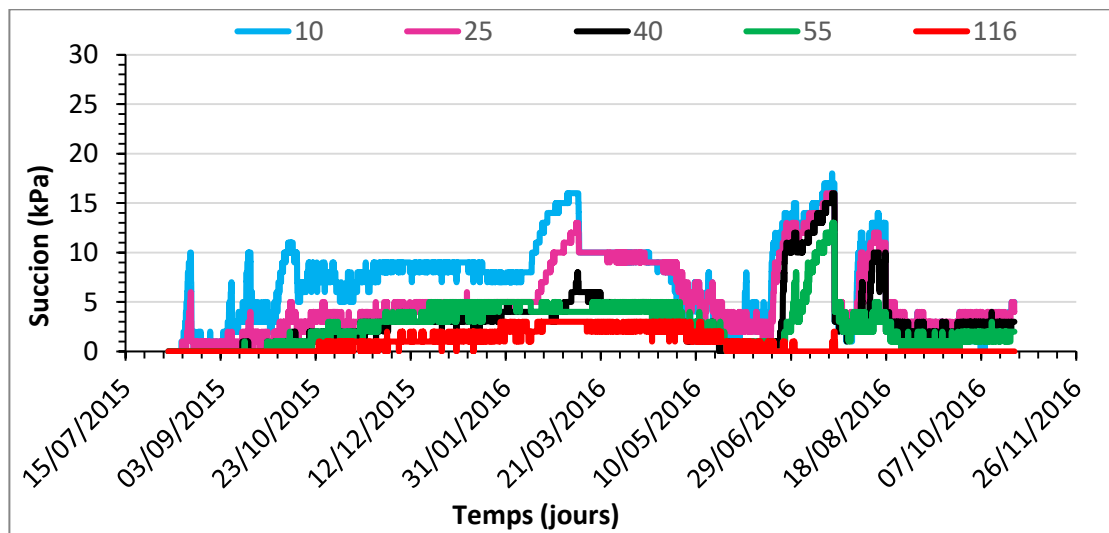


Figure 4.9 : Succions mesurées au niveau de la station 1

Les succions mesurées au niveau des autres profondeurs présentent les mêmes variations ; toutefois on observe que les succions diminuent avec la profondeur, sauf pour celles mesurées à la profondeur de 25 cm qui est confondue avec celle de 10 cm pendant l'été et l'automne 2016. L'effet du gel est visible jusqu'à la profondeur de 40 cm. La profondeur 116 cm montre des valeurs de succion nulle toute l'année.

Il est important de mentionner que l'intensité du gel diminue avec la profondeur.

4.3.2.2 Station 2

Les succions mesurées à la station 2 (Figure 4-10) montrent des variations assez similaires à celles observées à la station précédente. Ainsi, à 10 cm de profondeur, les succions ont fluctué entre 0 et 16 kPa pendant l'été et le début de l'automne 2015, ensuite elles ont baissé pour se stabiliser autour de 9 kPa du mois de décembre 2015 jusqu'au mois de janvier 2016. L'hiver est marqué par une augmentation de succions à cause de l'effet du gel qui s'est prolongé jusqu'au mois d'avril 2016. Pendant l'été 2016, la succion a augmenté encore pour atteindre une valeur maximale de 22 kPa

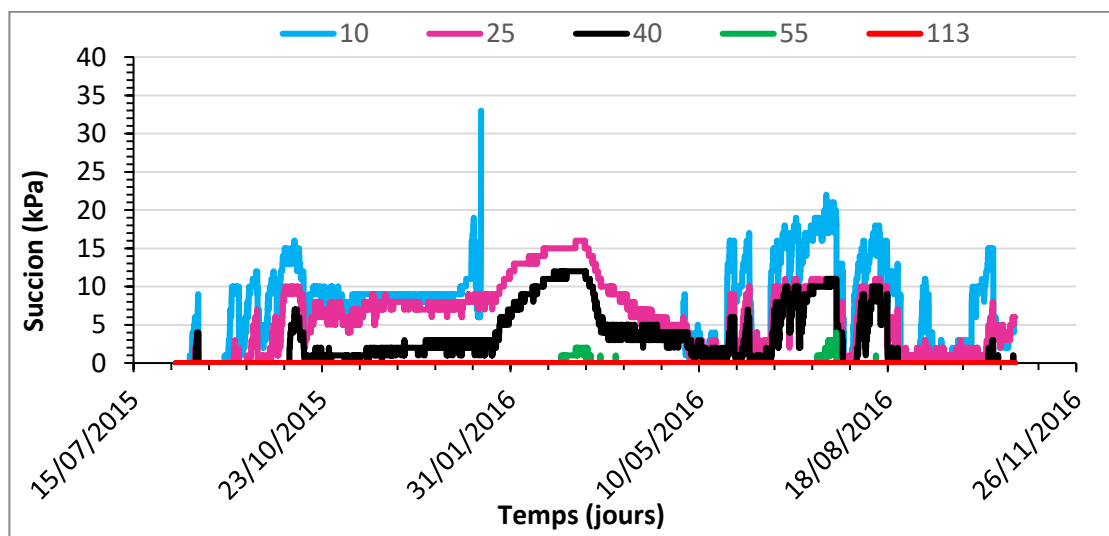


Figure 4.10 : Succions mesurées au niveau de la station 2

Au niveau des autres profondeurs, les succions ont eu les mêmes tendances que celles observées au niveau de la profondeur de 10 cm. Il est important de mentionner que les succions diminuaient avec la profondeur. De même que l'effet du gel est observé à toutes les profondeurs à l'exception de la profondeur 113 cm.

On remarque donc que pour les profondeurs de 10, 25 et 40 cm, les succions sont plus élevées dans la station 2 que dans la station 1 et que les fluctuations observées pendant l'été sont plus importantes aussi dans la station 2, alors que pour les profondeurs de 55 cm, 116 cm pour la station 1 et 113 cm pour la station 2, les succions sont plus importantes dans la station 1.

Les valeurs de succion moyennes, minimales et maximales des huit stations sont présentées aux tableaux 4-20 à 4-27.

Tableau 4.20 : **Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 1**

Profondeur (cm)	Succion minimale (kPa)	Succion maximale (kPa)		Succion moyenne (kPa)
		En période de gel	En dehors de la période de gel	
10	0	18	18	6,9
25	0	16	16	5,1
40	0	16	16	3,1
55	0	13	13	2,6
116	0	3	3	0,8

Tableau 4.21 : **Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 2**

Profondeur (cm)	Succion minimale (kPa)	Succion maximale (kPa)		Succion moyenne (kPa)
		En période de gel	En dehors de la période de gel	
10	0	33	22	0
25	0	16	11	0
40	0	12	11	3,0
55	0	4	4	6
113	0	0	0	5,7

Tableau 4.22 : **Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 3**

Profondeur (cm)	Succion minimale (kPa)	Succion maximale (kPa)		Succion moyenne (kPa)
		En période de gel	En dehors de la période de gel	
10	0	22	22	7,2
25	0	22	22	6,3
40	0	18	18	3,5
55	0	14	14	3,4
113	0	4	4	1,3

Tableau 4.23 : **Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 4**

Profondeur (cm)	Succion minimale (kPa)	Succion maximale (kPa)		Succion moyenne (kPa)
		En période de gel	En dehors de la période de gel	
10	0	24	13	2,7
25	0	14	12	3,6
40	0	13	10	2,2
55	0	8	6	0,6
125	0	0	0	0

Tableau 4.24 : **Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 5**

Profondeur (cm)	Succion minimale (kPa)	Succion maximale (kPa)		Succion moyenne (kPa)
		En période de gel	En dehors de la période de gel	
10	0	12	12	1,4
25	0	10	10	0,3
40	0	3	3	0
55	0	2	2	0,04
100	0	0	0	0

Tableau 4.25 : **Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 6**

Profondeur (cm)	Succion minimale (kPa)	Succion maximale (kPa)		Succion moyenne (kPa)
		En période de gel	En dehors de la période de gel	
10	0	239	24	15,3
25	0	25	21	4,5
40	0	1	1	0
55	0	0	0	0
116	0	0	0	0

Tableau 4.26 : **Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 7**

Profondeur (cm)	Succion minimale (kPa)	Succion maximale (kPa)		Succion moyenne (kPa)
		En période de gel	En dehors de la période de gel	
10	0	120	22	13,5
25	0	25	25	7,2
40	0	18	18	3,7
55	0	18	18	2,2
142	0	1	1	0

Tableau 4.27 : **Succions minimales, maximales et moyennes mesurées à la station 8**

Profondeur (cm)	Succion minimale (kPa)	Succion maximale (kPa)		Succion moyenne (kPa)
		En période de gel	En dehors de la période de gel	
10	0	20	17	4,4
25	0	15	12	4,4
40	0	12	11	2,5
55	0	8	8	0,8
135	0	1	1	0,01

Pour les huit stations, on remarque que les succions mesurées baissent avec la profondeur et varient avec le temps ; ces variations de succions sont inversement corrélées avec celles des TEV. On remarque également que les succions augmentent pendant l'été à cause de l'augmentation de la température et la réduction des TEV.

L'effet du gel est présent à toutes les stations, mais dure plus longtemps dans les stations sans végétation.

4.3.3 Niveau de la nappe

Les mesures des fluctuations du niveau de la nappe réalisées au niveau de la pointe filtrante1, installée sur le parc 2 du site Manitou sont présentées à la Figure 4-11. Les trois autres pointes filtrantes sont présentées à l'annexe A.

Au niveau de la pointe filtrante 1, située entre les stations 1 et 2 (voir Figure 4-11) : la profondeur de la nappe par rapport au niveau du sol varie entre une valeur minimale de

0,1 m, enregistrée à la saison de l'automne, et une valeur maximale de 1,3 m, observée à la saison d'été et à la saison d'hiver.

Les variations observées du niveau de la nappe sont induites par les conditions climatiques. Les niveaux les plus hauts de la nappe ont été mesurés durant l'automne et le printemps, le recouvrement monocouche (d'une épaisseur de 1,32 m à la station 1 et 1,29 m à la station 2) est alors saturé en grande partie. Durant l'été et durant l'hiver, la nappe est à son niveau le plus bas, il se situe à la limite entre les résidus de Manitou et le recouvrement monocouche.

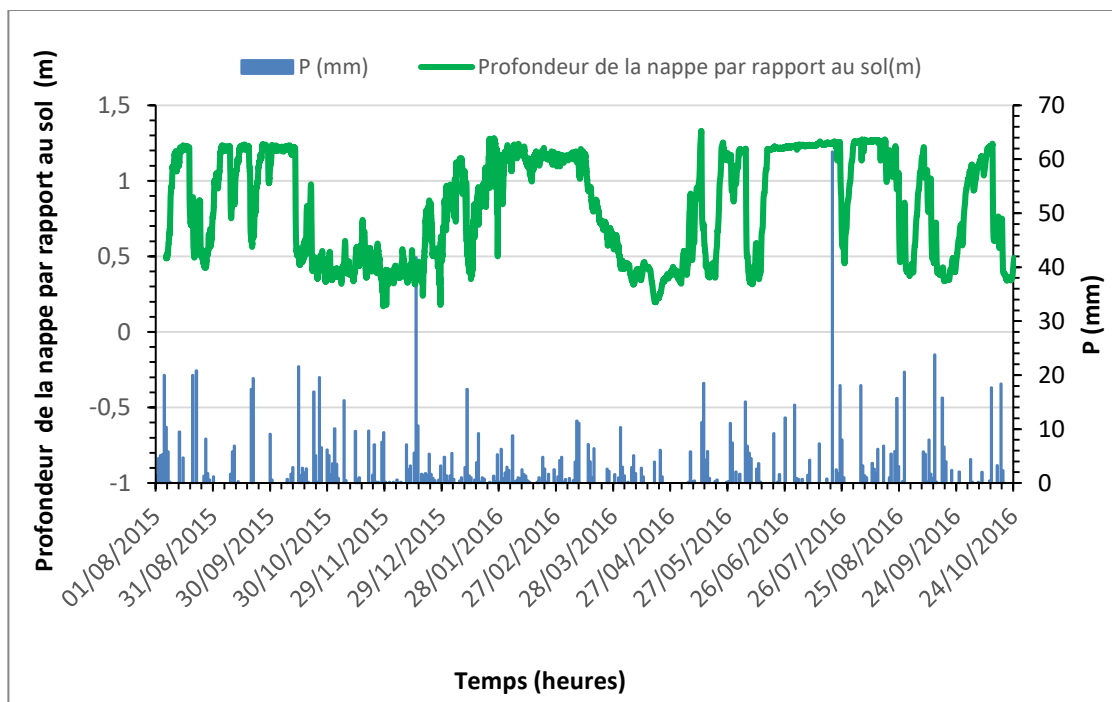


Figure 4.11 : Niveau de la nappe par rapport au sol dans les stations 1 et 2.

4.4 Bilan hydrique évalué à partir des données de terrain et ETR déduite pour chaque station

Dans cette section nous allons présenter les différentes composantes du bilan hydrique calculées à partir des données mesurées sur terrain, à un pas de temps horaire, à savoir, l'infiltration et le stockage de l'eau dans le sol. Ces deux paramètres ont été calculées au niveau des huit stations du site d'étude. Ensuite, l'ETR horaire a été déduite en utilisant l'équation du bilan hydrique en négligeant la composante du ruissellement. Finalement, les valeurs calculées ont été additionnées pour obtenir des valeurs annuelles pour les différentes composantes du bilan.

Dans ce qui suit, on présente le bilan hydrique annuel des deux stations, 1 et 2.

Le stockage en eau dans le sol journalier des stations 1 et 2 est présenté à la Figure 4-12.

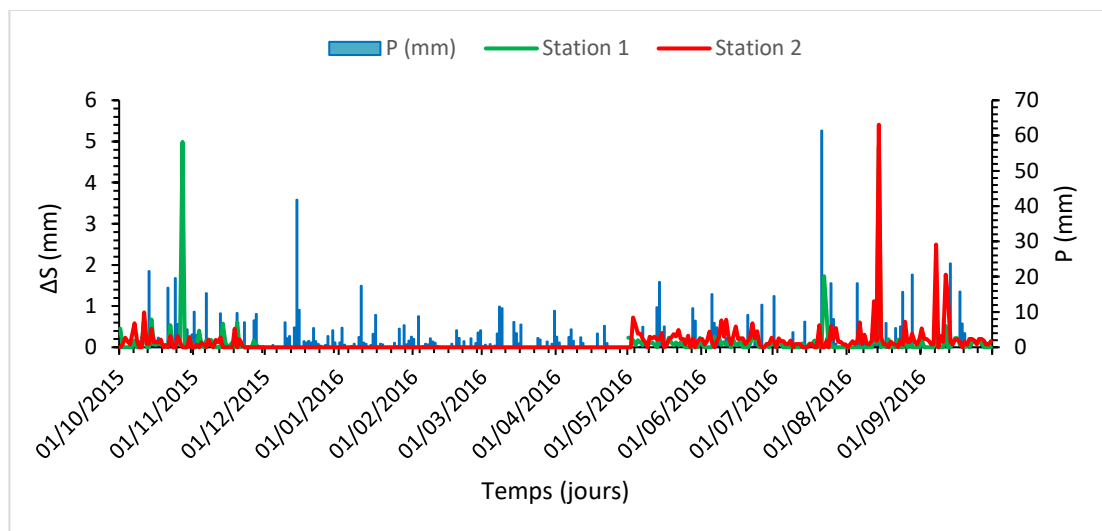


Figure 4.12 : Stockage en eau dans le sol dans les stations 1 et 2.

Le stockage en eau dans la station 1 varie autour d'une valeur moyenne de 0,14 mm/jour. La valeur minimale est de 0 mm et la valeur maximale est de 4,99 mm/jour. Cette dernière a été calculée le 27 octobre 2015, cette valeur maximale constitue une réponse à deux événements pluvieux : le premier a eu lieu le 13 octobre, avec une intensité de 21,6 mm/jour, et le deuxième a eu lieu le 21 octobre, avec une intensité de 16,8 mm/jour.

Au niveau de la station 2, le stockage en eau dans le sol varie autour d'une valeur moyenne de 0,12 mm/jour. La valeur minimale est de 0 mm, et la valeur maximale est de 5,41 mm/jour. Cette dernière a été calculée pour le 14 août 2016, et a été précédée par trois événements pluvieux importants qui ont eu lieu le 21 juillet, avec une valeur de 61,4 mm/jour, ensuite le 25 juillet, avec une intensité de 18,1 mm/jour, et finalement le 5 août, avec une intensité de 18,1 mm/jour.

De façon générale, le stockage en eau varie de la même façon dans les deux stations, mais les valeurs journalières calculées à la station 2 dépassent légèrement celles calculées à la station 1, notamment à la saison d'été 2016.

L'infiltration journalière dans les stations 1 et 2 est présenté à la Figure 4-13.

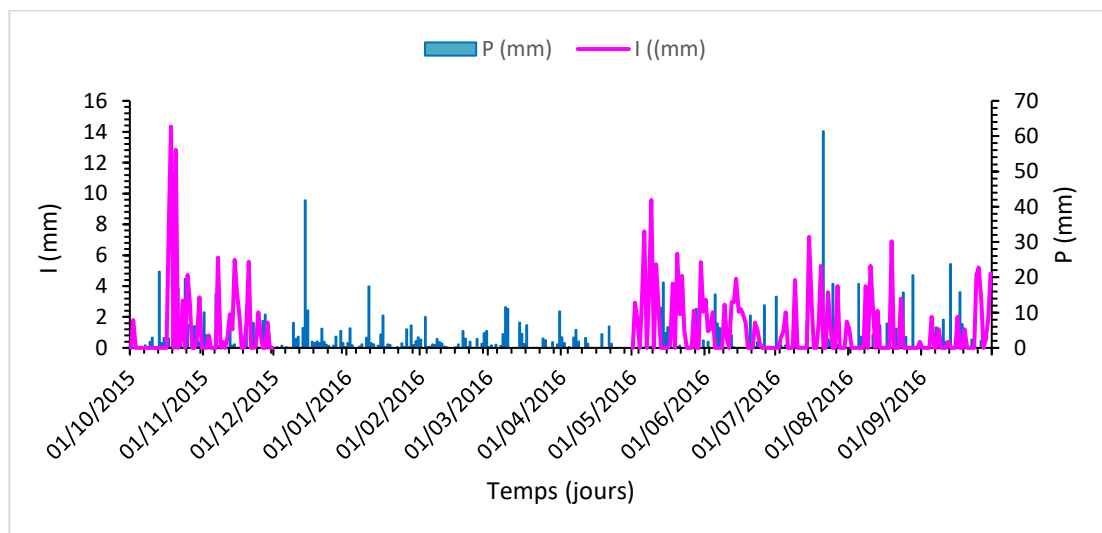


Figure 4.13 : Infiltration journalière dans les stations 1 et 2.

L'infiltration journalière au niveau des stations 1 et 2 varie autour d'une valeur moyenne de 1,28 mm/jour. La valeur minimale est de 0 mm, et la valeur maximale est de 14,33 mm, cette valeur a été calculée pour le 18 octobre 2015, suite à l'évènement pluvieux du 13 octobre (21,6 mm/jour).

L'ETR journalière calculée à l'aide de l'équation du bilan hydrique dans les deux stations 1 et 2 est présentée à la figure 4-14. Au niveau de la station 1, l'ETR journalière varie autour d'une valeur moyenne de 2,3 mm. L'ETR maximale est de 61,4 mm, elle a été calculée au mois de juillet. L'ETR minimale est de 0 mm.

Pour ce qui est de la station 2, l'ETR journalière varie autour d'une valeur moyenne de 2,2 mm. L'ETR maximale est de 56,1 mm et a été calculée également au mois de juillet ; l'ETR minimale est de 0 mm.

A partir de ces résultats, on remarque que les valeurs de l'ETR journalières moyennes au niveau des deux stations sont très proches. D'ailleurs les deux courbes de l'ETR des deux stations sont superposées. Cependant, les valeurs maximales calculées au niveau de la station 1 dépassent légèrement celles calculées à la station 2.

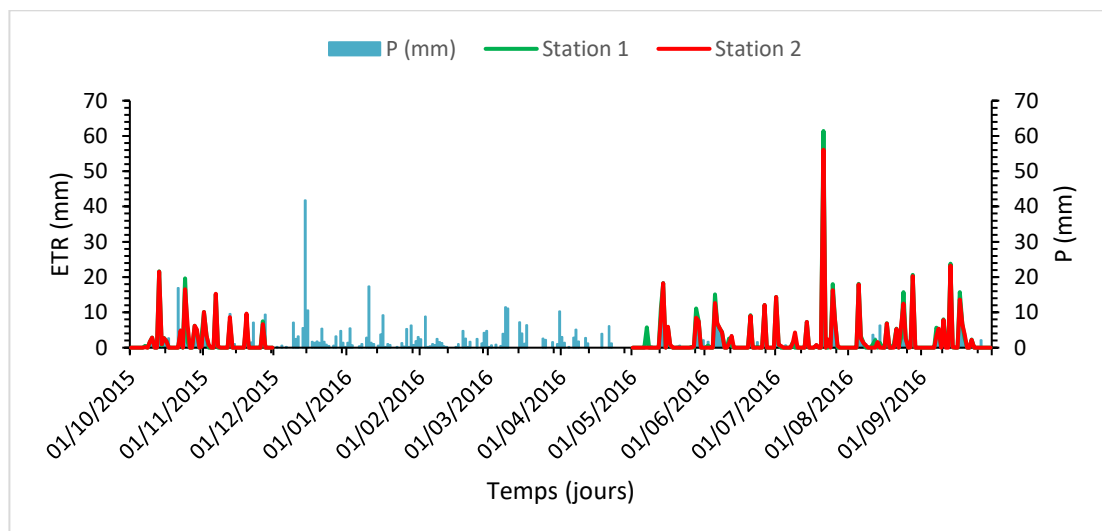


Figure 4.14 : ETR journalière calculée à partir de la méthode du bilan hydrique dans les deux stations 1 et 2.

Le tableau 4-28 résume les valeurs annuelles de l'infiltration, du stockage en eau dans le sol et de l'ETR, calculées pour la période allant du mois d'octobre 2015 au mois de septembre 2016, au niveau des deux stations 1 et 2.

Tableau 4.28 : **Bilan hydrique annuel (Octobre 2015 à Septembre 2016) des stations 1 et 2.**

Station	I (mm)	ΔS (mm)	ETR (mm)
1 (avec végétation)	274,3	29 (3,1% de P)	506 (55% de P)
2 (sans végétation)		43,62 (4,7% de P)	487,4 (53% de P)

La comparaison des bilans hydriques des deux stations 1 et 2, montre que le stockage en eau dans le sol est plus important dans la station sans végétation (14 mm de différence entre les deux stations), cela reflète probablement l'effet de la végétation qui puise l'eau dans le sol. Quant à l'ETR, elle est plus importante dans la station avec végétation, mais cette différence ne représente que 2% des précipitations annuelles.

Pour comparer les huit stations à l'étude, les composantes du bilan ont été calculées au niveau des 8 stations pour la période qui s'étale du 1^{er} au 31 juillet 2016. La sélection de cette période a été justifiée par le fait que durant cette période il n'y avait aucune lacune de mesure au niveau de l'ensemble des stations.

L'infiltration calculée pour le mois de juillet 2016 est présentée au Tableau 4-29. Ce dernier montre que l'infiltration minimale est de 33,2 mm, et qui a été évaluée au niveau de la pointe filtrante 1, située entre la station 1 et 2, alors que l'infiltration maximale est de 35,83 mm, et qui a été évaluée au niveau de la pointe 2, située entre la station 3 et 4. Ainsi, la valeur moyenne de l'infiltration est de 34,4 mm.

Tableau 4.29 : **Infiltration calculée au mois de juillet 2016 dans les huit stations.**

Station	1	2	3	4	5	6	7	8
I (mm)	33,2	33,2	35,83	35,83	33,11	33,11	35,73	35,73

Le stockage en eau dans le sol calculé au mois de juillet 2016 est présenté dans au tableau 4-30. Le stockage en eau varie entre 2,3 mm et 7 mm, avec une valeur moyenne de 4 mm.

Tableau 4.30 : **Stockage en eau dans le sol calculé au mois de juillet 2016 dans les huit stations.**

Station	1	2	3	4	5	6	7	8
ΔS (mm)	3,2	4,07	5,44	-	-	2,3	7,01	2,44

L'ETR calculée par la méthode du BH au mois de juillet 2016 est présentée au tableau 4-31. Ce tableau montre que l'ETR varie entre une valeur minimale de 98,4 mm et une valeur maximale de 120,4 mm, avec une moyenne de 115,1 mm.

Tableau 4.31 : **ETR calculé par la méthode du BH au mois de Juillet 2016 dans les huit stations.**

Station	1	2	3	4	5	6	7	8
ETR (mm)	98,47	117,26	118,38	-	-	120,41	117,62	118,86

La figure 4-15 résume les composantes du bilan hydrique calculées dans six stations, à l'échelle d'une année (2015-2016).

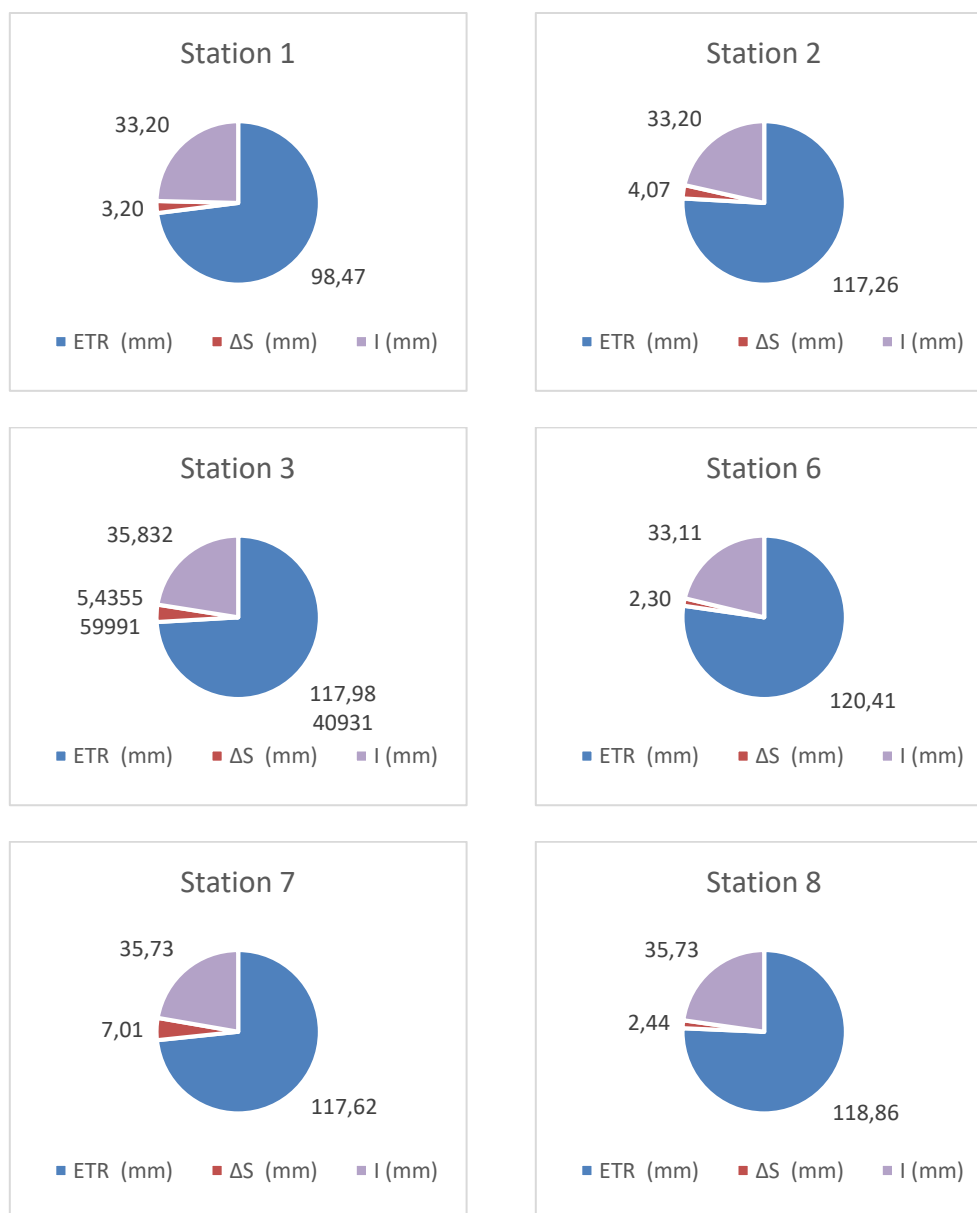


Figure 4.15 : Bilan hydrique calculé au niveau des différentes stations du parc 2 du site Manitou durant le mois de Juillet 2016

Il est important de mentionner qu'en raison des lacunes de mesure au niveau des teneurs en eau volumiques aux stations 4 et 5, l'étude de l'effet de la végétation ne peut être étudiée que sur deux couples de stations, et qui sont les stations 1 et 2 et les stations 7 et 8.

Pour ces stations, on remarque que l'ETR est plus élevée dans la station 2 (sans végétation) que dans la station 1 (avec végétation), cette différence est de 18,7 mm. Le même constat peut être fait pour les stations 7 et 8 toutefois la différence n'est que de 1 mm. L'ETR calculée par la méthode du bilan hydrique, en négligeant le ruissellement, est plus élevée dans la station sans végétation que dans la station avec végétation. Ce résultat sera discuté dans le chapitre 5.

4.5 ETR calculée à partir des équations analytiques en présence et en absence de la végétation

Comme mentionné dans le chapitre 3, l'ETP du parc 2 du site Manitou a été calculée en utilisant trois méthodes analytiques :

- La méthode FAO56 PM.
- Le modèle d'ARTS.
- La méthode de Thornthwaite.

Les résultats relatifs à l'ETP sont présentés à l'annexe B.

L'ETR a été ensuite déduite à partir de l'ETP, à l'aide du modèle SWB. Les résultats de ces calculs sont présentés dans cette section.

4.5.1 Méthode FAO56 PM et modèle SWB

L'ETR journalières calculées avec la méthode FAO56 PM, associée au modèle SWB, aux stations 1 et 2, pour la période qui s'étale du 1^{er} octobre 2015 jusqu'au 30 Septembre 2016 sont présentées à la Figure 4-16.

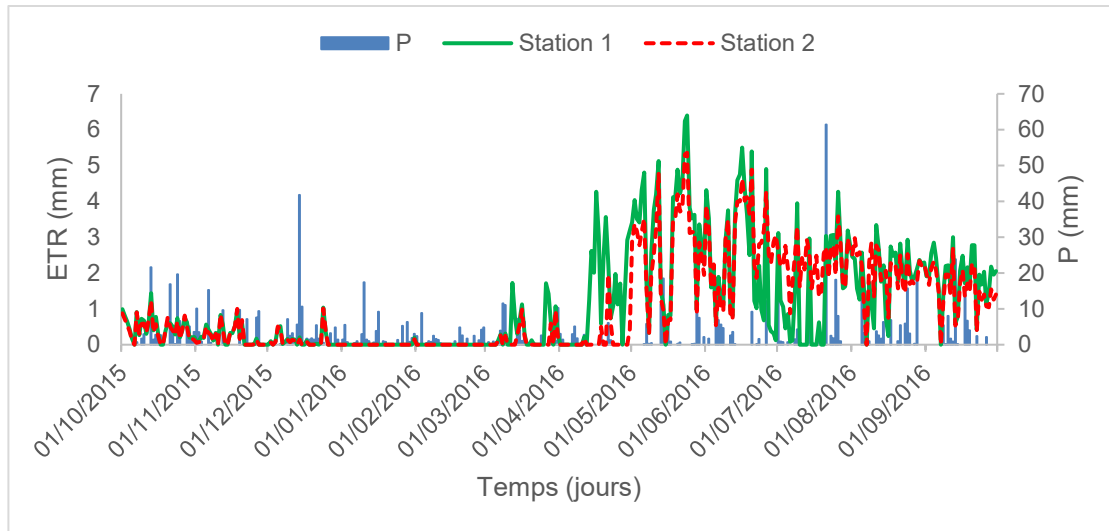


Figure 4.16 : ETR journalière calculée par la méthode de FAO-PM et le modèle SWB aux stations 1 et 2.

L'ETR journalière maximale est de 6,4 et 5,3 mm dans les stations 1 et 2 respectivement et l'ETR minimale est de 0 mm au niveau de ces deux stations. L'ETR moyenne journalière est de 1,1 et 1 mm, respectivement à la station 1 et 2. Quant à l'ETR mensuelle, la valeur maximale a été calculée pour le mois de Mai au niveau de la station 1 (100 mm) et pour le mois de juin dans la station 2 (83,7 mm), la valeur minimale a été calculée au mois de février (0 mm). Les valeurs d'ETR les plus élevées ont été calculées durant la saison d'été en raison de l'augmentation de la température de l'air, du rayonnement solaire et de la période d'ensoleillement.

Ce calcul a été réalisé pour les huit stations du parc 2 du site Manitou. L'ETR annuelle calculée aux huit stations installées au parc 2 du site Manitou, sont présentées dans le tableau 4-32.

Tableau 4.32 : ETR annuelle (mm) calculée par la méthode de FAO-PM et le modèle SWB par station.

Station	1	2	3	4	5	6	7	8
ETR (mm)	406,3 (45% de P)	377,6 (41% de P)	485 (53% de P)	469 (51% de P)	-	456,5 (50% de P)	514 (57% de P)	410,3 (45% de P)
Écart d'ETR (mm)	28,7 (3,1% de P)		16 (1,7 % de P)			103,8 (11,4% de P)		

L'ETR annuelle calculée dans le parc 2 du site Manitou varie d'une station à l'autre, autour d'une valeur moyenne de 445,5 mm. L'ETR maximale est de 514 mm et a été calculée à la station 7. L'ETR minimale est de 377,6 mm et a été calculée à la station 2.

D'après ces résultats, l'ETR annuelle est plus élevée dans les stations avec végétation que dans les stations sans végétation. Il s'agit probablement de l'effet de la végétation qui peut augmenter l'ETR jusqu'à 11,4% des précipitations.

4.5.2 Méthode ARTS et modèle SWB

L'ETR journalière calculée avec la méthode ARTS, associée au modèle SWB, aux stations 1 et 2, pour une année hydrologique (octobre 2015 à septembre 2016), sont présentées à la Figure 4-17.

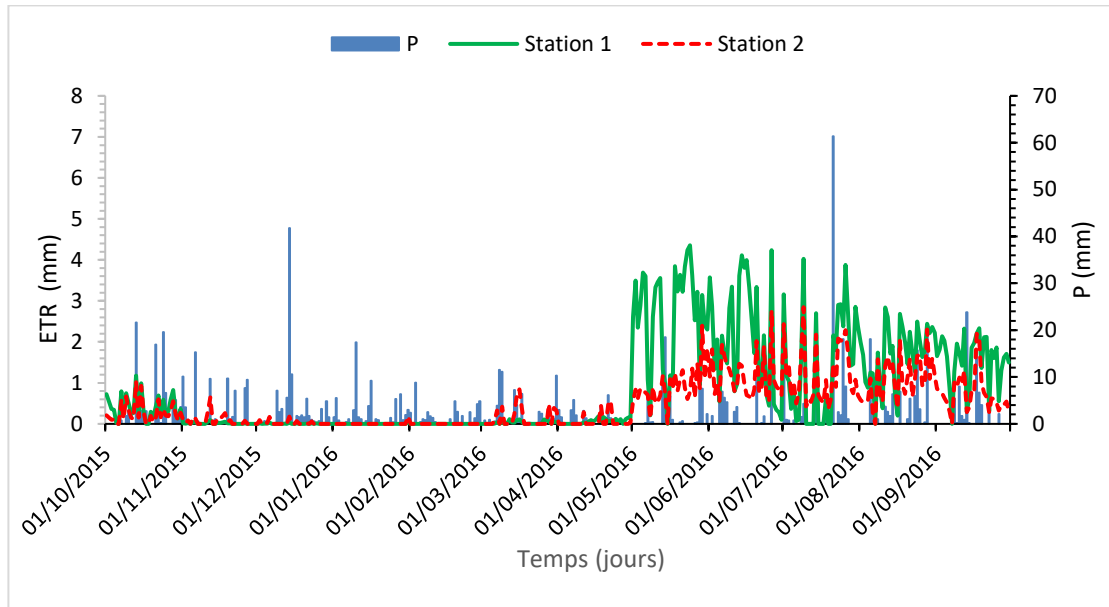


Figure 4.17 : ETR journalière calculée par le modèle ARTS et le modèle SWB aux stations 1 et 2.

L'ETR journalière maximale est de 4,3 mm et 2,8 mm respectivement à la station 1 et à la station 2, quant à l'ETR journalière minimale, elle est de 0 mm dans les deux stations. Pour la période d'étude, l'ETR journalière moyenne est de 0,8 mm et 0,5 mm, respectivement à la station 1 et à la station 2.

L'ETR mensuelle maximale a été calculée au mois de mai à la station 1 avec 81,8 mm et au mois de juin à la station 2 (42 mm). Quant à la valeur minimale, elle correspond à 0 mm et elle a été calculée pour le mois de février.

L'ETR annuelle calculée dans les huit stations du parc 2 du site Manitou, sont présentées au tableau 4-33.

Tableau 4.33 : ETR annuelle (mm) calculée par le modèle ARTS et le modèle SWB par station.

Station	1	2	3	4	5	6	7	8
ETR (mm)	298,8 (33% de P)	171,8 (18,9% de P)	398 (44% de P)	243,6 (27% de P)	-	222,4 (24,4% de P)	391,5 (43% de P)	228,8 (25% de P)
Écart d'ETR (mm)	126,9 (14% de P)		154,4 (17% de P)		-		162,7 (17,88% de P)	

Ces résultats montrent que l'ETR annuelle calculée dans le parc 2 du site Manitou varie d'une station à l'autre, autour d'une valeur moyenne de 279,3 mm. L'ETR maximale est de 398,4 mm et elle a été calculée à la station 3. L'ETR minimale est de 171,8 mm. Elle a été calculée à la station 2.

Les calculs réalisés avec la méthode ARTS montrent également que l'ETR annuelle est plus élevée dans les stations avec végétation que dans les stations sans végétation. Cette différence peut aller jusqu'à 17% des précipitations.

4.5.3 Méthode de Thornthwaite

L'ETP calculée par la méthode de Thornthwaite a été convertie en ETR et les résultats sont présentés dans la Figure 4-18. La valeur maximale a été calculée pour le mois de juillet 2016 avec une valeur de 123 mm et la valeur minimale pour la période de

décembre 2015 à avril 2016 (0 mm). L'ETR annuelle est de 480,8 mm. On remarque que l'ETR est très influencée par les précipitations.

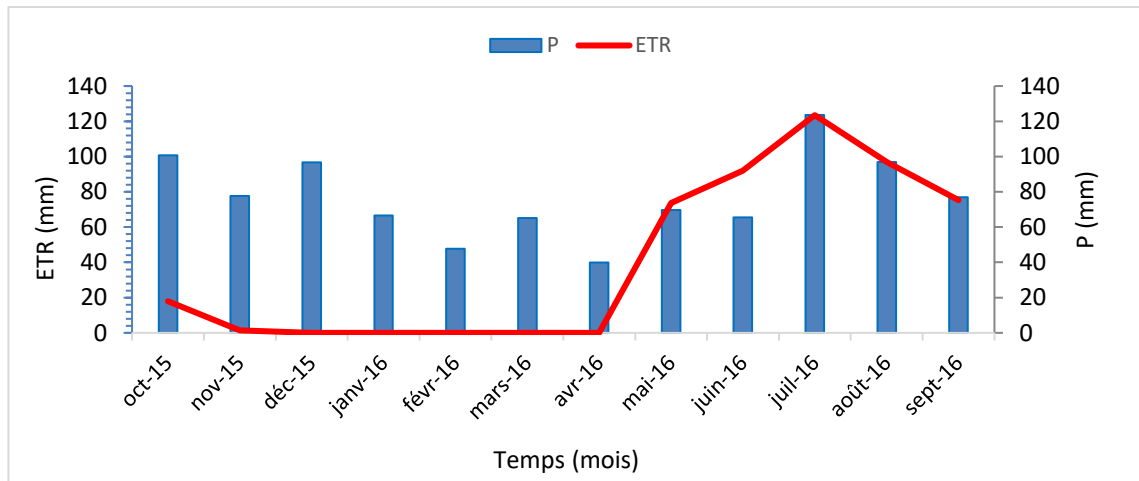


Figure 4.18 : ETR mensuelle calculée par la méthode de Thornthwaite.

L'étude de l'effet de la végétation sur le bilan hydrique et sur l'évapotranspiration, ainsi que la comparaison des trois méthodes utilisées pour l'évaluation de l'ETR seront faites dans le chapitre 5.

CHAPITRE V

DISCUSSION

Dans le chapitre 4, nous avons constaté la variation d'une station à l'autre des propriétés hydrogéotechniques du recouvrement monocouche, installé sur le parc 2 du site Manitou engendrant ainsi des variations au niveau de son comportement hydrogéologique. Nous avons constaté également une variabilité de l'évapotranspiration, évaluée avec différentes méthodes, dans les huit stations du site d'étude. Dans ce chapitre, on va discuter de cette variabilité, ainsi que de l'impact de la végétation sur le bilan hydrique du recouvrement monocouche avec NPS.

5.1 Impact de la végétation sur le BH du recouvrement monocouche avec NPS

Dans cette section, on va comparer les TEV mesurées dans les huit stations du site, puis on va étudier l'effet de la végétation sur les TEV et les succions mesurées sur le site ; ensuite on va comparer le comportement hydrogéologique des stations avec végétation entre elles. Finalement, on va évaluer l'effet de la granulométrie sur le bilan hydrique.

5.1.1 Comparaison des TEV dans les huit stations

Dans cette section, on va comparer les TEV mesurées pour chaque couple de stations avec et sans végétation.

Comparaison des stations 1 et 2 :

Les résultats des mesures des TEV réalisées au niveau des stations 1 (avec végétation) et 2 (sans végétation) sont présentés aux Figure 4-8 et 4-9. Ces figures montrent que le niveau de mesure le plus profond (116 cm pour la station 1 avec végétation et 113 cm pour la station 2 sans végétation), ne présente aucune variation au niveau des TEV, et de ce fait on peut considérer que la végétation n'a pas d'impact. Les niveaux 40 et 55 cm montrent que les TEV sont constantes dans la station 2, alors qu'elles présentent des fluctuations au niveau de la station 1 ; cela peut être dû à la présence de végétation dans cette station.

Pour les niveaux moins profonds (10 et 25 cm), les valeurs de TEV sont très proches pour ces deux profondeurs au niveau de la station 2, alors qu'au niveau de la station 1, les TEV sont plus élevées à la profondeur de 10 cm, probablement en raison de la présence de la végétation.

L'effet du gel a atteint la profondeur de 40 cm dans la station 1, tandis qu'il s'arrête à la profondeur de 25 cm à la station 2. Il s'agit probablement d'un effet de la végétation, qui augmente la profondeur du gel. Comme mentionné ci-haut, la présence de la végétation a augmenté la TEV de la couche superficielle des résidus (profondeur de 10 cm à la station 1), cela peut contribuer à l'augmentation de la couche active du pergélisol ; en effet, l'humidité des couches superficielles du sol augmente l'épaisseur de la couche active de pergélisol (Fisher et al., 2016).

On remarque également que l'effet du gel sur la TEV au niveau des profondeurs de 10 et 25 cm a duré plus longtemps dans la station 2 que dans la station 1. La végétation a ralenti le phénomène de gel et a accéléré le dégel. Cela peut être dû à la présence de la végétation au niveau de la station 1, qui joue le rôle d'isolant thermique, ralentissant

ainsi le processus de gel (Cheng et al., 2008) permettant éventuellement l'accumulation de la neige.

Au niveau de la station 1 (Figures 4-8 et 4-9), la végétation a comme effet d'augmenter les TEV en surface (10 et 25 cm), et les baisser en profondeur (40 et 55 cm). On remarque également que la succion dans les niveaux plus profonds est plus élevée dans la station avec végétation : 4 kPa de différence à la profondeur de 55 cm et 5 kPa à la profondeur de 116 cm, il s'agit probablement de l'effet des racines qui atteignent une profondeur de 55 cm au niveau de la station 1 (voir tableau 4-9).

Comparaison des stations 3 et 4 :

En général, les TEV enregistrées dans la station 3 sont plus élevées que celles de la station 4, cela pourrait être dû à la différence de granulométrie et/ou à l'effet de la végétation.

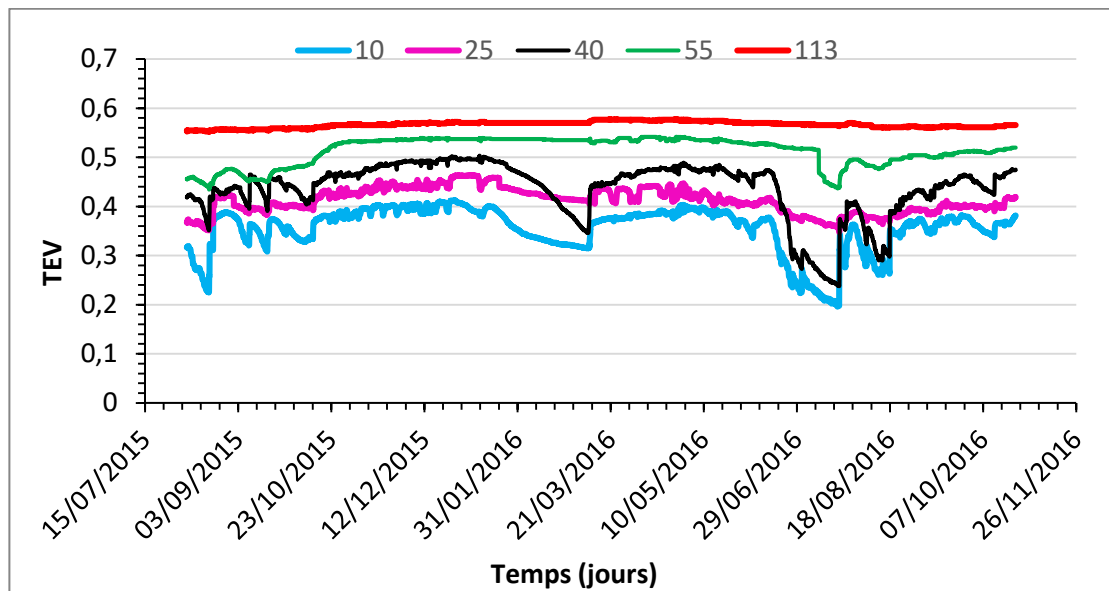


Figure 5.1 : TEV mesurées au niveau de la station 3 (avec végétation).

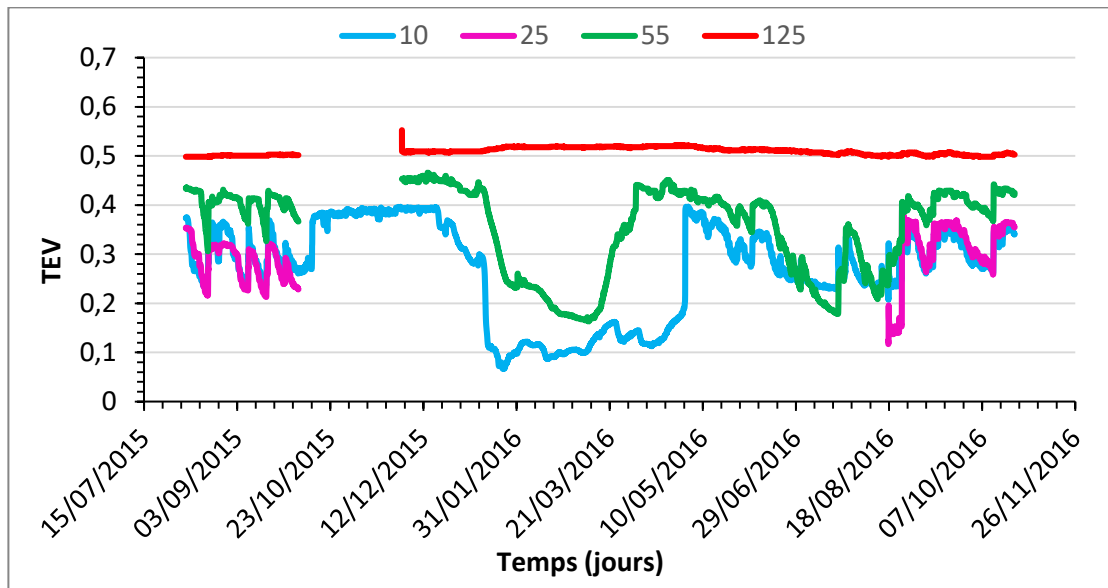


Figure 5.2 : TEV mesurées au niveau de la station 4 (sans végétation).

Au niveau des stations 3 et 4 (Figures 5-1 et 5-2), on remarque que les valeurs de succion sont plus élevées dans la station 3 que dans la station 4 ; il s'agirait de l'effet de la végétation présente dans la station 3, qui peut augmenter la succion en puisant l'eau du sol. Mais cette augmentation de succion devrait être accompagnée par une baisse de la TEV dans la station 3, ce qui n'est pas le cas ici. En revanche, la station 3 présente des TEV plus élevées que celles mesurées dans la station 4. Il s'agit probablement de l'effet de la granulométrie des matériaux de recouvrement dans la station 4 qui ont une granulométrie plus grossière par rapport à ceux dans la station 3 ; de ce fait ils ont donc une AEV plus faible (ils commenceront à se désaturer à une succion plus faible), ce qui veut dire une faible capacité de rétention, ce qui explique les valeurs de TEV plus faibles dans la station 4.

Comparaison des stations 5 et 6 :

A cause des lacunes de mesures des TEV au niveau de la station 5, on ne peut pas comparer les deux stations 5 et 6.

Comparaison des stations 7 et 8 :

Les TEV à la dernière profondeur et à la profondeur de 55 cm au niveau des stations 7 et 8 (Figures 5-3 et 5-4) ne varient pas beaucoup (sauf durant l'été à la station 7, à la profondeur 55 cm).

Au niveau de la profondeur 40 cm, la différence des TEV est plus prononcée entre les deux stations : à la station 7, la TEV est plus faible et présente plus de variations au cours de l'année, et plus particulièrement durant l'été (autour de 0,2), tandis qu'à la station 8 les TEV sont plus élevées et demeurent presque constantes au cours de l'année. Il s'agit probablement de l'effet de la végétation qui vient baisser les TEV, notamment à l'été.

À la profondeur de 25 cm, la différence n'est pas très visible entre les deux stations, sauf pendant l'été où la TEV baisse plus dans la station 7. Finalement, pour la profondeur de 10 cm, les fluctuations des TEV sont plus prononcées au niveau de la station 7 et les baisses des TEV pendant l'été le sont aussi.

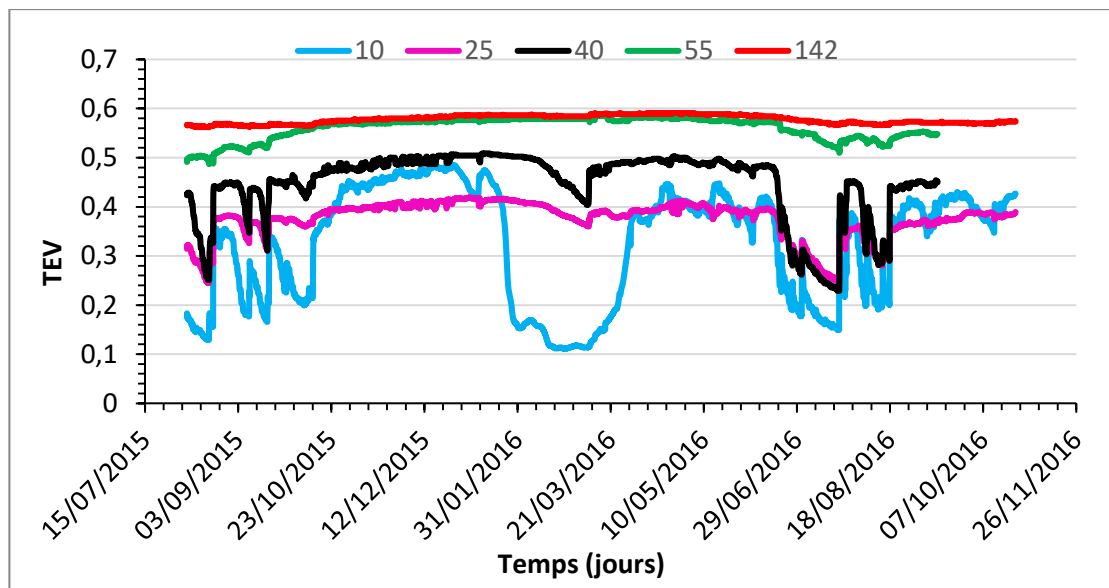


Figure 5.3 : TEV mesurées au niveau de la station 7 (avec végétation).

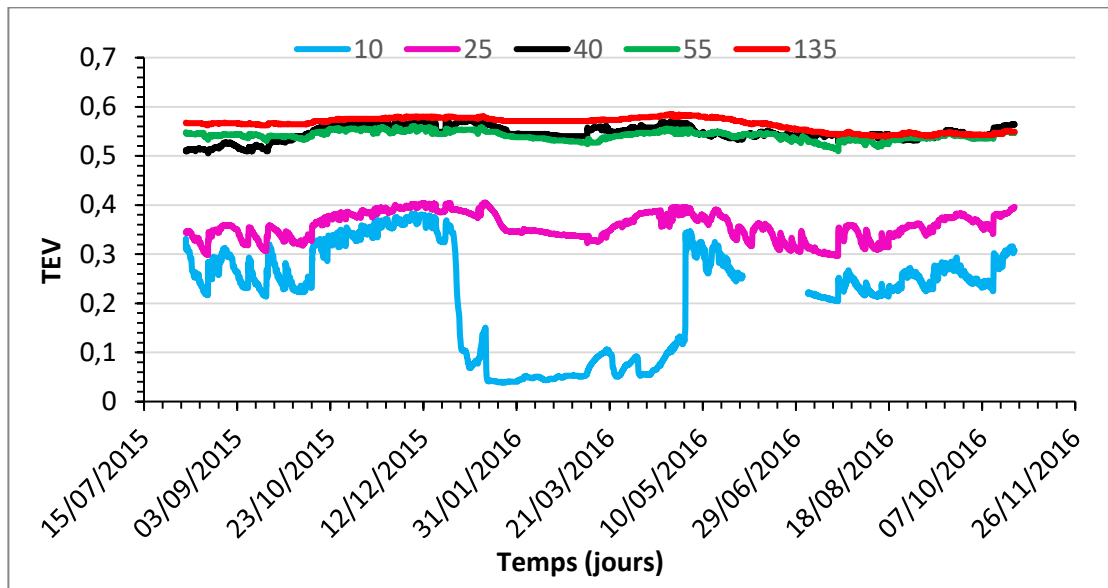


Figure 5.4 : TEV mesurées au niveau de la station 8 (sans végétation).

Au niveau des stations 7 et 8, l'effet de la végétation est plus visible à partir de la profondeur de 40 cm, la végétation engendre une augmentation de la succion et une baisse des TEV ; l'impact de la végétation est plus prononcé ici par rapport aux autres stations.

Nous avons vu que l'effet de la végétation sur les TEV et les succions varie selon les stations, et avec la profondeur, et que cet effet interfère avec celui de la granulométrie. Dans la section suivante, nous essayons de voir l'effet des paramètres mesurés de la végétation sur la TEV et la succion

5.1.2 Comparaison des stations avec végétation

Pour avoir une idée sur les paramètres de la végétation qui influencent les succions et les TEV, on va comparer les quatre stations avec végétation. Le tableau 5-1 présente une comparaison des TEV et des succions mesurées dans les quatre stations avec végétation.

Tableau 5.1 : Comparaison entre les stations avec végétation

	Station 1	Station 3	Station 5	Station 7
Biomasse totale (g)	317,5	312	243,7	345,9
Biomasse des graminées (g)	188,9	74,1	104,7	95,6
Biomasse des légumineuses (g)	128,6	237,9	139	250,3
Ordre selon l'importance des paramètres racinaires	4 (Valeurs les plus faibles)	3	2	1 (Valeurs les plus élevées)
Effet de la végétation sur la TEV	Augmente les TEV jusqu'à la profondeur de 25 cm. Baisse les TEV à partir de la profondeur de 25 cm.	Augmente les TEV jusqu'à la profondeur de 55 cm.	Absence de mesures.	Augmente les TEV à la profondeur de 10 cm. Baisse la TEV à la profondeur de 40 cm durant toute l'année, et à la profondeur de 25 cm et 55 cm pendant l'été.

L'analyse du tableau 5-1 nous permet de constater que :

- La végétation induit une augmentation de la succion dans le sol ; ce résultat a été prouvé par d'autres études (Indraratna et al., 2006 ; Richards et al., 1983). Cette augmentation de succion causée par la végétation, concerne tout le recouvrement pour les stations 1 et 3, et s'arrête à la profondeur de 55 cm, au niveau de la station 7, où l'épaisseur du recouvrement est plus importante.
- L'effet de la végétation sur la succion augmente avec l'augmentation des paramètres racinaires ; c'est-à-dire plus les paramètres racinaires sont élevés plus la succion est élevée.
- L'effet de la végétation sur les TEV varie d'une station à l'autre et avec la profondeur : la végétation augmente les TEV à faible profondeur (10 cm), et baisse les TEV à plus grande profondeur (25 cm à la station 1 et 40 cm à la station 7).

5.1.3 Effet de la végétation sur la TEV

D'après les mesures de TEV, présentées au paragraphe 5.1.1, on note qu'en général, à la profondeur de 10 cm, la TEV est plus élevée dans les stations avec végétation que dans les stations sans végétation (Figure 5-5). Ces résultats sont cohérents avec certaines études relatives au rhizosphère, zone du sol proche des racines. Certains auteurs (Carminati et al., 2010 ; Esser et al., 2010 ; Nakanishi et al., 2005 ; Young, 1995) ont montré que la TEV peut être plus importante dans le rhizosphère par rapport à un sol sans végétation, et notamment dans la partie supérieure du système racinaire (Moradi et al., 2011). Plus particulièrement, les herbacées peuvent augmenter l'humidité du sol à cause de leur grande capacité de rétention d'eau (Schuster, 1996 ; Wang et al., 2013).

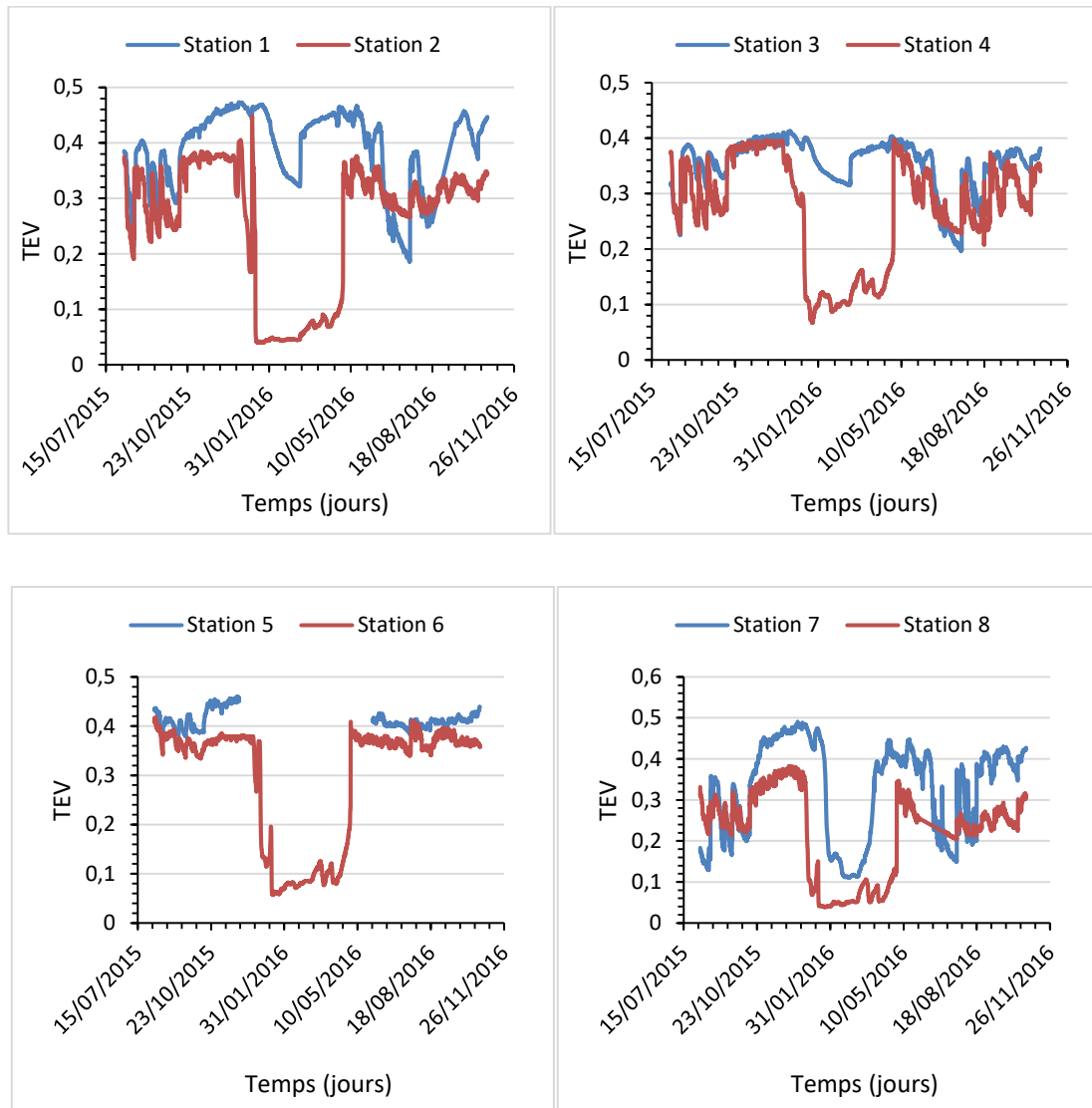


Figure 5.5 : TEV mesurées à la profondeur de 10 cm dans les quatre couples de stations à l'étude.

Ainsi, la végétation, par le biais de son système racinaire peut modifier les propriétés hydrauliques du sol, et agir ainsi sur son humidité . Par ailleurs, la présence de la

matière organique dans la couche superficielle du sol avec végétation (Figure 5-6) peut également influencer la capacité de rétention d'eau du sol. Cette matière organique peut contribuer à l'augmentation de la TEV. En effet, la matière organique, ayant un caractère hydrophile qui lui permet d'absorber plusieurs fois son poids en eau, augmente la capacité de rétention de l'eau du sol, et par conséquent augmente la TEV dans la partie superficielle du recouvrement monocouche. Cependant, rappelons que cet effet est limité à la couche superficielle du sol. L'évaluation du bilan hydrique (Voir Chapitre 4) a montré que la végétation baisse le stockage en eau dans l'ensemble du recouvrement monocouche.



Figure 5.6 : **Matière organique présente dans le recouvrement monocouche avec végétation.**

5.1.4 Effet de la granulométrie sur le bilan hydrique

Tel que présenté au chapitre 1, l'efficacité de la technique de restauration de type recouvrement monocouche avec nappe phréatique surélevée repose sur la capacité du matériau situé au-dessus de la nappe à maintenir l'eau par capillarité ; plus précisément elle dépendra de sa pression d'entrée de l'air (AEV). Cette propriété est directement liée à la granulométrie du résidu, qui dépend principalement de la finesse du broyage. D'où l'importance d'évaluer ce paramètre. Or, dans certains cas, les parcs à résidus

montrent une hétérogénéité de granulométrie qui peut donc changer avec la zone d'échantillonnage, c'est le cas du parc 2 du site Manitou. Ceci est dû à la méthode de déposition des rejets de concentrateur dans le parc. Il existe plusieurs méthodes de déposition de résidus (Blight, 2009 ; Vick, 1990). Au Québec, les méthodes les plus utilisées sont (Bussière, 1993):

- Déversement latéral en un ou plusieurs points ;
- Déversement en un point à l'intérieur du parc ;
- Déversement à l'aide d'un cyclone ;

Les deux premières méthodes causent une ségrégation des particules ; les particules fines migrent vers le centre du parc tandis que les particules grossières restent près du point de déversement (L'écuyer, 1992) in (Bussière, 1993). Cette ségrégation dépend de la densité de la pulpe déversée, de l'uniformité de la distribution granulométrique et de la masse volumique des grains (Abadjiev, 1985 ; Blight, 1994 ; Vick, 1990) in (Dagenais, 2005).

Dans le cas du parc 2 du site Manitou, on a remarqué une grande variabilité de la granulométrie des résidus Goldex entre les huit stations du site et également avec la profondeur. Cette variabilité serait due à la méthode de déposition des résidus Goldex dans le site. Ainsi, l'effet de la granulométrie interfère avec celui de la végétation et rend la mise en évidence de l'impact de la végétation sur le bilan hydrique difficile. Par exemple, on remarque que malgré la présence de la végétation dans certaines stations, les TEV restent élevées, probablement à cause de la granulométrie fine de leur matériau, qui augmente la capacité de rétention d'eau, permettant ainsi de garder une TEV élevée. Une analyse statistique multivariable permettrait de déterminer les contributions relatives de la végétation et de la granulométrie aux variations de la TEV et de la succion dans les différentes stations.

5.2 Comparaison des méthodes utilisée pour évaluer l'ET

5.2.1 Comparaison des ETP calculées

Dans le cadre de ce travail, trois méthodes analytiques ont été utilisées pour calculer l'ETP dans le parc 2 du site Manitou. Le tableau 5-2 présente les valeurs annuelles de l'ETP calculées par les trois méthodes, pour la période d'octobre 2015 à septembre 2016 pour le couple de stations 1 et 2.

La méthode de Thornthwaite donne une excellente approximation de l'ETP, vu qu'elle prend en considération la localisation géographique et la température de l'air, qui est assez représentative du rayonnement solaire, qui est un paramètre déterminant dans le calcul de l'évapotranspiration (Pédelaborde, 1968). Pour cette raison, elle a été considérée comme une méthode de référence dans cette étude pour évaluer le modèle FAO56 Penman-Monteith et le modèle ARTS.

Tableau 5.2 : ETP annuelle calculée pour les stations 1 et 2 et en utilisant trois méthodes différentes.

Méthode	Modèle FAO56 Penman-Monteith	Modèle ARTS	Méthode de Thornthwaite
ETP à la station 1 (mm)	574	431	516
ETP à la station 2 (mm)	487	266	
Écart (mm)	87 (9,5% de P)	165 (18,1% de P)	-

Ces résultats montrent que la méthode FAO-PM donne la valeur d'ETP la plus proche de celle calculée par la méthode de Thornthwaite. La différence entre les deux méthodes est de 58 mm (6% de P) pour la station 1, et 29 mm (3% de P) pour la station 2. Cela montre la capacité de la méthode FAO à évaluer correctement l'ETP en l'absence de la végétation.

Comparons le modèle FAO-PM avec le modèle ARTS, vu qu'elles ont plusieurs paramètres d'entrée en commun. Une première différence entre les deux méthodes réside dans leur façon d'intégrer les paramètres de la végétation. En effet, le modèle ARTS intègre le paramètre du LAI. Ce paramètre, puisqu'il représente la surface de contact entre la végétation et l'atmosphère, caractérise l'efficacité de l'évapotranspiration de la canopée exprimée par le biais de la conductivité de la canopée G_c . Ainsi, des valeurs élevées de LAI font augmenter G_c , ce qui entraîne une augmentation de la quantité d'énergie disponible à l'évapotranspiration (Brutsaert, 1982). Quant à la méthode de FAO-PM 56, quoiqu'elle prenne en considération la résistance de la surface (sol nu ou végétation), elle considère le cas d'un gazon de référence bien irrigué ayant une hauteur uniforme de 8 à 15 cm soumis aux conditions climatiques du site d'étude (Allen et al., 1998b). La végétation présente sur le site Manitou est bien différente de celle pour laquelle la méthode FAO a été établie, en effet, elle présente une hauteur plus grande et une surface foliaire plus élevée. Elle provoquerait, donc, une évapotranspiration plus élevée. De cette analyse, on s'attend à ce que le modèle ARTS donne les valeurs d'ETP les plus élevées du fait qu'il permet d'utiliser directement le LAI de la végétation du site, or ce n'est pas le cas ici.

Analysons un autre paramètre qui est le déficit d'humidité de l'air : la méthode FAO-PM utilise le déficit de pression de vapeur, qui dépend de l'énergie disponible et du facteur de stress hydrique alors que le modèle ARTS utilise l'humidité relative de l'air (HR) pour évaluer l'évaporation du sol ; HR représente uniquement le facteur de stress hydrique et dont la valeur est supérieure à celles des autres mesures du stress hydrique

utilisées dans les estimations de l'ET. De ce fait les ET évaluées à l'aide du modèle ARTS sont inférieures à celles calculées par la méthode FAO.

Le tableau 5-2 montre un autre fait ; les deux méthodes analytiques utilisées montrent que la végétation augmente l'ETP. La différence d'ETP entre la station avec végétation et celle sans végétation est plus importante quand on utilise le modèle ARTS ; en effet, l'ETP calculée avec cette méthode est très faible dans la station sans végétation. Ceci est dû au fait que le modèle ARTS calcule l'ETP comme la somme de l'évaporation du sol et de la transpiration de la canopée, ainsi dans la station sans végétation, on ne considère que l'évaporation du sol, alors que dans la méthode de FAO, les deux composantes sont intégrées dans la même équation, qui a été appliquée aux deux stations, donc l'absence de végétation dans la station n'est prise en compte qu'en changeant la valeur de l'albédo, par une valeur relative au sol nu. Ce qui explique la valeur d'ETP élevée calculées par la méthode FAO, comparativement au modèle ARTS.

5.2.2 Comparaison des ETR calculées

Afin d'étudier l'effet de la végétation sur l'évapotranspiration, on présente l'ETR journalière calculée pour le mois de Juillet 2016 à l'aide des deux méthodes ARTS et FAO-PM 56 combinées au modèle SWB et ce pour les huit stations installées sur le parc 2 du site Manitou.

5.2.2.1 ETR calculé par la méthode ARTS et le modèle SWB

L'ETR journalière calculée par le modèle ARTS combiné au modèle SWB dans les huit stations est présentée dans les Figures 5-7 à 5-10.

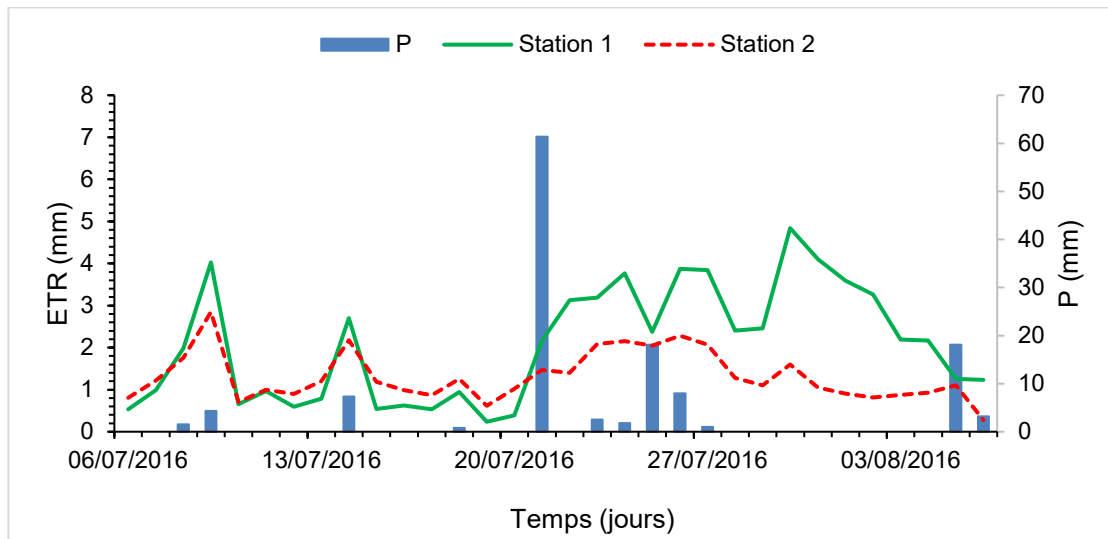


Figure 5.7 : ETR journalières évaluées aux stations 1 et 2 et calculées à l'aide de la méthode ARTS et du modèle SWB pendant le mois de Juillet 2016.

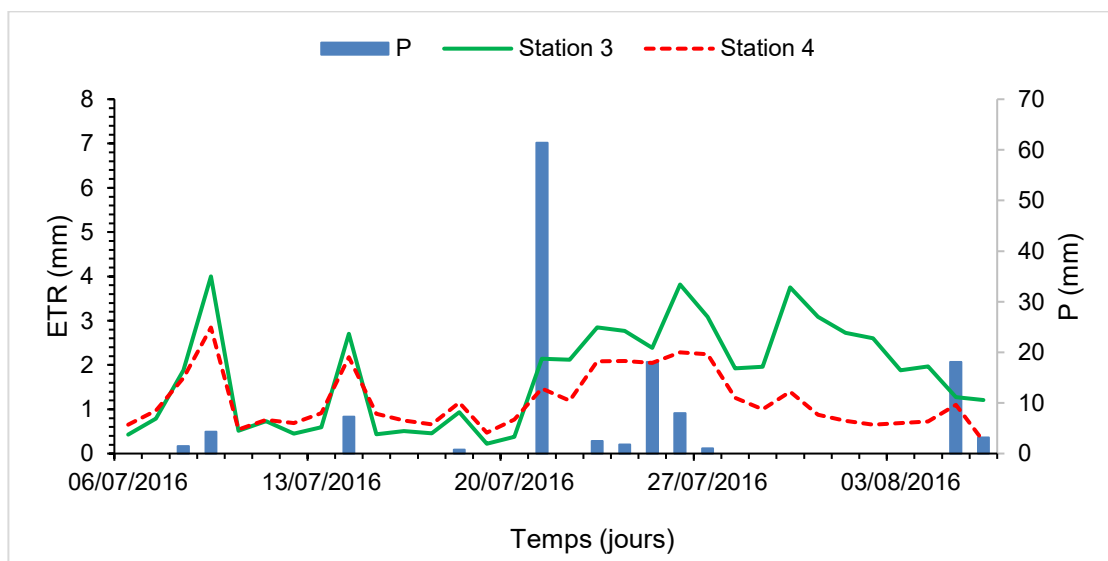


Figure 5.8 : ETR journalières évaluées aux stations 3 et 4 et calculées par la méthode ARTS et le modèle SWB pendant le mois de Juillet 2016.

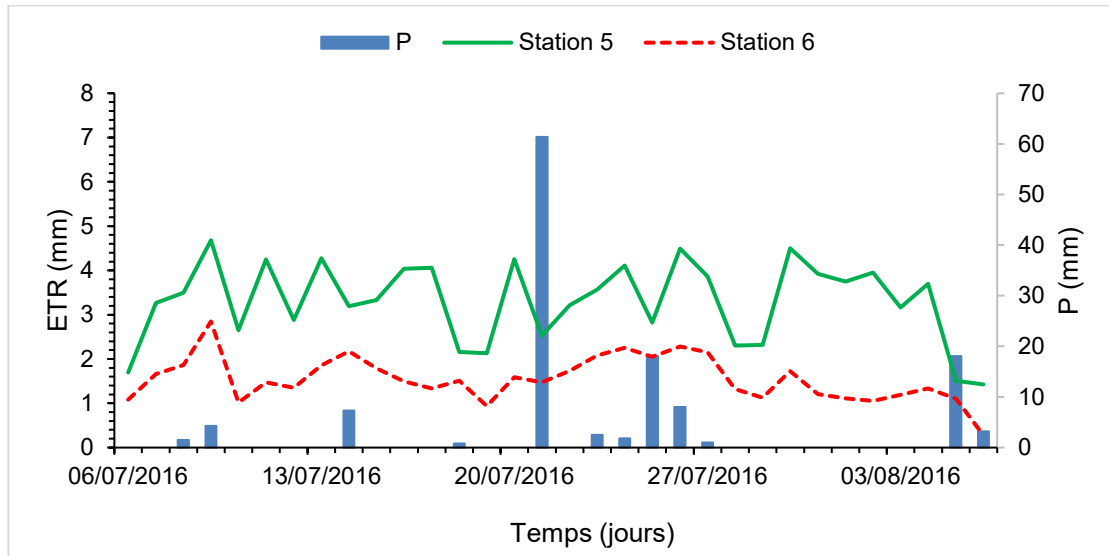


Figure 5.9 : ETR journalières évaluées aux stations 5 et 6 à l'aide de la méthode ARTS et du modèle SWB pendant le mois de Juillet 2016.

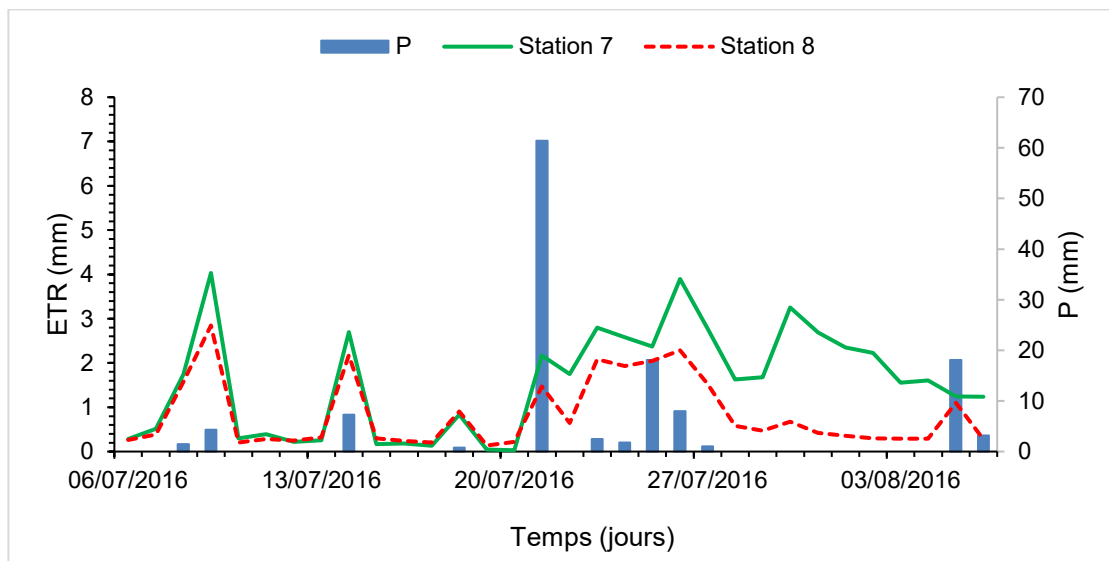


Figure 5.10 : ETR journalières évaluées aux stations 7 et 8 calculées à l'aide de la méthode ARTS et du modèle SWB pendant le mois de Juillet 2016.

Pour les quatre couples de stations, on constate que les ETR évaluées au niveau des stations avec végétation sont plus élevées qu'au niveau des stations sans végétation ; de ce fait on peut conclure quant à l'impact de la végétation au niveau de ETR. Il est important de mentionner que cet effet de la végétation est plus prononcé après les événements pluvieux, et plus particulièrement au niveau de l'évènement qui est survenu le 20 Juillet (à l'exception des stations 5 et 6).

L'ETR totale du mois de Juillet 2016 a été calculée pour les huit stations et les résultats sont présentés au Tableau 5-3.

Tableau 5.3 : ETR mensuelles calculées à l'aide de la méthode ARTS et le modèle SWB pendant le mois de Juillet 2016 dans les huit stations.

Station	1	2	3	4	5	6	7	8
ETR journalière minimale (mm)	0,2	0,3	0,2	0,3	1,4	0,3	0	0,1
ETR journalière maximale (mm)	4,8	2,8	4	2,8	4,7	2,8	4	2,8
ETR journalière moyenne (mm)	2,1	1,3	1,8	1,2	3,3	1,5	1,6	0,8
ETR totale (mm)	66,3	42	56,6	38	105,4	49,4	49,6	27
Écart d'ETR (mm)	24,3		18,5		56,0		22,6	

L'ETR journalière minimale calculée dans les huit stations du site varie entre 0 mm, calculée à la station 7, et 1,4 mm à la station 5. L'ETR journalière maximale varie entre 2,8mm (stations 2 et 6) et 4,8 mm (station 1). L'ETR moyenne varie entre 0,8 mm (station 8) et 3,3 mm (station 5). Quant à l'ETR totale, elle varie entre 27 mm (station

8), 105,4 mm (station 5). On remarque que l'ETR est plus élevée à la station 5. En effet, cette station a la biomasse aérienne totale la plus faible parmi les quatre stations avec végétation, mais elle contient le pourcentage le plus élevée de graminées sp. (38%) par rapport aux autres stations avec végétation (0% à la station 1 ; 0,2 à la station 3 ; 2% à la station 7). Ainsi, on peut conclure que l'espèce graminée sp. a un taux d'évapotranspiration élevé par rapport aux autres espèces végétales présentes sur les stations d'étude.

Si on compare les quatre couples de stations, on remarque que l'ETR est plus élevée dans les stations avec végétation, la différence varie entre 18,5 mm (station 3-4) et 56 mm (station 5-6) pour le mois de Juillet 2016.

5.2.2.2 ETR calculé par la méthode FAO-56 PM et le modèle SWB

L'ETR journalière calculée par le modèle FAO-56 PM combiné au modèle SWB dans les huit stations est présentée aux Figures 5-11 à 5-14.

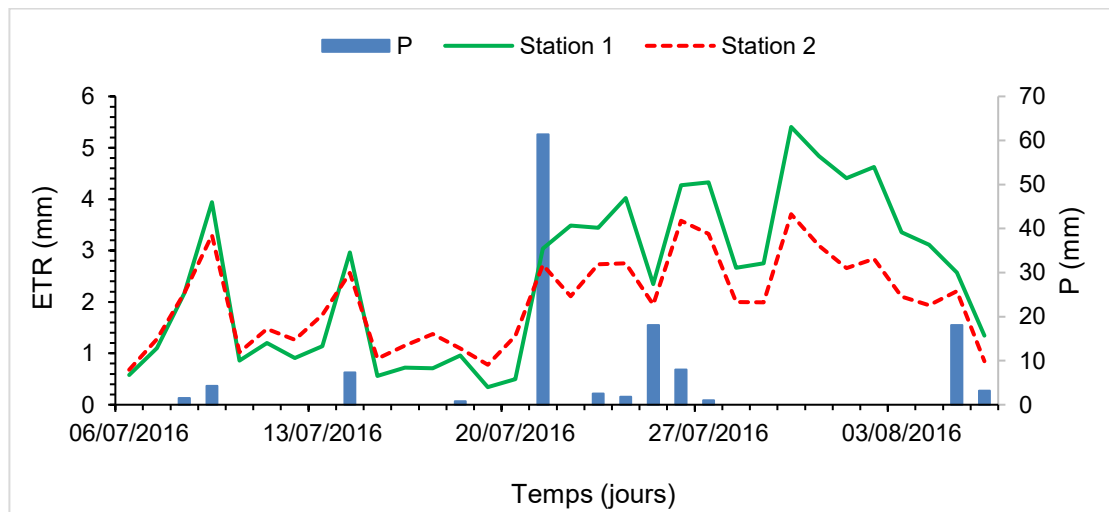


Figure 5.11 : ETR journalière évaluée aux stations 1 et 2 à l'aide de la méthode de FAO-56 PM et le modèle SWB.

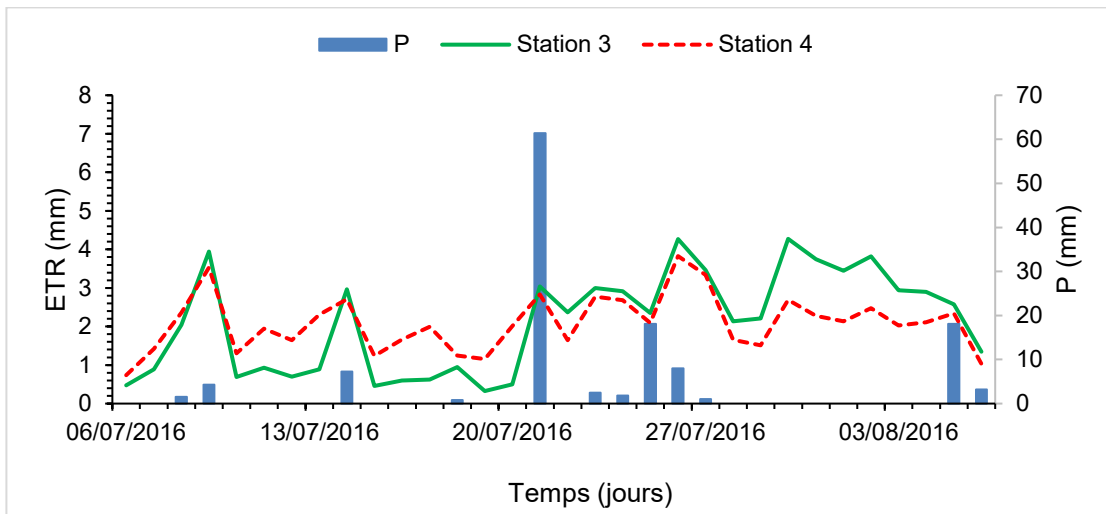


Figure 5.12 : ETR journalière évaluée aux stations 3 et 4 à l'aide de la méthode de FAO-56 PM et le modèle SWB.

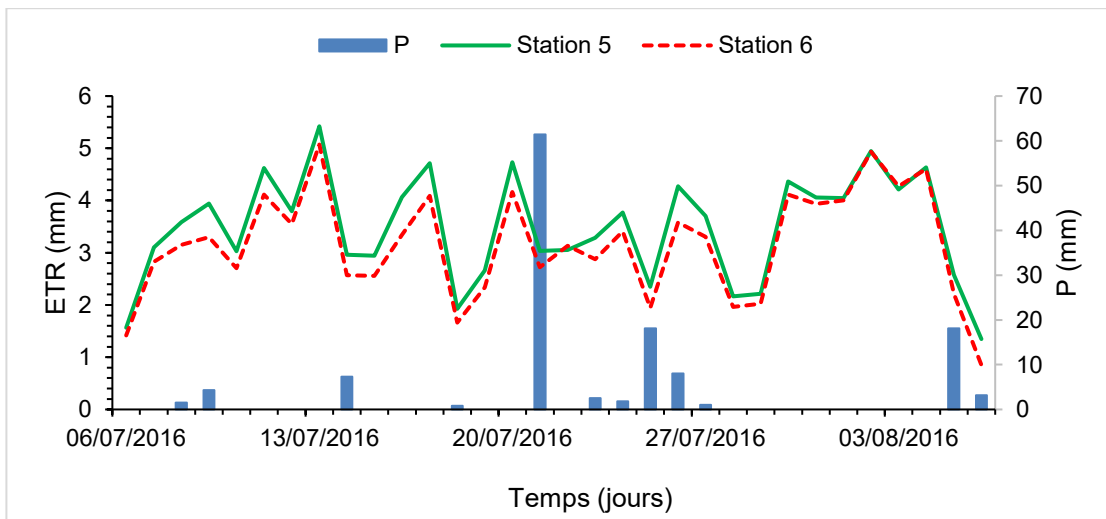


Figure 5.13 : ETR journalière évaluée aux stations 5 et 6 à l'aide de la méthode de FAO-56 PM et le modèle SWB.

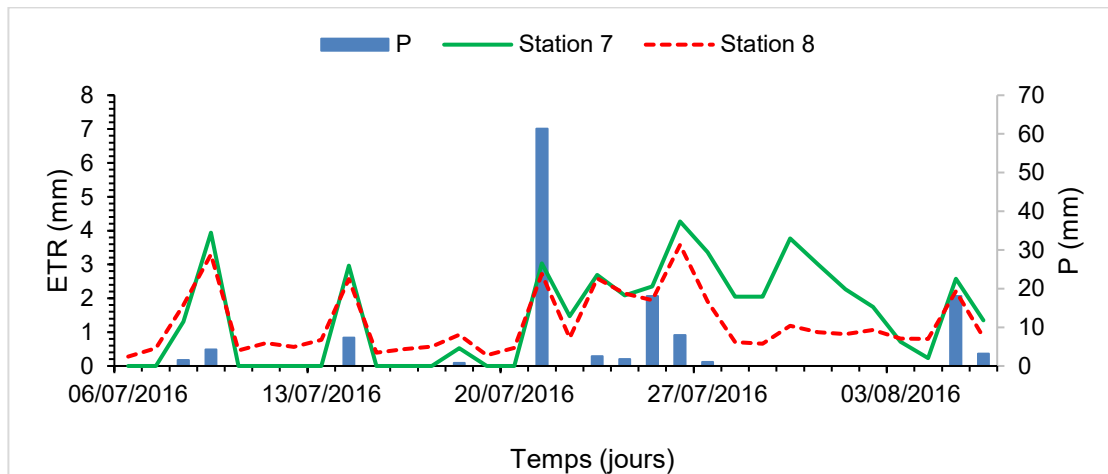


Figure 5.14 : ETR journalière évaluée aux stations 7 et 8 à l'aide de la méthode de FAO-56 PM et le modèle SWB.

L'analyse des courbes d'ETR des huit stations montre que :

- ✓ Les valeurs d'ETR les plus élevées ont été obtenues au niveau des stations avec végétation (stations 1, 3, 5 et 7).
- ✓ L'ETR est influencée par les précipitations et augmente avec elles. On peut distinguer deux parties dans les graphiques (à l'exception du couple de stations 5-6) :
 - Une première partie qui correspond à la première moitié du mois de Juillet, et dans laquelle l'ETR est plus faible par rapport au reste du mois, et elle est plus faible dans la station avec végétation que dans la station avec végétation.
 - Une deuxième partie qui commence après à un évènement pluvieux important (61 mm) le 21 Juillet 2016. Après cet évènement pluvieux, l'ETR augmente de façon remarquable.

Pour comprendre ce phénomène, on présente les TEV à la profondeur de 10 cm dans le couple de stations (1 et 2) pour le mois de Juillet 2016 (Figure 5-15).

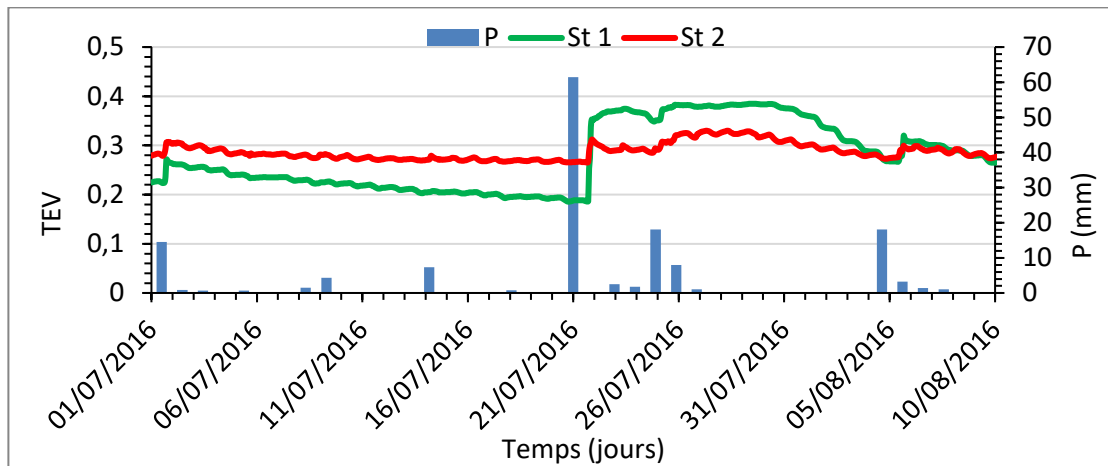


Figure 5.15 : TEV à la profondeur de 10 cm aux stations 1 et 2 durant le mois de juillet 2016.

On constate que l'ETR (Figure 5-11) suit les mêmes tendances que les TEV (Figure 5-15), et qu'elle est influencée par les précipitations. Avant l'évènement pluvieux du 21 juillet, la TEV est plus faible dans la partie avec végétation, la réserve hydrique limite donc l'ETR, et celle-ci est plus faible dans la station 1 (avec végétation). Suite à l'évènement pluvieux, le sol réagit de façon différente selon la présence ou l'absence de végétation. En effet, la végétation favorise l'infiltration, réduit le ruissellement et peut augmenter la capacité de stockage d'un sol. Par conséquent les TEV augmentent de façon importante et plus prononcée dans la station avec végétation, et dépassent ainsi les TEV dans la station 2, après l'évènement pluvieux. Les variations de l'ETR ne sont que la conséquence des variations de la TEV ; l'ETR étant très dépendante des réserves hydriques disponibles. Finalement, vers la fin du mois de Juillet, l'ETR très élevée dans la station 1 cause une chute de la TEV beaucoup plus prononcée dans cette station, ce qui explique pourquoi les TEV deviennent plus faibles dans la partie avec végétation quand les précipitations sont faibles, comme dans la première partie du mois de juillet 2016, et cette baisse de TEV se traduit par une baisse de l'ETR dans les parties avec végétation, par rapport à la partie sans végétation.

Cependant, les stations 5 et 6 semblent se comporter de façon différente par rapport aux autres couples de stations : l'ETR y varie de la même façon durant tout le mois de juillet et elle n'est pas influencée par l'événement pluvieux du 21 juillet 2016. Ce comportement hydrologique est probablement lié à la granulométrie. En effet, parmi les quatre couples de station, les stations 5 et 6 sont celles qui présentent des granulométries similaires, à la profondeur de 10 cm (Figure 5-16). Ainsi, leurs comportements hydrologiques face aux précipitations sont assez similaires. L'ETR dans la station 5 est un peu plus élevée par rapport à celle à la station 6 (Figure 5-13), à cause de la présence de la végétation, mais la différence est minime par rapport aux autres couples de stations.

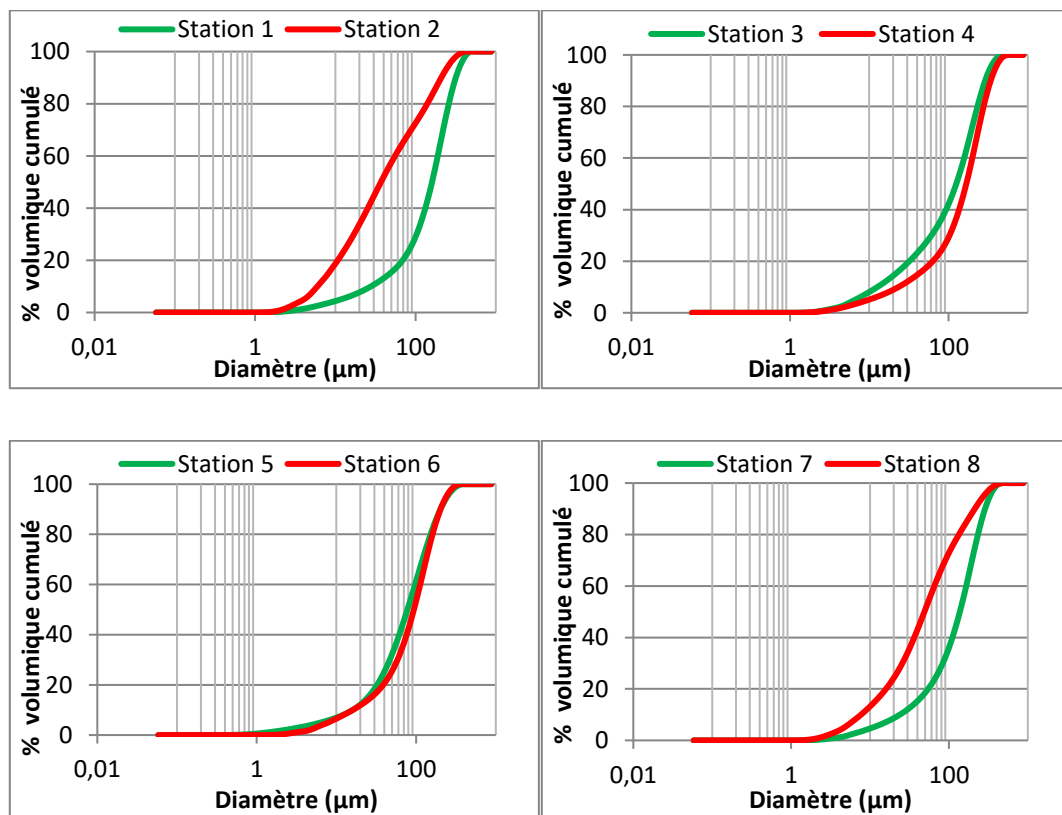


Figure 5.16 : Granulométries du recouvrement monocouches à la profondeur de 10 cm dans les huit stations de mesure.

Pour comparer les huit stations, l'ETR totale du mois de juillet a été calculée pour les huit stations et les résultats sont présentés au tableau 5-4.

Tableau 5.4 : ETR mensuelle calculée par la méthode de FAO-56 PM et le modèle SWB. durant le mois de Juillet 2016.

Station	1	2	3	4	5	6	7	8
ETR journalière minimale (mm)	0,3	0,7	0,3	0,7	1,3	0,8	0	0,3
ETR journalière maximale (mm)	5,4	3,7	4,3	3,8	5,4	5,1	4,3	3,6
ETR journalière moyenne (mm)	2,5	2	2,1	2,1	3,5	3,1	1,5	1,3
ETR totale (mm)	78,6	64,7	67,7	66,6	111	100,7	47,7	40
Écart d'ETR (mm)	14		1,1		10		7,6	

L'ETR journalière minimale calculée dans les huit stations du site varie entre 0 mm (station 7) et 1,3 mm (station 5). L'ETR maximale varie entre 3,6 mm (station 8) et 5,4 mm (stations 1 et 5). L'ETR moyenne varie entre 1,3 mm (stations 6 et 8) et 3,5 mm (station 5). Quant à l'ETR totale, elle varie entre 40 mm (station 8) et 111 mm (station 5). Pour les quatre couples de stations, l'ETR est plus élevée dans les stations avec végétation ; la différence varie entre 1,1 mm (station 3-4) et 14 mm (station 1-2) pour le mois de Juillet 2016.

L'ETR annuelle calculée par les trois méthodes analytiques, en plus de la méthode du BH, au niveau des stations 1 et 2, est présentée au tableau 5-5.

Tableau 5.5 : ETR annuelle (mm) calculée au niveau des stations 1 et 2.

Méthode	FAO56 Penman-Monteith + modèle SWB	Modèle ARTS + modèle SWB	Bilan hydrique	Thornthwaite
Station 1	406 (44% de P)	298 (32% de P)	506 (55 % de P)	480 (52% de P)
Station 2	377 (41% de P)	171 (18% de P)	487 (53 % de P)	
Écart (mm)	29 (3,2% de P)	137 (14 % de P)	19 (2 % de P)	

Ces résultats montrent que la méthode du bilan hydrique donne les valeurs les plus élevées d'ETR, suivie par la méthode FAO56 Penman-Monteith, couplée au modèle SWB, ensuite le modèle ARTS couplé au modèle SWB.

Parmi les deux méthodes analytiques, la méthode FAO-PM 56 a donné les valeurs d'ETR annuelle les plus proches de celle obtenues par la méthode de Thornthwaite, la différence entre les deux méthodes est autour de 10% des précipitations. On peut conclure que la méthode FAO-PM 56 associée au modèle SWB permet d'évaluer l'ETR de façon adéquate.

On note également que l'ETR augmente avec la présence de la végétation, et ce pour les trois méthodes ; la végétation du fait de sa capacité à extraire l'eau du sol et de son effet sur l'albédo de la surface, contrôle l'énergie disponible en surface : une zone couverte de végétation a un albédo inférieur à celui d'un sol nu, le rayonnement solaire

absorbé sera supérieur au rayonnement réfléchi et l'énergie disponible en surface pour l'évaporation sera accrue, augmentant ainsi l'évapotranspiration.

Le modèle ARTS montre que la différence d'ETR, entre les stations avec végétation et sans végétation est la plus importante. Il se peut que ce modèle surestime l'effet de la végétation pour notre cas d'étude et pour l'échelle utilisée (petite échelle : stations rapprochées et quadrats de 1 m² de superficie).

5.2.2.3 Ruissellement

Dans le chapitre 4 nous avons présenté les résultats de l'évaluation du BH en négligeant la composante de ruissellement, vu que la pente est assez faible sur le parc 2 du site Manitou. Or, l'ETR calculée avec la méthode du bilan hydrique est plus élevée par rapport à celles calculées par les méthodes analytiques, cet écart peut être lié au ruissellement. Pour cela, on a introduit la composante de ruissellement dans le calcul du bilan hydrique. Ainsi, le ruissellement a été calculé avec la méthode rationnelle (Kuichling, 1889) sur les deux parties du site, avec et sans végétation, comme ceci :

$$R = C * P$$

Où :

C : coefficient de ruissellement = 0,1 dans la station avec végétation (Ministère du Développement durable, 2017) et 0,3 dans la station sans végétation (Haubner et al., 2001).

Il est important de mentionner que dans le cadre de ces calculs certaines hypothèses ont été formulées et consistaient à :

- Toutes les précipitations n'engendrent un ruissellement des eaux ;
- Seules certaines intensités de précipitations peuvent engendrer un ruissellement.

Les hypothèses proposées sont en accord avec les travaux de Mailhot et al. (2016).

Ainsi, dans le cadre de cette évaluation, le calcul du ruissellement a été fait en considérant les précipitations journalières dépassant des valeurs de 10, 15 puis 20 mm. Les résultats des calculs du ruissellement annuel sont présentés au tableau 5-6.

Tableau 5.6 : **Évaluation du ruissellement annuel pour différentes intensités de précipitations journalières.**

	P annuelle (mm)	Ruissellement annuel (mm)			
		Toutes les précipitations	P>10mm	P>15mm	P>20mm
Stations avec végétation	909,8	90,9	44,2	33,9	16,9
Stations sans végétation		272,9	132,6	101,9	50,7

On note que le ruissellement annuel est plus important dans les stations sans végétation et diminue avec l'augmentations de l'intensité maximale de précipitations. On constate également que le ruissellement annuel calculé en prenant en considération toutes les précipitations reçues est très élevé (90,9 mm pour les stations avec végétation et 272,9 mm pour les stations sans végétation). Ces valeurs de ruissellement sont élevées pour un terrain relativement plat. Ainsi, l'ETR a été calculée en considérant les trois intensités de pluie générant un ruissellement : 10, 15 et 20 mm (Tableau 5-7). Le ruissellement généré à partir des précipitations dépassant 10 mm a été retenu pour cette étude, car il donne les valeurs d'ETR annuelles les plus proches de celles calculées avec la méthode FAO-PM.

Tableau 5.7 : ETR annuelle calculée avec la méthode du BH pour différentes valeurs de ruissellement.

Précipitations générant un ruissellement	P > 10 mm	P > 15 mm	P > 20 mm
ETR (mm) à la station 1	462	472	489
ETR (mm) à la station 2	355	385	437

L'ETR annuelle calculée aux stations 1 et 2, en prenant en considération le ruissellement dans le parc 2 du site Manitou est présentée au tableau 5-8 et les bilans hydriques des deux stations sont présentés à la Figure 5-17.

Tableau 5.8 : ETR annuelle (Octobre 2015 à Septembre 2016) calculée avec la méthode du BH au niveau des stations 1 et 2 en prenant en considération le ruissellement.

	R (mm)	ETR (mm)
Station 1 (avec végétation)	44 (4,8% de P)	462 (50% de P)
Station 2 (sans végétation)	132 (14,5% de P)	355 (39% de P)

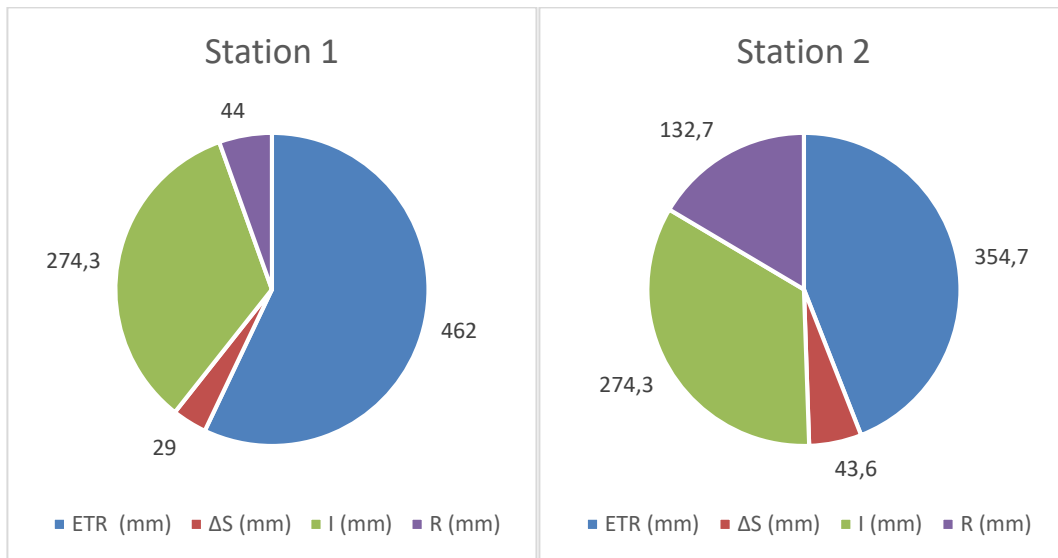


Figure 5.17 : Bilans hydriques calculés aux stations 1 et 2, en prenant en considération le ruissellement.

Le ruissellement est plus important dans la station sans végétation que dans la station avec végétation, la différence est de 88 mm (9% de P). Quant à l'ETR, elle est plus élevée dans la station avec végétation et l'effet de la végétation sur l'ETR est d'environ 11% des précipitations.

Par ailleurs, la prise en considération du ruissellement dans le calcul du bilan hydrique a engendré une baisse de l'ETR d'environ 5% des précipitations (on passe de 506 mm à 462 mm), dans le cas de la station 1, et d'environ 14% de P, dans le cas de la station 2 (on passe de 487,4 mm à 355 mm). Ainsi, la méthode du bilan hydrique a donné des valeurs d'ETR comparables de celles calculées avec la méthode de Thornthwaite : la différence entre les deux méthodes représente environ 2% des précipitations dans le cas de la station 1, et environ 14% des précipitations dans le cas de la station 2.

CHAPITRE VI

CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

6.1 Conclusion

Dans la présente étude, l'impact de la végétation sur le bilan hydrique du recouvrement monocouche avec nappe phréatique surélevée, installé au parc 2 du site Manitou, a été étudié.

Le parc 2 du site Manitou a été revégété en partie, avec des herbacées. Ainsi, huit stations de mesure ont été installées sur le site, dont quatre dans la partie avec végétation, et quatre dans la partie sans végétation. Chacune de ces stations a été instrumentée par des sondes permettant de mesurer les succions et les TEV, et ce à cinq profondeurs différentes : 10 cm, 25 cm, 40 cm, 55 cm et une dernière profondeur située à 10 cm de l'interface entre les résidus Manitou et le recouvrement. Par ailleurs, quatre pointes filtrantes ont été installées sur le site. Des échantillons des résidus Goldex, qui constitue le matériau du recouvrement monocouche, ont été prélevés au niveau de chaque station, et ce à chaque niveau d'instrumentation. Les échantillons ont ainsi été caractérisés : une caractérisation physique et une caractérisation hydrogéologique. La végétation présente sur les quatre stations avec végétation a été également caractérisée.

La caractérisation physique montre que les résidus de Goldex peuvent être classés comme un silt sableux ou un sable silteux. Leur granulométrie est variable d'une station

à l'autre, et en fonction de la profondeur. Cette variabilité au niveau de la granulométrie est probablement engendrée par la méthode de déposition des rejets de concentrateur dans le parc à résidus.

La conductivité hydraulique saturée mesurée varie autour de $2,58 \cdot 10^{-4}$ cm/s. Certaines prédictions de k_{sat} sont du même ordre de grandeur que celles mesurées (profondeur de 25 cm et 40 cm), alors que d'autres sont supérieures (profondeurs de 10 cm et 55 cm) ou inférieures (profondeur de 116 cm).

Les valeurs de pression d'entrée d'air mesurées au laboratoire correspondent aux valeurs typiques des résidus miniers. En général, les CRE des résidus prélevés aux différentes profondeurs sont assez similaires.

La caractérisation de la végétation montre que :

- La distribution des espèces végétales dans les huit stations est hétérogène, cela entraîne une variabilité des paramètres de la végétation, à savoir la biomasse aérienne, le LAI et les paramètres racinaires entre les quatre stations avec végétation.
- Le LAI et les paramètres racinaires mesurés dans chaque station augmentent avec l'augmentation de sa biomasse aérienne totale.
- La densité racinaire et la longueur totale des racines sont plus élevées dans la couche superficielle du recouvrement (0 à 10 cm).

Les mesures des TEV dans les huit stations montrent que :

- Les TEV augmentent avec la profondeur.
- À faible profondeur (10 et 25 cm), la végétation favorise l'augmentation des TEV dans le recouvrement.

- À profondeur moyenne (40 cm et 55 cm), la végétation engendre une baisse des TEV dans le recouvrement et augmente sa variabilité avec le temps, sauf dans la station 3 où les TEV sont plus élevées par rapport à la station 4. Ce comportement a été expliqué par la granulométrie fine des matériaux du recouvrement à la station 3, qui permet une rétention d'eau plus élevée.
- À grande profondeur (à partir de 100 cm), les TEV sont constantes durant toute la période de mesure et indique une saturation complète des résidus.
- La végétation a un impact au niveau de l'étendu du front de gel. Le gel atteint de plus grandes profondeurs au niveau des stations avec végétation (40 cm de profondeur), mais la durée du gel est plus réduite au niveau de ces stations. Le gel est ralenti et le dégel est accéléré dans les stations avec végétation.

Les mesures de succions montrent qu'elles baissent avec la profondeur et que la végétation augmente les succions dans le recouvrement d'environ 4kPa, sauf à la profondeur de 142 cm.

Les mesures du niveau de la nappe montrent que :

- Le niveau de la nappe augmente après les événements pluvieux, et les niveaux les plus élevés ont été mesurés durant la recharge de l'automne. Ce type de comportement est similaire à celui des aquifères granulaires de la région.
- Le niveau de la nappe se trouve dans le recouvrement monocouche durant l'automne et le printemps, tandis que durant l'hiver et l'été, il se situe à la limite entre le recouvrement monocouche et les résidus Manitou.

Le bilan hydrique du recouvrement monocouche a été calculé pour une année, dans un couple de stations, avec et sans végétation, et les résultats montrent que :

- Le stockage en eau est plus élevé dans la station sans végétation, la différence représente environ 1,6% des précipitations.
- La végétation engendre une réduction du ruissellement d'environ 9,7% des précipitations totales.
- Le ruissellement a joué un rôle dans l'évaluation de l'ETR, malgré la faible pente du site d'étude. La prise en considération du ruissellement dans le calcul du bilan hydrique a réduit le taux de l'ETR d'environ 5% des précipitations dans la zone avec végétation, et 14% de des précipitations dans la zone sans végétation.
- L'ETR est plus élevée dans la station avec végétation et la différence correspond à environ 11% des précipitations.

L'ETR a été calculée avec trois méthodes analytiques : la méthode FAO56 PM, le modèle d'ARTS et la méthode de Thornthwaite, couplées au modèle SWB, et les résultats montrent que :

- L'ETR annuelle calculée par la méthode FAO56 PM et le modèle SWB dans les six stations du site varie autour de 444,5 mm (49% de P). La végétation a engendré une augmentation de l'ETR de 3%, 1,7% et 11,4% des précipitations dans les trois couples de stations (1-2, 3-4 et 7-8).
- L'ETR annuelle calculée par la méthode ARTS et le modèle SWB dans les six stations du site varie autour de 279,3 mm (30,6% de P). La végétation a augmenté l'ETR dans les stations avec végétation de 14%, 17% et 17,8% des précipitations, dans les trois couples de stations (1-2, 3-4 et 7-8).
- Pendant la saison d'été, l'ETR est influencée par les précipitations, et augmente avec son augmentation.

- La méthode du BH a permis d'évaluer l'ETR correctement, notamment en présence de la végétation, la différence avec les ETR calculées par la méthode de Thornthwaite est de 2% des précipitations en présence de la végétation, et 14% en absence de la végétation.
- Parmi les deux méthodes analytiques, la méthode FAO56-PM a donné l'ETR la plus proche à celle calculée par la méthode de Thornthwaite, la différence entre les deux méthodes est autour de 10% de P. La méthode FAO56-PM permet d'estimer correctement l'ETR, tandis que le modèle ARTS surestime l'effet de la végétation pour notre cas d'étude et pour l'échelle utilisée.

6.2 Recommandations

Il ressort de cette étude que la végétation installée sur le recouvrement, peut avoir un impact sur le bilan hydrique en augmentant l'évapotranspiration et en réduisant le ruissellement. D'où l'importance de :

- Prendre en considération la végétation dans les évaluations du BH, lors des études d'évaluation de la performance des recouvrements monocouches avec nappe phréatique surélevée.
- Intégrer les paramètres de la végétation dans les modèles de prédiction du BH relatifs aux recouvrements monocouches.

Pour mieux saisir l'effet de la végétation sur le bilan hydrique des recouvrements monocouches :

- Une comparaison entre les données de TEV et de succion des stations avec végétation et celles sans végétation, des paramètres de la végétation et de la granulométrie, avec des outils de statistique multivariable adaptés, à différentes

profondeurs, permettrait de mieux déceler l'influence de chaque paramètre de la végétation sur le BH, d'une part, et l'influence de la granulométrie, d'une autre part.

- Le niveau de la nappe doit être suivi, dans les deux parties du site, avec et sans végétation, afin d'observer l'effet de la végétation sur la nappe.

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE

- Abadjiev, C. (1985). *Estimation of the physical characteristics of deposited tailings in the tailings dam of nonferrous metallurgy*. Paper presented at the Proceedings of the 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco, Calif.
- Aboukhaled, A., & Smith, M. (1986). *Lysimeters* (Vol. 39): Food & Agriculture Org.
- Abteu, W. (1996). Evapotranspiration measurements and modeling for three wetland systems in south Florida: Wiley Online Library.
- Abteu, W. (2005). *Evapotranspiration in the Everglades: Comparison of Bowen Ratio measurements and model estimations*. Paper presented at the Proceedings of the Annual International Meeting of American Society of Agricultural Engineers.
- Aggarwal, P., Bhattacharyya, R., Mishra, A. K., Das, T., Šimůnek, J., Pramanik, P., Sudhishri, S., Vashisth, A., Krishnan, P., & Chakraborty, D. (2017). Modelling soil water balance and root water uptake in cotton grown under different soil conservation practices in the Indo-Gangetic Plain. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 240, 287-299.
- Ahooghalandari, M., Khiadani, M., & Jahromi, M. E. (2016). Developing Equations for Estimating Reference Evapotranspiration in Australia. *Water Resources Management*, 30(11), 3815-3828.
- Ahrens, C. D. (2006). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*: Cengage Learning.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998a). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome*, 300(9), D05109.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998b). FAO Irrigation and drainage paper No. 56. *Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations*, 56, 97-156.
- Analytical, P. (2017). Repéré à <http://particle.dk/methods-analytical-laboratory/density-particle-2/>
- Antonopoulos, V. Z., & Antonopoulos, A. V. (2017). Daily reference evapotranspiration estimates by artificial neural networks technique and empirical equations using limited input climate variables. *Computers and Electronics in Agriculture*, 132, 86-96.
- Arya, L. M., & Paris, J. F. (1981). A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Science Society of America Journal*, 45(6), 1023-1030.

- Assouline, S., Tessier, D., & Bruand, A. (1998). A conceptual model of the soil water retention curve. *Water resources research*, 34(2), 223-231.
- ASTM, D. (2014). 854 (2014) Standard test methods for specific gravity of soil solids by water pycnometer. *ASTM International, West Conshohocken*.
- Aubertin, M., Aachib, M., Monzon, M., Joanes, A., Bussière, B., & Chapuis, R. (1999). Étude de laboratoire sur l'efficacité de recouvrements construits à partir de résidus miniers. *Rapport MEND/NEDEM*, 2.
- Aubertin, M., & Bussiere, B. (1991). Étude préliminaire—Évaluation des barrières sèches construites à partir des résidus miniers alcalins. *Summary report submitted to Centre de Recherches Minérales, Ecole Polytechnique de Montréal, Project CDT P, 1610*.
- Aubertin, M., Bussière, B., & Bernier, L. (2002). Environnement et gestion des résidus miniers. *Presses Internationales de Polytechnique, Corporation de l'École Polytechnique de Montréal, Montréal*.
- Aubertin, M., Bussiere, B., & Chapuis, R. P. (1996). Hydraulic conductivity of homogenized tailings from hard rock mines. *Canadian Geotechnical Journal*, 33(3), 470-482.
- Aubertin, M., Bussière, B., Joanes, A., Monzon, M., Gagnon, D., Barbera, J., Bédard, C., Chapuis, R., & Bernier, L. (1999). Projet sur les barrières sèches construites à partir de résidus miniers, Phase II: essais en place. *Mine Environment Neutral Drainage (MEND) Secretariat CANMET, Ottawa, Ont. Report*, 2.
- Aubertin, M., Bussière, B., Monzon, M., Joanes, A., Gagnon, D., Barbera, J., Aachib, M., Bédard, C., Chapuis, R., & Bernier, L. (1999). Étude sur les barrières sèches construites à partir de résidus miniers. *Phase II: Essais en place (A study of dry covers constructed from mine tailings, Phase II: In situ test). Rapport de projet de recherche CDT P, 1899*.
- Aubertin, M., Chapuis, R., Aachib, M., Bussière, B., Ricard, J., & Tremblay, L. (1995). Évaluation en laboratoire de barrières sèches construites à partir de résidus miniers. *Rapport MEND/NEDEM*, 2.
- Aubertin, M., Mbonimpa, M., Bussière, B., & Chapuis, R. (2003). A model to predict the water retention curve from basic geotechnical properties. *Canadian Geotechnical Journal*, 40(6), 1104-1122.
- Aubertin, M., Ricard, J.-F., & Chapuis, R. P. (1998). A predictive model for the water retention curve: application to tailings from hard-rock mines. *Canadian Geotechnical Journal*, 35(1), 55-69.
- Aubin, I., Beaudet, M., & Messier, C. (2000). Light extinction coefficients specific to the understory vegetation of the southern boreal forest, Quebec. *Canadian Journal of Forest Research*, 30(1), 168-177.
- Baier, W., & Robertson, G. W. (1965). Estimation of latent evaporation from simple weather observations. *Canadian Journal of Plant Science*, 45(3), 276-284.
- Barnett, N., Madramootoo, C., & Perrone, J. (1998). Performance of some evapotranspiration. *Canadian Agricultural Engineering*, 40(2), 89.

- Benzaazoua, M., & Bussière, B. (1999). *Desulphurization of tailings with low neutralizing potential: kinetic study and flotation modeling*. Paper presented at the Proc. of Conference Sudbury.
- Benzaazoua, M., Bussière, B., Kongolo, M., McLaughlin, J., & Marion, P. (2000). Environmental desulphurization of four Canadian mine tailings using froth flotation. *International journal of mineral processing*, 60(1), 57-74.
- Benzaazoua, M., Bussière, B., & Lelièvre, J. (1998). *Flottation non sélective des minéraux sulfurés appliquée dans la gestion environnementale des rejets miniers*. Paper presented at the 30th Canadian Mineral Processors Symposium, Ottawa.
- Benzaazoua, M., & Kongolo, M. (2003). Physico-chemical properties of tailing slurries during environmental desulphurization by froth flotation. *International journal of mineral processing*, 69(1-4), 221-234.
- Bernier, L. (1996). Rapport d'analyses minéralogiques par diffraction des rayons-X sur des échantillons de till et de résidus miniers des mines Sigma et Manitou. *Val d'Or: Phase II, Rapport Géoberex Recherche (unpublished)*.
- Bernier, L. (1997). Caractérisation minéralogique et potentiel d'acidité du résidu minier Manitou. *Val d'Or, Rapport Géoberex Recherche (unpublished)*.
- Black, D. L., McQuay, M. Q., & Bonin, M. P. (1996). Laser-based techniques for particle-size measurement: a review of sizing methods and their industrial applications. *Progress in energy and combustion science*, 22(3), 267-306.
- Blaney, H. F., & Criddle, W. D. (1952). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data.
- Blight, G. (1994). *The master profile for hydraulic fill tailings beaches*. Paper presented at the Proceedings of the Institution of Civil Engineers: Geotechnical Engineering.
- Blight, G. (2009). *Geotechnical engineering for mine waste storage facilities*: CRC Press.
- Bossé, B. (2012). *Méthodes d'évaluation de l'évapotranspiration pour pour des climats tempérés et semi-arides avec végétation non-arbustive ou sans végétation*: Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue.
- Bristow, K. L., & Horton, R. (1996). Modeling the impact of partial surface mulch on soil heat and water flow. *Theoretical and Applied Climatology*, 54(1), 85-98.
- Brochet, P., & Gerbier, N. (1975). *L'évapotranspiration : aspect agrométéorologique, évaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle*. Paris: Secrétariat d'état aux transports, Secrétariat général à l'aviation civile, Direction de la météorologie nationale.
- Brooks, R., & Corey, T. (1964). Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Papers, Colorado State University*.
- Bruand, A., & Coquet, Y. (2005). *Les sols et le cycle de l'eau*: Dunod.
- Brunauer, S., Emmett, P. H., & Teller, E. (1938). Adsorption of gases in multimolecular layers. *Journal of the American chemical society*, 60(2), 309-319.

- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the Atmosphere. Theory, History, and Applications*; Dordrecht: Holland, D. Reidel Co.
- Buermann, W., Dong, J., Zeng, X., Myneni, R. B., & Dickinson, R. E. (2001). Evaluation of the utility of satellite-based vegetation leaf area index data for climate simulations. *Journal of Climate*, 14(17), 3536-3550.
- Burdine, N. (1953). Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Journal of Petroleum Technology*, 5(03), 71-78.
- Bussière, B. (1993). *Evaluation des propriétés hydrogéotechniques de résidus miniers utilisés comme barrières de recouvrement* Ecole Polytechnique de Montréal.
- Bussière, B., Lelièvre, J., Ouellet, J., & Bois, D. (1995). *Utilisation de résidus miniers désulfurés comme recouvrement pour prévenir le DMA: analyse technico-économique sur deux cas réels*. Paper presented at the Proceedings of Sudbury'95, Conference on Mining and the Environment, Ed. Hynes TP & Blanchette MC, Sudbury, Ontario.
- Bussière, B., Maqsood, A., Demers, I., & Doumbouya, I. (2009). Modélisation physique de divers scénarios de recouvrement et étude du comportement hydrogéologique: site Manitou: Report PU-2008-03-371 for MERN (Quebec's Ministry of Energy and Natural Resources).
- Campbell, R., & Phene, C. (1976). Estimating potential evapotranspiration from screened pan evaporation. *Agricultural meteorology*, 16(3), 343-352.
- Cao, L., Zhang, K., & Zhang, W. (2009). Detachment of road surface soil by flowing water. *Catena*, 76(2), 155-162.
- Cao, S., Chen, L., & Yu, X. (2009). Impact of China's Grain for Green Project on the landscape of vulnerable arid and semi-arid agricultural regions: a case study in northern Shaanxi Province. *Journal of applied ecology*, 46(3), 536-543.
- Carman, P. C. (1937). Fluid flow through granular beds. *Transactions-Institution of Chemical Engineers*, 15, 150-166.
- Carminati, A., Moradi, A. B., Vetterlein, D., Vontobel, P., Lehmann, E., Weller, U., Vogel, H.-J., & Oswald, S. E. (2010). Dynamics of soil water content in the rhizosphere. *Plant and soil*, 332(1-2), 163-176.
- Carminati, A., Passioura, J. B., Zarebanadkouki, M., Ahmed, M. A., Ryan, P. R., Watt, M., & Delhaize, E. (2017). Root hairs enable high transpiration rates in drying soils. *New Phytologist*, 216(3), 771-781. doi: 10.1111/nph.14715
- Caselles, V., & Delegido, J. (1987). A simple model to estimate the daily value of the regional maximum evapotranspiration from satellite temperature and albedo images. *International Journal of Remote Sensing*, 8(8), 1151-1162.
- Chapuis, R. P., & Aubertin, M. (2003). On the use of the Kozeny–Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 40(3), 616-628. doi:doi:10.1139/t03-013
- Cheng, H., Wang, G., Hu, H., & Wang, Y. (2008). The variation of soil temperature and water content of seasonal frozen soil with different vegetation coverage in the headwater

- region of the Yellow River, China. *Environmental Geology*, 54, 1755-1762. doi: 10.1007/s00254-007-0953-x
- Childs, E. C., & Collis-George, N. (1950). *The permeability of porous materials*. Paper presented at the Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences.
- Choisnel, E. (1992). Le calcul du bilan hydrique du sol: options de modélisation et niveaux de complexité. *Science du sol*, 30(1), 15-31.
- Chung, S. O., & Horton, R. (1987). Soil heat and water flow with a partial surface mulch. *Water resources research*, 23(12), 2175-2186.
- Cosset, G. (2009). *Comportement hydrogéologique d'une couverture monocouche sur des résidus miniers sulfureux: Essais en colonne et simulations numériques*. École Polytechnique de Montréal.
- Cosset, G., & Aubertin, M. (2010). *Physical and numerical modelling of a monolayer cover placed on reactive tailings*. Paper presented at the Proceedings of the 63rd Canadian Geotechnical Conference & 1st Joint CGS/CNC-IPA Permafrost Specialty Conference, Calgary.
- Costa, M. H., Biajoli, M. C., Sanches, L., Malhado, A., Hutyra, L. R., Da Rocha, H. R., Aguiar, R. G., & de Araújo, A. C. (2010). Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 115(G4).
- Cyr, J. (2007). Projet Manitou-Goldex : partenariat MRNF-Mines Agnico-Eagle. Repéré à <https://www.mern.gouv.qc.ca/mines/quebec-mines/2007-06/manitou.asp>
- Dagenais, A.-M. (2005). *Techniques de contrôle du drainage minier acide basées sur les effets capillaires*. École polytechnique.
- Dagenais, A.-M., Aubertin, M., & Bussière, B. (2006). *Parametric study on the water content profiles and oxidation rates in nearly saturated tailings above the water table*. Paper presented at the Proceedings of the 7th International Conference on Acid Rock Drainage (ICARD).
- Damagnez, J., Riou, C., de Villele, O., & El Ammami, S. (1963). Estimation et mesure de l'évapotranspiration potentielle en Tunisie. *Publ. AIHS*, 62, 98-119.
- De Morais, J. E. F., da Silva, T. G. F., de Souza, L. S. B., Soelma, M., de Moura, B., da Silva Diniz, W. J., & de Souza, C. A. A. (2016). *Revista Brasileira de Geografia Física*.
- Demers, I., Bussière, B., Rousselle, M., Aubertin, M., Pabst, T., & Lacroix, R. (2013). *Laboratory evaluation of reclamation scenarios for the spillage areas of the abandoned Manitou mine site using Goldex tailings*. Paper presented at the Proc. World Mining Congress, Montreal, CIM (to be published).
- Devices, D. (2007). ECH2O-TE/EC-TM Water content, EC, and temperature sensors operator's manual: WA: Pullman, VersionNo.

- Dirmeyer, P. A., & Shukla, J. (1994). Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D10), 20863-20877.
- Dobchuk, B., Nichol, C., Wilson, G. W., & Aubertin, M. (2013). Evaluation of a single-layer desulphurized tailings cover. *Canadian Geotechnical Journal*, 50(7), 777-792.
- Dobchuk, B. S. (2002). *Evaluation of the effectiveness of a desulphurized tailings cover at Detour Lake mine.*
- Donohue, R., Roderick, M., & McVicar, T. R. (2006). On the importance of including vegetation dynamics in Budyko's hydrological model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 3(4), 1517-1551.
- Doorenbos, J., Pruitt, W. O. O. F. A. O. R. L., & Water, D. (Eds.). (1977). FAO.
- Duan, L., Huang, M., & Zhang, L. (2016). Differences in hydrological responses for different vegetation types on a steep slope on the Loess Plateau, China. *Journal of Hydrology*, 537, 356-366.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Khabba, S., Simonneaux, V., Jarlan, L., Ouldbba, A., Rodriguez, J., & Allen, R. (2010). Assessment of reference evapotranspiration methods in semi-arid regions: can weather forecast data be used as alternate of ground meteorological parameters? *Journal of Arid Environments*, 74(12), 1587-1596.
- Esser, H. G., Carminati, A., Vontobel, P., Lehmann, E. H., & Oswald, S. E. (2010). Neutron radiography and tomography of water distribution in the root zone. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 173(5), 757-764.
- Ethier, M.-P. (2018). *Évaluation de la performance du système de recouvrement monocouche avec nappe surélevée pour la restauration d'un parc à résidus abandonné.*, PhD Thesis, UQAT, Rouyn-Noranda, QC.
- Éthier, M.-P. (2017). *Évaluation de la performance du système de recouvrement monocouche avec nappe surélevée pour la restauration d'un parc à résidus abandonné.* Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue.
- Ethier, M., Bussière, B., Aubertin, M., Maqsoud, A., Demers, I., & Lacroix, R. (2013). *In situ evaluation of the elevated water table technique combined with a monolayer cover on reactive tailings: monitoring strategy and preliminary results.* GeoMontreal 2013: Geosciences for Sustainability. Paper presented at the 66th CGS Conference, Montreal, QC, 9p.
- FAO. (1990). Etudes et prospection pédologiques en vue de l'irrigation *Bulletin pédologique de la FAO* (pp. 182). Rome.
- Fisher, J. P., Estop-Aragonés, C., Thierry, A., Charman, D. J., Wolfé, S. A., Hartley, I. P., Murton, J. B., Williams, M., & Phoenix, G. K. (2016). The influence of vegetation and soil characteristics on active-layer thickness of permafrost soils in boreal forest. *Global change biology*, 22(9), 3127-3140.
- Frederick, R. H. (1961). A study of the effect of tree leaves on wind movement. *Monthly Weather Review*, 89(2), 39-44.

- Fredlund, D., Xing, A., & Huang, S. (1994). Predicting the permeability function for unsaturated soils using the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, 31(4), 533-546.
- Fredlund, D. G., & Xing, A. (1994). Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian geotechnical journal*, 31(4), 521-532.
- Fuchs, M., & Tanner, C. (1970). Error analysis of Bowen ratios measured by differential psychrometry. *Agricultural meteorology*, 7, 329-334.
- Gardner, W. R. (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science*, 85(4), 228-232.
- Gardner, W. R. (1960). Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil Science*, 89(2), 63-73.
- Gavin, H., & Agnew, C. (2004). Modelling actual, reference and equilibrium evaporation from a temperate wet grassland. *Hydrological Processes*, 18(2), 229-246.
- Gee, G. W., Felmy, D. G., Ritter, J. C., Campbell, M. D., Downs, J. L., Fayer, M. J., Kirkham, R. R., & Link, S. O. (1993). Field Lysimeter Test Facility status report IV: FY 1993 (pp. 77). United States.
- Gehrels, J. C., Peeters, J. E. M., De Vries, J. J., & Dekkers, M. (1998). The mechanism of soil water movement as inferred from ¹⁸O stable isotope studies. *Hydrological Sciences Journal*, 43(4), 579-594. doi: 10.1080/02626669809492154
- Gilli, É., Mangan, C., & Mudry, J. (2008). *Hydrogéologie: objet, méthodes, applications*: Dunod.
- Grant, D. (1975). Comparison of evaporation measurements using different methods. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(429), 543-550.
- Gray, C. D. (1972). *Manuel des principes d'hydrologie*: Comité national canadien de la Decennie hydrologique internationale.
- Hamon, W. R. (1960). *Estimating potential evapotranspiration*. Massachusetts Institute of Technology.
- Hansen, S. (1984). Estimation of potential and actual evapotranspiration. *Hydrology research*, 15(4-5), 205-212.
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1982). Estimating potential evapotranspiration. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 108(3), 225-230.
- Hartmann, D., L. (1994). *Global Physical Climatology*: Academic Press, San Diego, CA.
- Haubner, S., Reese, A., Brown, T., Claytor, R., & Debo, T. (2001). Georgia stormwater management manual: Volume 2 technical handbook. *Georgia: Atlanta Regional Commission and Georgia Department of Natural Resources—Environmental Protection Division Atlanta*, 844.
- He, Y., Guo, X., & Wilmshurst, J. F. (2007). Comparison of different methods for measuring leaf area index in a mixed grassland. *Canadian Journal of Plant Science*, 87(4), 803-813.

- Hibbert, A. R. (1967). *Forest treatment effects on water yield*: Coweeta Hydrologic Laboratory, Southeastern Forest Experiment Station.
- Hillel, D. (1998). *Environmental soil physics: Fundamentals, applications, and environmental considerations*: Academic press.
- Hillel, D., & De Backer, L. W. (1988). *L'eau et le sol: principes et processus physiques*: Academia Louvain-la-Neuve.
- Hodnett, M., Da Silva, L. P., Da Rocha, H., & Senna, R. C. (1995). Seasonal soil water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture. *Journal of Hydrology*, 170(1-4), 233-254.
- Hogg, E. H., Price, D., & Black, T. (2000). Postulated feedbacks of deciduous forest phenology on seasonal climate patterns in the western Canadian interior. *Journal of Climate*, 13(24), 4229-4243.
- Hopkins, W. G. (2003). *Physiologie végétale*: De Boeck Supérieur.
- Indraratna, B., Fatahi, B., & Khabbaz, H. (2006). Numerical analysis of matric suction effects of tree roots.
- IRDA. (2018). *Guide technique - Gestion raisonnée de l'irrigation* (CRAAQ Ed.).
- Jensen, M. E., Burman, R. D., & Allen, R. G. (1990). *Evapotranspiration and irrigation water requirements*.
- Jensen, M. E., & Haise, H. R. (1963). Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 89, 15-41.
- Jian, S., Zhao, C., Fang, S., & Yu, K. (2015). Effects of different vegetation restoration on soil water storage and water balance in the Chinese Loess Plateau. *Agricultural and Forest Meteorology*, 206, 85-96.
- Jin, T., Fu, B., Liu, G., & Wang, Z. (2011). Hydrologic feasibility of artificial forestation in the semi-arid Loess Plateau of China. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(8), 2519.
- Junqueira, F. F., Wilson, G. W., Nichol, C., & Dunlap, S. (2006). *The influence of climate, vegetation, layer thickness, and material properties for performance of the cover systems at the Golden Sunlight mine*. Paper presented at the Proceedings of the 7th International Conference on Acid Rock Drainage (ICARD).
- Kaluarachchi, J., & Parker, J. (1989). An efficient finite element method for modeling multiphase flow. *Water resources research*, 25(1), 43-54.
- Kharrufa, N. (1985). Simplified equation for evapotranspiration in arid regions. *Beiträge zur Hydrologie*, 5(1), 39-47.
- Kleinmann, R. L. P., Crerar, D., & Pacelli, R. (1981). Biogeochemistry of acid mine drainage and a method to control acid formation. *Min. Eng.(NY);(United States)*, 33(3).
- Knoop, W., & Walker, B. (1985). Interactions of woody and herbaceous vegetation in a southern African savanna. *The Journal of Ecology*, 235-253.

- Koerner, R. M. (2012). *Designing with geosynthetics* (Vol. 1): Xlibris Corporation.
- Konrad, J.-M., & Gabezas, F. A. V. (2008). Caractérisation des particules fines d'un matériau granulaire de fondation par l'essai au bleu de méthylène: GCT-2008-01. Québec: Université Laval.
- Kramer, P. (1983). Water relations of plants. 489 pp. *Academic Press, San Diego*.
- Kuichling, E. (1889). The relation between the rainfall and the discharge of sewers in populous districts. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 20(1), 1-56.
- L'écuyer, M. C., R.P; Aubertin, M. (1992). Propriétés hydrogéotechniques des résidus miniers de Solbec et Cupra, Québec. *Conférence Canadienne de Géotechnique*. Toronto.
- Laborde, J. (2000). Eléments d'hydrologie de surface. *Universités de Nice-Sophia Antipolis*, 192 pp.
- Lagacé, R. (2011). Drainage.
- Launchbaugh, K. (2009). Principles of Vegetation Measurement & Assessment and Ecological Monitoring & Analysis. Repéré à http://www.webpages.uidaho.edu/veg_measure/index.htm
- Lean, J., & Rowntree, P. (1997). Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. *Journal of Climate*, 10(6), 1216-1235.
- Lecarpentier, C. (1975). *L'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques (suite)*. Paper presented at the Annales de géographie.
- Levy, E. B. (1933). The point method for pasture analysis. *NZJ Agri*, 46, 267-279.
- Lhomme, J.-P. (1997). A theoretical basis for the Priestley-Taylor coefficient. *Boundary-Layer Meteorology*, 82(2), 179-191.
- LI-COR. (2004). LI-3100C Area Meter Instruction Manual.
- Li, F., Song, X., Tang, C., Liu, C., Yu, J., & Zhang, W. (2007). Tracing infiltration and recharge using stable isotope in Taihang Mt., North China. *Environmental Geology*, 53(3), 687-696.
- Maeda, E. E., Ma, X., Wagner, F. H., Kim, H., Oki, T., Eamus, D., & Huete, A. (2017). Evapotranspiration seasonality across the Amazon Basin. *Earth System Dynamics*, 8(2), 439.
- Mailhot, A., Bolduc, S., & Guillou, M. (2016). Hydrologie à l'échelle de petits bassins versants agricoles (pp. 150): Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre et Environnement et Ministère de l'Agriculture, des Pêches et de l'Alimentation.
- Makkink, G. (1957). Testing the Penman formula by means of lysimeters. *J. Inst. Water Eng*, 11(3), 277-288.
- Maqsood, A., Bussière, B., & Aubertin, M. (2002). L'hystérésis de sols non saturés utilisés dans les couvertures avec effets de barrière capillaire.

- Maqsoud, A., Bussière, B., Aubertin, M., & Mbonimpa, M. (2006). Modification of the predictive MK model to integrate hysteresis of the water retention curve *Unsaturated Soils 2006* (pp. 2465-2476).
- Maqsoud, A., Bussière, B., Aubertin, M., & Mbonimpa, M. (2012). Predicting hysteresis of the water retention curve from basic properties of granular soils. *Geotechnical and Geological Engineering*, 30(5), 1147-1159.
- Maqsoud, A., Bussière, B., Mbonimpa, M., & Aubertin, M. (2004). *Hysteresis effects on the water retention curve: a comparison between laboratory results and predictive models*. Paper presented at the Proceedings of the 57th Canadian Geotechnical Conference and the 5th Joint CGS-IAH Conference. Quebec City, Que. CGS. Vol. Session A.
- Maqsoud, A., Bussière, B., Mbonimpa, M., Aubertin, M., & Wilson, W. (2007). *Instrumentation and monitoring techniques for oxygen barrier covers used to control acid mine drainage*. Paper presented at the Mining Industry Conference, CIM, Montréal.[CD-ROM].
- Maqsoud, A., Neculita, C. M., Bussière, B., Benzaazoua, M., & Dionne, J. (2016). Impact of fresh tailing deposition on the evolution of groundwater hydrogeochemistry at the abandoned Manitou mine site, Quebec, Canada. *Environmental Science and Pollution Research*, 23(9), 9054-9072.
- Mateer, C. (1955). A Preliminary Estimate of the Average Insolation in Canada 1. *Canadian Journal of Agricultural Science*, 35(6), 579-594.
- Mbonimpa, M., Aubertin, M., Aachib, M., & Bussière, B. (2003). Diffusion and consumption of oxygen in unsaturated cover materials. *Canadian Geotechnical Journal*, 40(5), 916-932.
- Mbonimpa, M., Aubertin, M., Chapuis, R., & Bussière, B. (2002a). Practical pedotransfer functions for estimating the saturated hydraulic conductivity. *Geotechnical and Geological Engineering*, 20(3), 235-259.
- Mbonimpa, M., Aubertin, M., Chapuis, R., & Bussière, B. (2002b). Practical pedotransfer functions for estimating the saturated hydraulic conductivity. *Geotechnical & Geological Engineering*, 20(3), 235-259.
- McCarthy, D. F. (2014). *Essentials of soil mechanics and foundations*: Reston Publishing Company.
- McCully, M. E. (1999). Roots in soil: unearthing the complexities of roots and their rhizospheres. *Annual review of plant biology*, 50(1), 695-718.
- McKay, G. (1960). Evaporation from Weyburn reservoir. *Progress Rept*, 61.
- MEND. (1996). Review of use of an elevated water table as a method to control and reduce acidic drainage from tailing. *MEND Report 2.17.1*.
- MEND, & Aubertin, M. (1995). *Évaluation en laboratoire de barrières sèches construites à partir de résidus miniers*: École Polytechnique de Montréal.

- Merkus, H. G. (2009). *Particle size measurements: fundamentals, practice, quality* (Vol. 17): Springer Science & Business Media.
- Mermoud, A. (2006). Cours de physique du sol: dynamique d el'eau du sol. *Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne*.
- Ministère du Développement durable, d. l. E. e. d. l. L. c. l. c. c. (2017). Manuel de calcul et de conception des ouvrages municipaux de gestion des eaux pluviales (pp. 102).
- Monsi, M. t. (1953). Über den Lichtfaktor in den Pflanzengesellschaften und seine Bedeutung für die Stoffproduktion. *Jpn. J. Bot*, 14, 22-52.
- Monteith, J. (1965a). Evaporation and environment. The state and movement of water in living organisms. Symposium of the society of experimental biology, Vol. 19 (pp. 205-234): Cambridge: Cambridge University Press.
- Monteith, J. L. (1965b). *Evaporation and environment*. Paper presented at the Symp. Soc. Exp. Biol.
- Moore, C. (1974). A comparative study of radiation balance above forest and grassland. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(434), 889-899.
- Moradi, A. B., Carminati, A., Vetterlein, D., Vontobel, P., Lehmann, E., Weller, U., Hopmans, J. W., Vogel, H. J., & Oswald, S. E. (2011). Three-dimensional visualization and quantification of water content in the rhizosphere. *New Phytologist*, 192(3), 653-663.
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water resources research*, 12(3), 513-522.
- Mualem, Y. (1986). Hydraulic conductivity of unsaturated soils: prediction and formulas. *Methods of Soil Analysis: Part 1—Physical and Mineralogical Methods*(methodsofsoilan1), 799-823.
- Musy, A. (2005). Cours" Hydrologie générale". *Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne*.
- Musy, A., & Soutter, M. (1991). *Physique du sol* (Vol. 6): PPUR presses polytechniques.
- Nakanishi, T. M., Okuni, Y., Hayashi, Y., & Nishiyama, H. (2005). Water gradient profiles at bean plant roots determined by neutron beam analysis. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 264(2), 313-317.
- Nepstad, D. C., de Carvalho, C. R., Davidson, E. A., & Jipp, P. H. (1994). The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. *Nature*, 372(6507), 666.
- Nonglait, T. L., & Tiwari, B. (2017). Variability And Interrelationship Between Evaporation And Potential Evapotranspiration. *International Journal of Scientific Research*, 5(10).
- Oakley, R. E. (1987). *Design and performance of earth-lined containment systems*. Paper presented at the Geotechnical practice for waste disposal'87.
- Obojes, N., Bahn, M., Tasser, E., Walde, J., Inauen, N., Hiltbrunner, E., Saccone, P., Lochet, J., Clément, J., & Lavorel, S. (2015). Vegetation effects on the water balance of mountain grasslands depend on climatic conditions. *Ecohydrology*, 8(4), 552-569.

- Ogata, G., Richards, L., & Gardner, W. R. (1960). Transpiration of alfalfa determined from soil water content changes. *Soil Science*, 89(4), 179-182.
- Oke, T. R. (2002). *Boundary layer climates*: Routledge.
- Orava, D., Tremblay, G., Tibble, P., & Nicholson, R. (1997). *Prevention of acid rock drainage through the application of in-pit disposal and elevated water table concepts*. Paper presented at the Proceedings: 4th International Conference on Acid Rock Drainage (ICARD).
- Ouangrawa, M., Aubertin, M., Molson, J., Zagury, G., & Bussière, B. (2005). *An evaluation of the elevated water table concept using laboratory columns with sulphidic tailings*. Paper presented at the Proceedings of Geosask2005, 58th Canadian Geotechnical conference and 6th Joint IAHCNC, Saskatoon.
- Ouangrawa, M., Molson, J., Aubertin, M., Bussière, B., & Zagury, G. (2007). *Predicting the performance of an elevated water table for preventing acid mine drainage*. Paper presented at the Proceedings: 60th Canadian Geotechnical Conference and 8th Joint CGS-IAH-CNC Conference, CD-ROM.
- Ouangrawa, M., Molson, J., Aubertin, M., Bussière, B., & Zagury, G. (2009). Reactive transport modelling of mine tailings columns with capillarity-induced high water saturation for preventing sulfide oxidation. *Applied Geochemistry*, 24(7), 1312-1323.
- Pabst, T. (2011). *Etude expérimentale et numérique du comportement hydro-géochimique de recouvrements placés sur des résidus sulfureux partiellement oxydés*. École Polytechnique de Montréal.
- Pabst, T., Molson, J., Aubertin, M., & Bussière, B. (2017). Reactive transport modelling of the hydro-geochemical behaviour of partially oxidized acid-generating mine tailings with a monolayer cover. *Applied Geochemistry*, 78(Supplement C), 219-233. doi: <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.01.003>
- Paparrizos, S., Maris, F., & Matzarakis, A. (2016). Sensitivity analysis and comparison of various potential evapotranspiration formulae for selected Greek areas with different climate conditions. *Theoretical and Applied Climatology*, 1-15.
- Pédélaborde, P. (1968). Les bilans hydriques. *Cahiers de géographie du Québec*, 12(25), 5-23.
- Penman, H. L. (1948). *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. Paper presented at the Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences.
- Perrier, A. (1975). *Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. I. Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles*. Paper presented at the Annales agronomiques.
- Philander, S. G. (2008). *Encyclopedia of global warming and climate change: AE* (Vol. 1): Sage.
- Philip, J. R. (1966). Plant water relations: some physical aspects. *Annual Review of Plant Physiology*, 17(1), 245-268.

- Picard, D. (1969). Comparaison de L'Enracinement de Quelques Graminees et Legumirieuses se Developpant Sur un Sol Sur Sables Tertiaires de Basse Côte D'Ivoire.
- Porporato, A., Daly, E., & Rodriguez-Iturbe, I. (2004). Soil water balance and ecosystem response to climate change. *The American Naturalist*, 164(5), 625-632.
- Prescott, J. (1940). Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Transactions of the Royal Society of South Australia*, 64(1), 114-118.
- Priestley, C. (1972). *On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters*. Paper presented at the Mon. Weather Rev.
- Ramírez García, J., Almendros García, P., & Quemada Saenz-Badillos, M. (2012). Ground cover and leaf area index relationship in a grass, legume and crucifer crop. *Plant, Soil and Environment*, 58(8), 385-390.
- Richards, B., Peter, P., & Emerson, W. (1983). The effects of vegetation on the swelling and shrinking of soils in Australia. *Geotechnique*, 33(2), 127-139.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5), 318-333.
- Rijtema, P. (1969). Soil moisture forecasting: ICW.
- Risler, E. (1870). Evaporation du sol et des plantes. *Archives des sciences physiques et naturelles*, 42, 220-263.
- Rochette, P., & Dubé, P. (1989). Calibration d'une équation simple pour l'estimation de l'évaporation potentielle. *Le Naturaliste canadien*, 116, 193-203.
- Romanenko, V. (1961). Computation of the autumn soil moisture using a universal relationship for a large area. *Proceedings Ukrainian Hydrometeorological Research Institute (Kiev)*, 3.
- Rose, C., & Sharma, M. (1984). Summary and Recommendations of the Workshop on "Evapotranspiration from plant communities". *Agricultural Water Management*, 8(1-3), 325-342.
- Rosenberry, D. O., Stannard, D. I., Winter, T. C., & Martinez, M. L. (2004). Comparison of 13 equations for determining evapotranspiration from a prairie wetland, Cottonwood Lake area, North Dakota, USA. *Wetlands*, 24(3), 483-497.
- Sarlikioti, V., de Visser, P. H. B., Buck-Sorlin, G. H., & Marcelis, L. F. M. (2011). How plant architecture affects light absorption and photosynthesis in tomato: towards an ideotype for plant architecture using a functional-structural plant model. *Annals of Botany*, 108(6), 1065-1073. doi: 10.1093/aob/mcr221
- Sarsby, R. W. (1998). *Contaminated and derelict land: The proceedings of GREEN 2: the second international symposium on Geotechnics Related to the Environment held in Krakow, Poland, September 1997*: Thomas Telford.
- Schlumberger Water Services. (2014). *Manuel du Diver*.
- Schuster, J. L. (1996). Soil and Vegetation Management: Keys to Water Conservation on Rangeland. *Bulletin/Texas Agricultural Extension Service; no. 6040*.

- Scott, R. L., Shuttleworth, W. J., Goodrich, D. C., & Maddock III, T. (2000). The water use of two dominant vegetation communities in a semiarid riparian ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology*, 105(1), 241-256.
- Sentelhas, P. C., Gillespie, T. J., & Santos, E. A. (2010). Evaluation of FAO Penman–Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. *Agricultural Water Management*, 97(5), 635-644.
- Shah, S., & Edling, R. (2000). Daily evapotranspiration prediction from Louisiana flooded rice field. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 126(1), 8-13.
- Singh, V., & Xu, C. (1997). Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes*, 11(3), 311-323.
- Sjoberg Dobchuk, B., Wilson, G., & Aubertin, M. (2003). *Evaluation of a single-layer desulphurized tailings cover*. Paper presented at the Proceedings of 6th International Conference on Acid Rock Drainage (ICARD): Application and Sustainability of Technologies, Cairns, Australia.
- Smith, M., Segeren, A., Santos Pereira, L., Perrier, A., & Allen, R. (1991). Report on the Expert Consultation on Procedures for Revision of FAO Guidelines for Prediction of Crop Water Requirements. Rome, Italy, 28-31 May 1990.
- Soutter, C., Petitat, N. P., Lachal, B. M., & Pampaloni, E. (1998). Appareil de mesure du rapport de Bowen (gradients thermique et d'humidité) pour la détermination de l'évapotranspiration.
- Syu, M.-R., Lee, P.-H., Leou, T.-M., & Shen, Y. (2016). Solar Irradiance and Pan Evaporation Estimation from Meteorological Satellite Data. *Terrestrial, Atmospheric & Oceanic Sciences*, 27(2).
- Tabacchi, E., Lambs, L., Guilloy, H., Planty-Tabacchi, A. M., Muller, E., & Decamps, H. (2000). Impacts of riparian vegetation on hydrological processes. *Hydrological Processes*, 14(16-17), 2959-2976.
- Tabari, H., Grismer, M. E., & Trajkovic, S. (2013). Comparative analysis of 31 reference evapotranspiration methods under humid conditions. *Irrigation Science*, 31(2), 107-117.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38(1), 55-94.
- Tomar, A. S. (2016). Performance of radiation-based reference evapotranspiration equation developed for Indian sub-humid conditions. *Journal of Agrometeorology*, 18(1), 76.
- Trajkovic, S., & Kolakovic, S. (2009). Wind-adjusted Turc equation for estimating reference evapotranspiration at humid European locations. *Hydrology research*, 40(1), 45-52.
- Turner, K. M. (1991). ANNUAL EVAPOTRANSPIRATION OF NATIVE VEGETATION IN A MEDITERRANEAN-TYPE CLIMATE. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 27(1), 1-6.

- Tyree, M., & Yianoulis, P. (1980). The site of water evaporation from sub-stomatal cavities, liquid path resistances and hydroactive stomatal closure. *Annals of Botany*, 46(2), 175-193.
- Urrutia-Jalabert, R., Malhi, Y., & Lara, A. (2017). Soil respiration and mass balance estimation of fine root production in *Fitzroya cupressoides* forests of southern Chile. *Ecosphere*, 8(4).
- Valipour, M., Sefidkouhi, M. A. G., & Raeini, M. (2017). Selecting the best model to estimate potential evapotranspiration with respect to climate change and magnitudes of extreme events. *Agricultural Water Management*, 180, 50-60.
- Van Genuchten, M. T. (1980a). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, 44(5), 892-898.
- van Genuchten, M. T. (1980b). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils 1. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892-898.
- van Genuchten, M. v., Leij, F., & Yates, S. (1991). The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils.
- Vick, S. G. (1990). *Planning, design, and analysis of tailings dams*: BiTech.
- Vivoni, E. R., Rinehart, A. J., Méndez-Barroso, L. A., Aragón, C. A., Bisht, G., Cardenas, M. B., Engle, E., Forman, B. A., Frisbee, M. D., & Gutiérrez-Jurado, H. A. (2008). Vegetation controls on soil moisture distribution in the Valles Caldera, New Mexico, during the North American monsoon. *Ecohydrology*, 1(3), 225-238.
- Wang, S., Fu, B., Gao, G., Liu, Y., & Zhou, J. (2013). Responses of soil moisture in different land cover types to rainfall events in a re-vegetation catchment area of the Loess Plateau, China. *Catena*, 101, 122-128.
- WMO. (2008). *Guide to Hydrological Practices Hydrology – From Measurement to Hydrological Information* (Vol. 1).
- Xu, & Singh, V. (2000). Evaluation and generalization of radiation-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 14(2), 339-349.
- Xu, C.-Y., & Singh, V. P. (2002). Cross Comparison of Empirical Equations for Calculating Potential Evapotranspiration with Data from Switzerland. *Water Resources Management*, 16(3), 197-219. doi: 10.1023/a:1020282515975
- Xu, C. Y., & Singh, V. (2001). Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*, 15(2), 305-319.
- Xystrakis, F., & Matzarakis, A. (2010). Evaluation of 13 empirical reference potential evapotranspiration equations on the island of Crete in southern Greece. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 137(4), 211-222.
- Yan, H., & Shugart, H. H. (2010). An air relative-humidity-based evapotranspiration model from eddy covariance data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D16).

- Yan, H., Wang, S., Billesbach, D., Oechel, W., Zhang, J., Meyers, T., Martin, T., Matamala, R., Baldocchi, D., & Bohrer, G. (2012). Global estimation of evapotranspiration using a leaf area index-based surface energy and water balance model. *Remote Sensing of Environment*, *124*, 581-595.
- Yan, H., Yu, Q., Zhu, Z. C., Myneni, R. B., Yan, H. M., Wang, S. Q., & Shugart, H. H. (2013). Diagnostic analysis of interannual variation of global land evapotranspiration over 1982–2011: Assessing the impact of ENSO. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(16), 8969-8983.
- Yang, D., Shao, W., Yeh, P. J. F., Yang, H., Kanae, S., & Oki, T. (2009). Impact of vegetation coverage on regional water balance in the nonhumid regions of China. *Water resources research*, *45*(7).
- Yang, L., Chen, L., & Wei, W. (2015). Effects of vegetation restoration on the spatial distribution of soil moisture at the hillslope scale in semi-arid regions. *Catena*, *124*, 138-146.
- Yang, L., Wei, W., Chen, L., Jia, F., & Mo, B. (2012). Spatial variations of shallow and deep soil moisture in the semi-arid Loess Plateau, China. *Hydrology and Earth System Sciences*, *16*(9), 3199.
- Young, I. (1995). Variation in moisture contents between bulk soil and the rhizosphere of wheat (*Triticum aestivum* L. cv. Wembley). *New Phytologist*, *130*(1), 135-139.
- Zhai, L., Feng, Q., Li, Q., & Xu, C. (2010). Comparison and modification of equations for calculating evapotranspiration (ET) with data from Gansu Province, Northwest China. *Irrigation and Drainage*, *59*(4), 477-490.
- Zhang, L., Dawes, W., & Walker, G. (2001). Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water resources research*, *37*(3), 701-708.

APPENDICE A

COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DU RECOUVREMENT
MONOCOUCHE

A.1 Mesures de la TEV

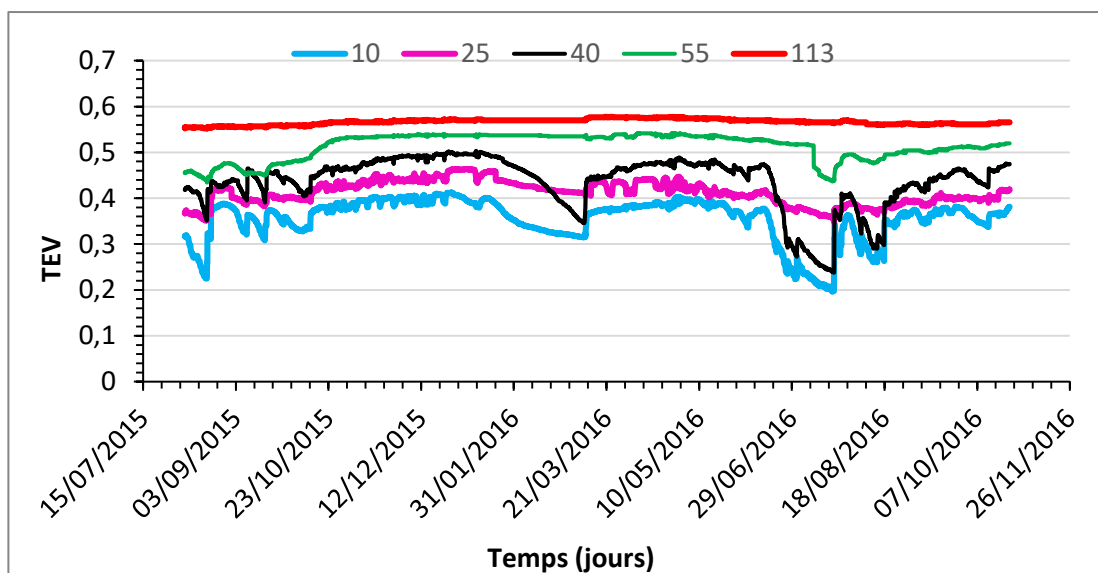


Figure A.1

TEV mesurées au niveau de la station 3.

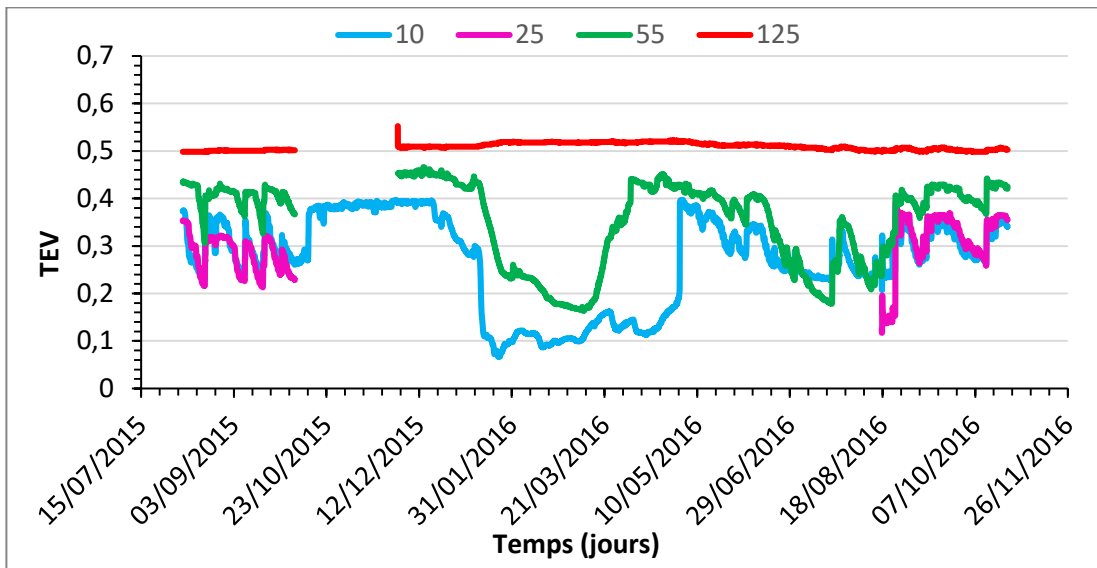


Figure A.2 : TEV mesurées au niveau de la station 4

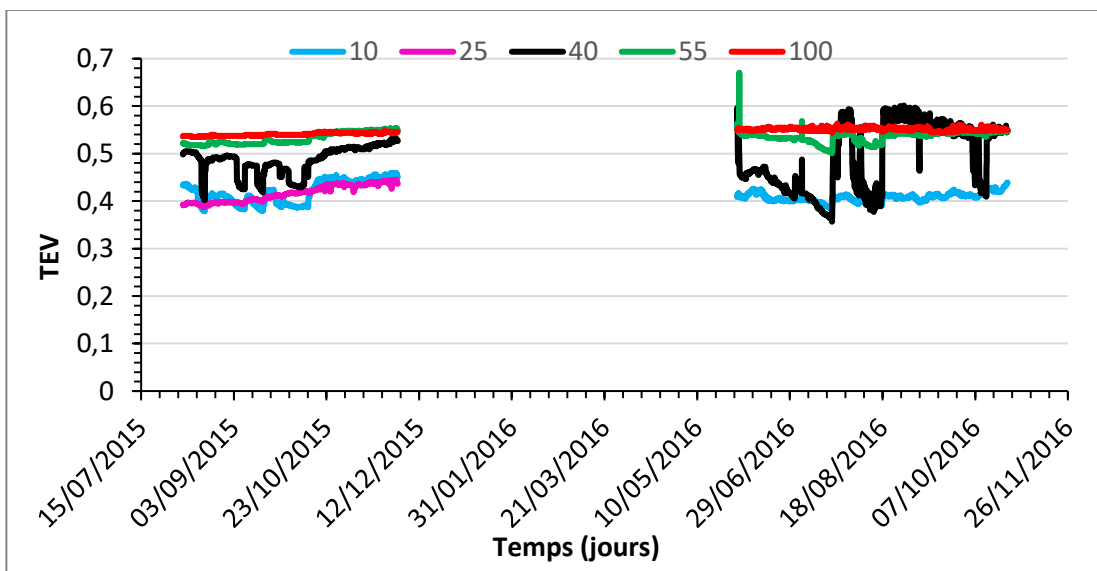


Figure A.3 : TEV mesurées au niveau de la station 5

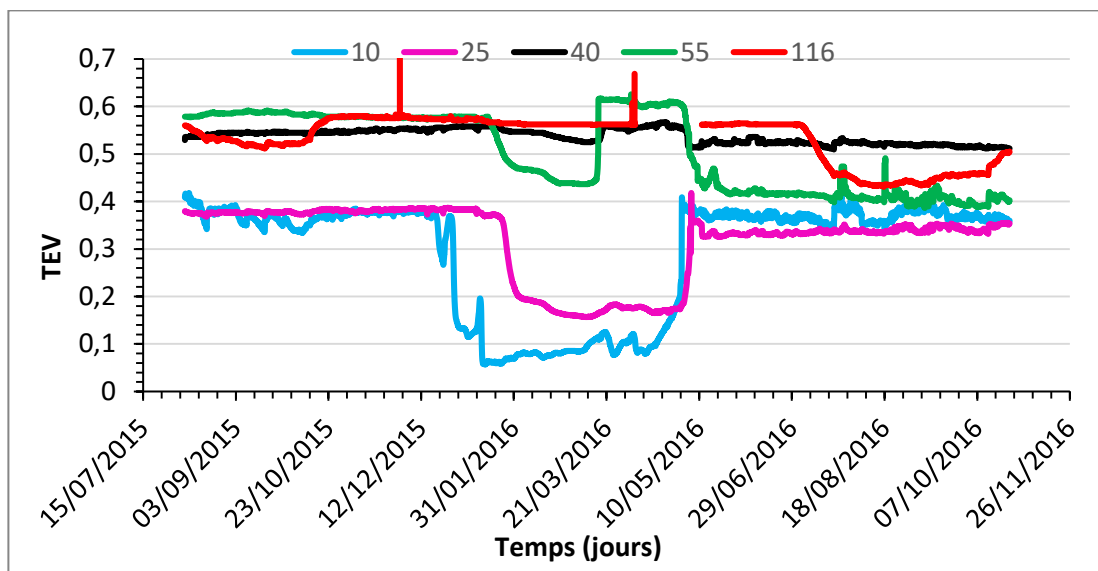


Figure A.4 : TEV mesurées au niveau de la station 6

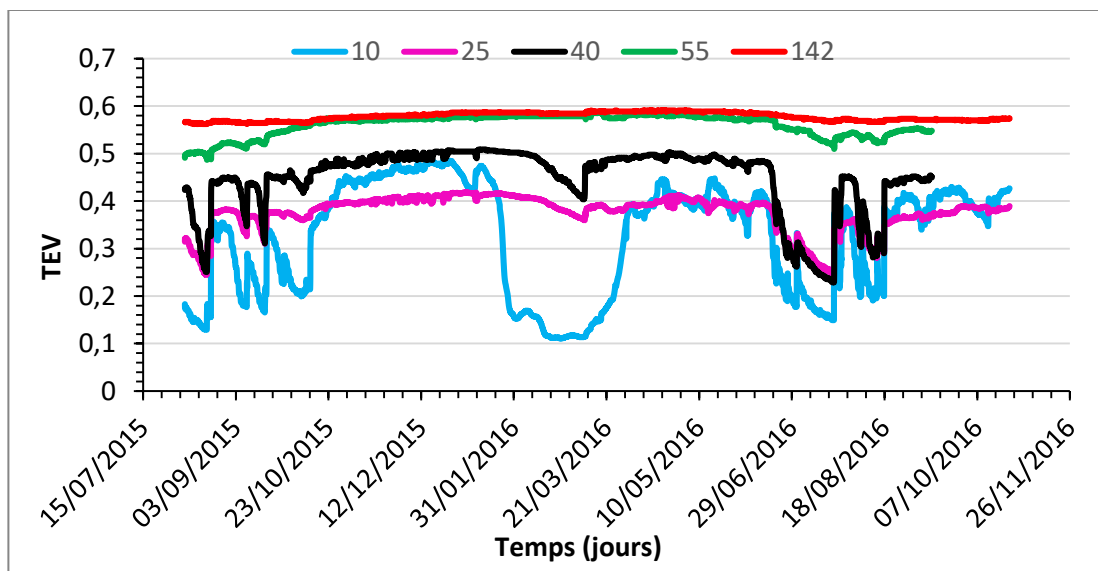


Figure A.5 : TEV mesurées au niveau de la station 7.

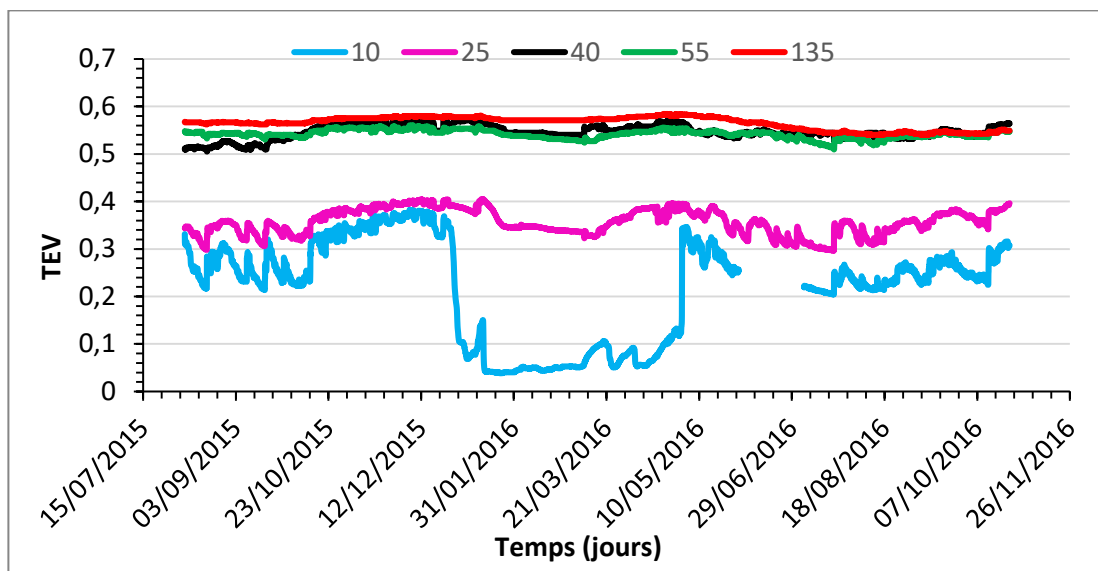


Figure A.6 : TEV mesurées au niveau de la station 8.

A.2 Mesures de la succion

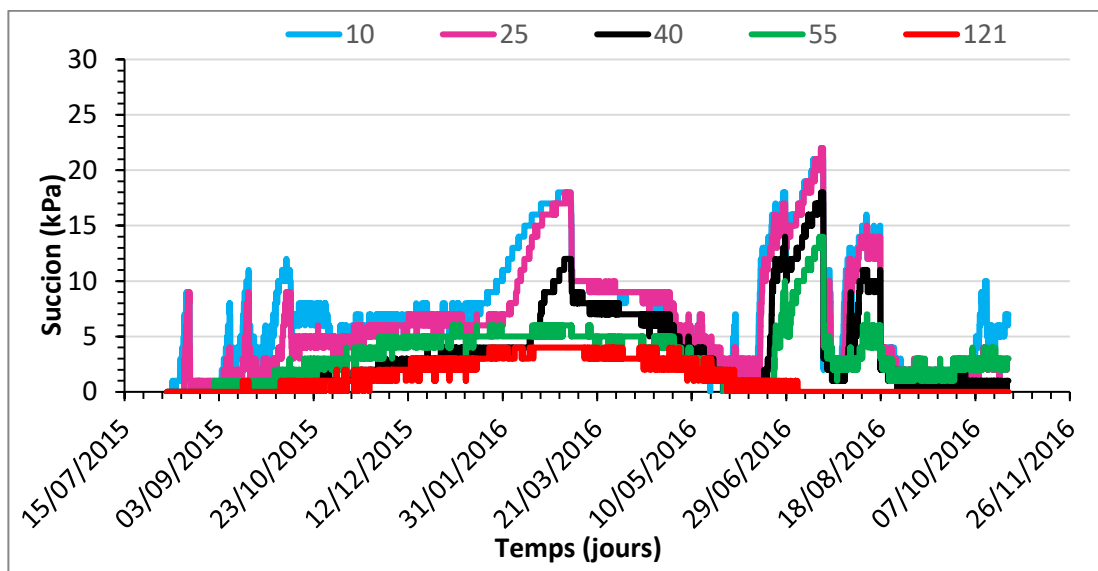


Figure A.7 : Succions mesurées au niveau de la station 3

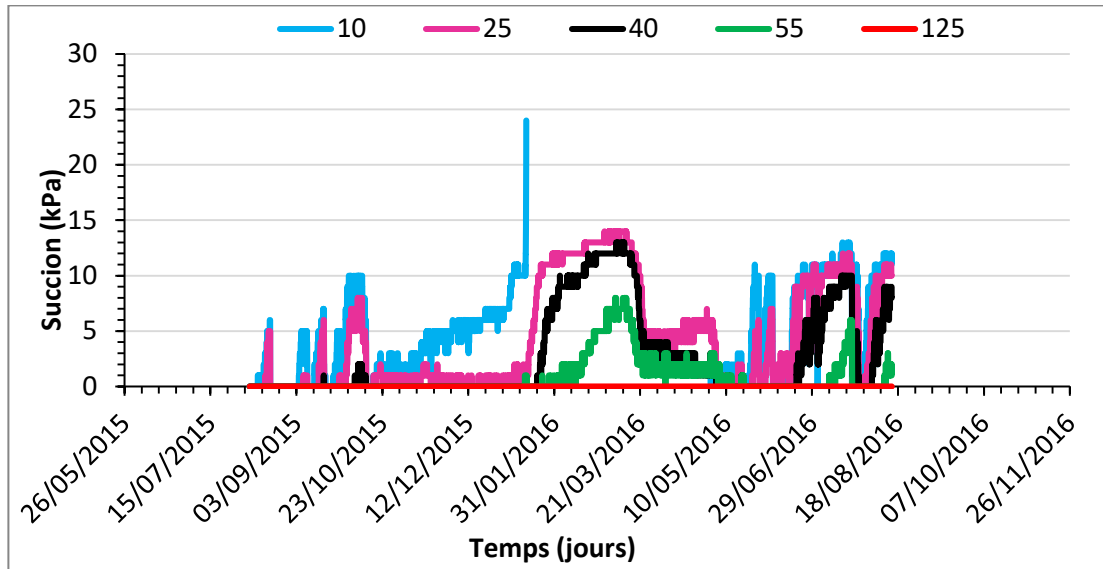


Figure A.8 : Succions mesurées au niveau de la station 4

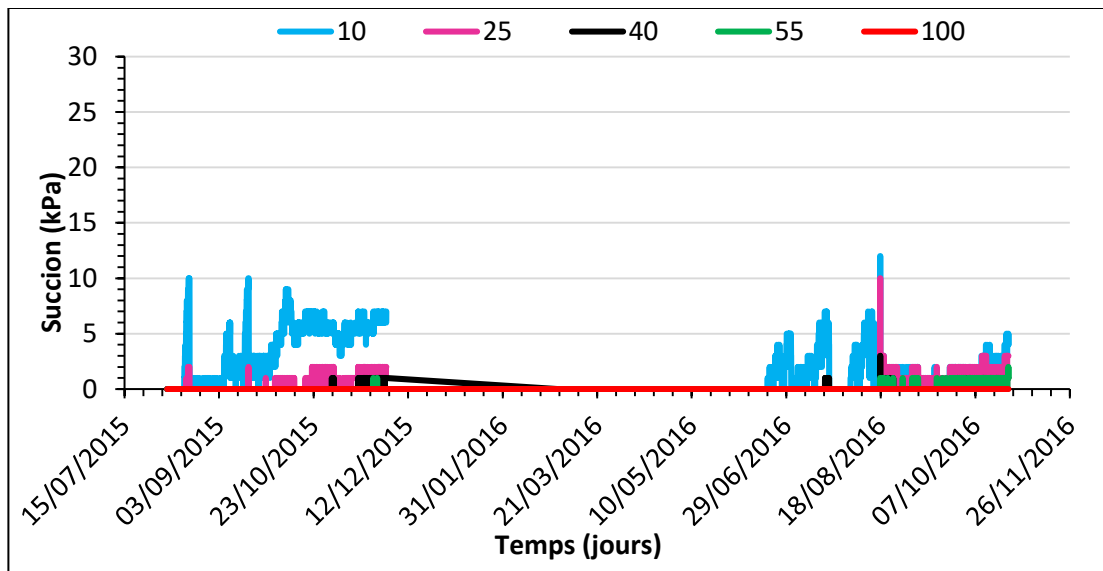


Figure A.9 : Succions mesurées au niveau de la station 5

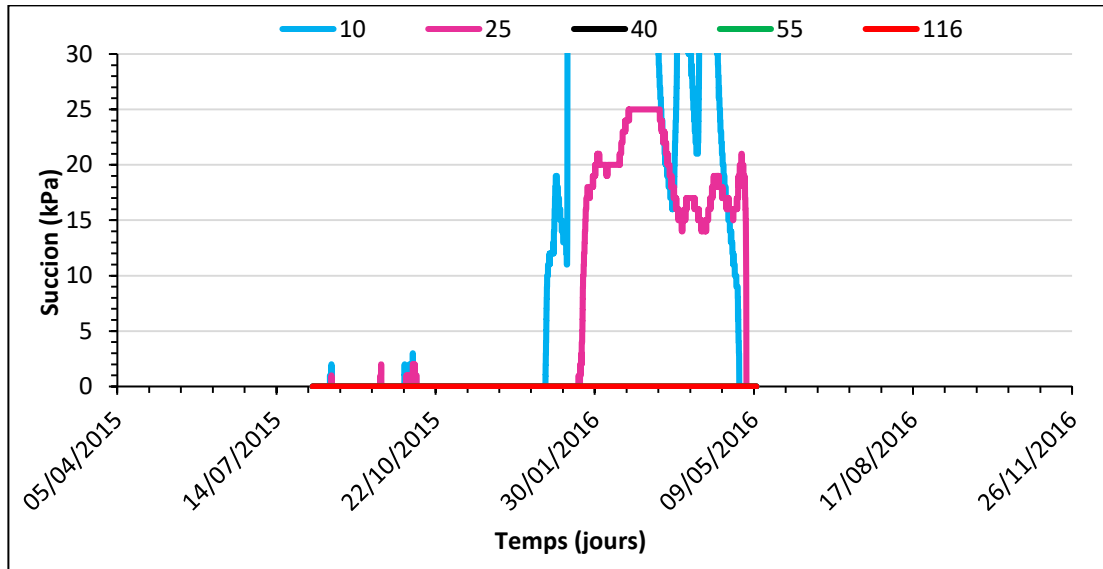


Figure A.10 :Succions mesurées au niveau de la station 6.

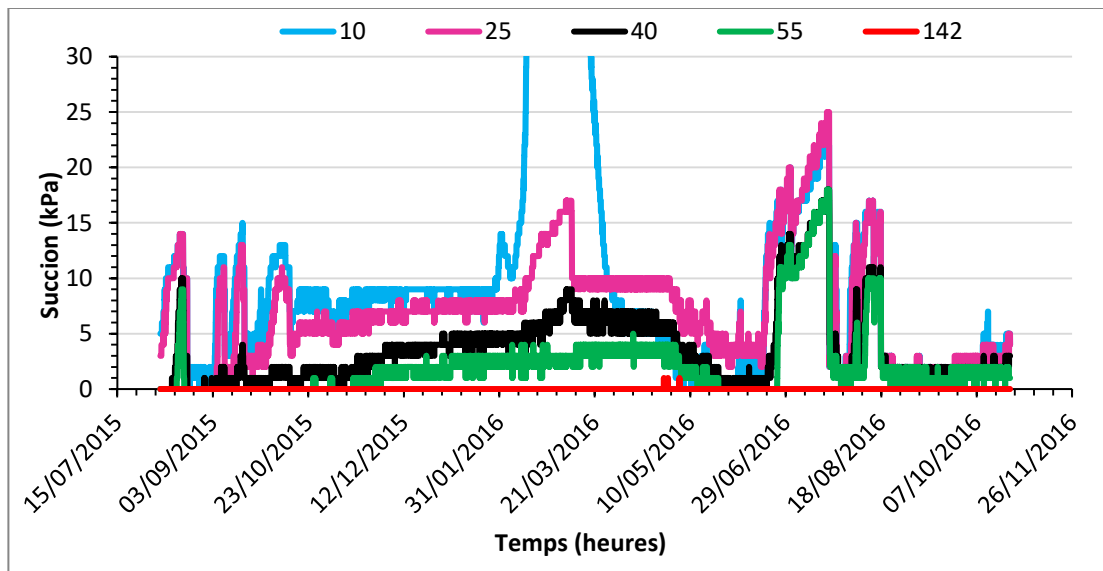


Figure A.11 : Succions mesurées à la station 7.

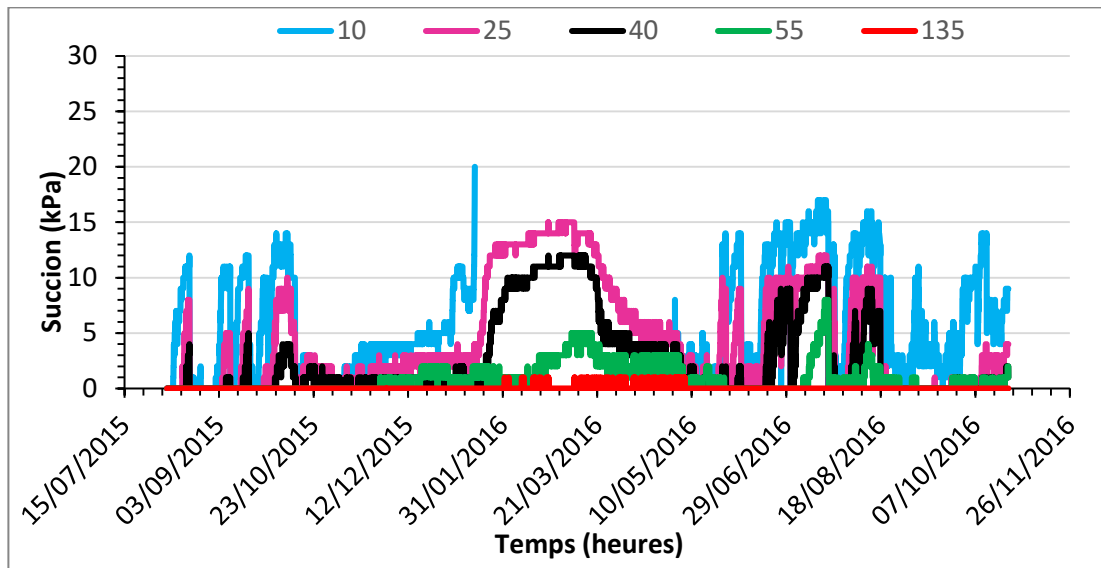


Figure A.12 : Succions mesurées à la station 8.

A.3 Niveau de la nappe

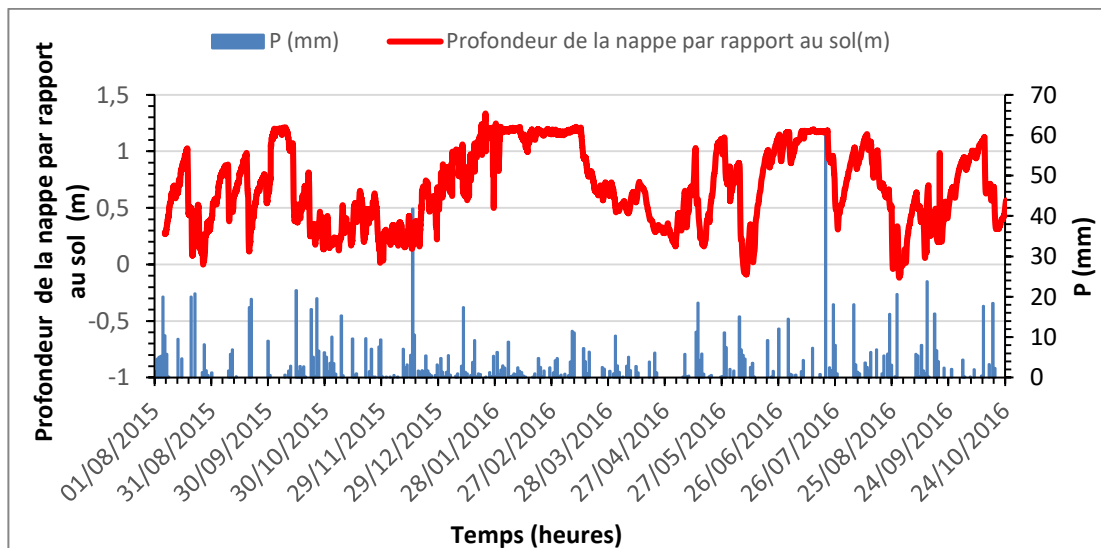


Figure A.13 : Profondeur de la nappe par rapport au sol dans la pointe filtrante 2 (stations 3 et 4).

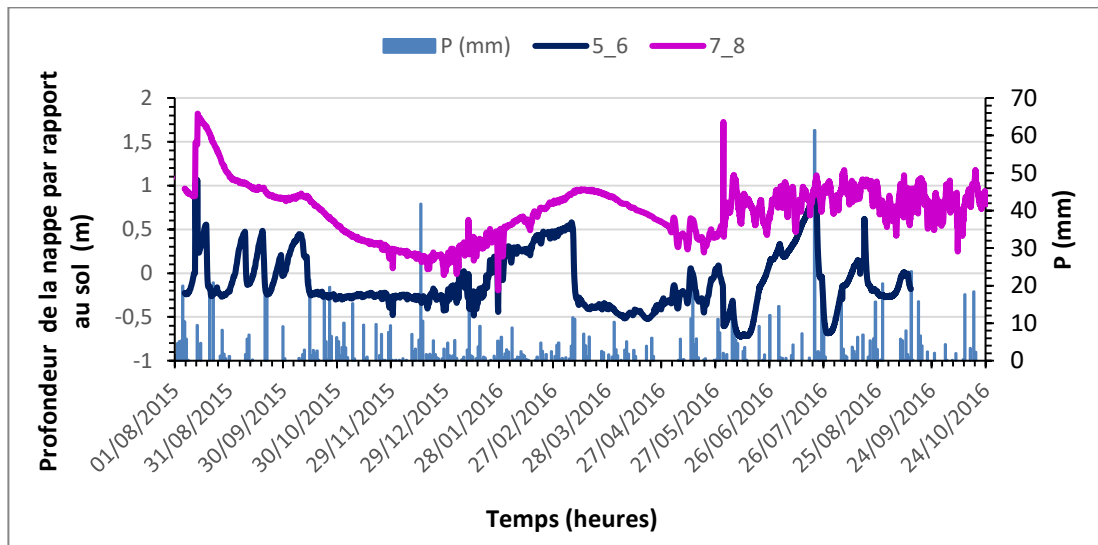


Figure A.14 : Profondeur de la nappe par rapport au sol dans les pointes filtrantes 3 (stations 5 et 6) et 4 (stations 7 et 8).

APPENDICE B

EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

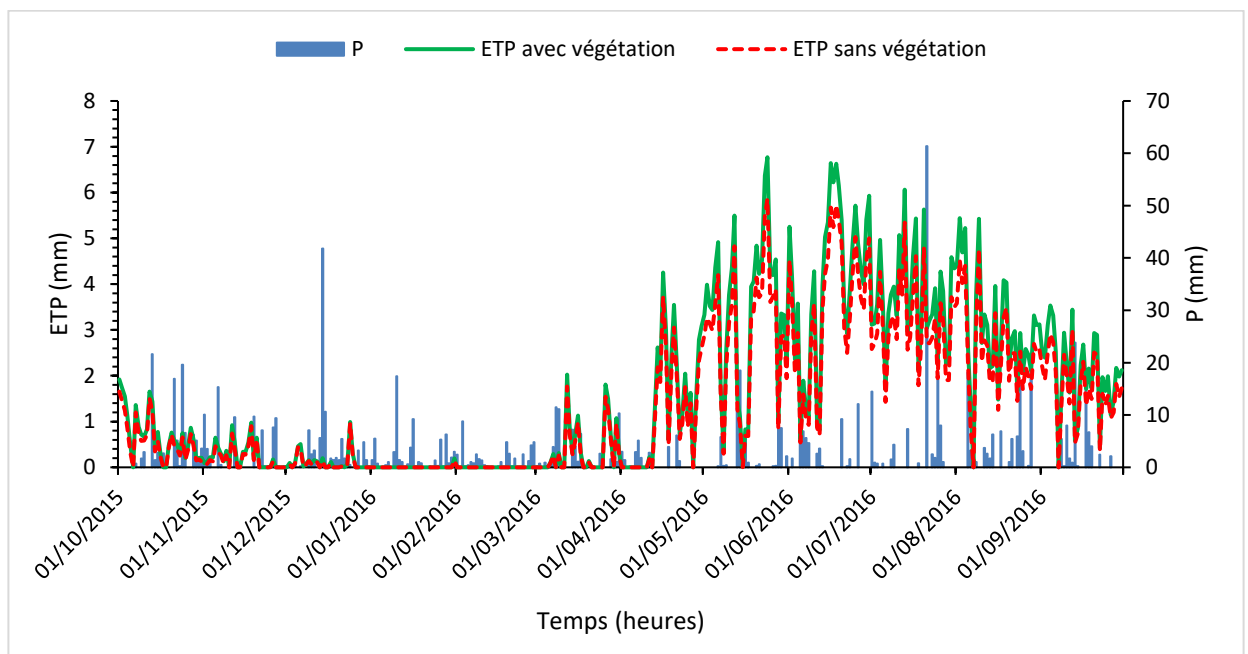


Figure B.15 : ETP horaire calculée par la méthode FAO 56 PM dans les parties avec et sans végétation du parc 2 du site Manitou, pendant une année (Octobre 2015 à Septembre 2016).

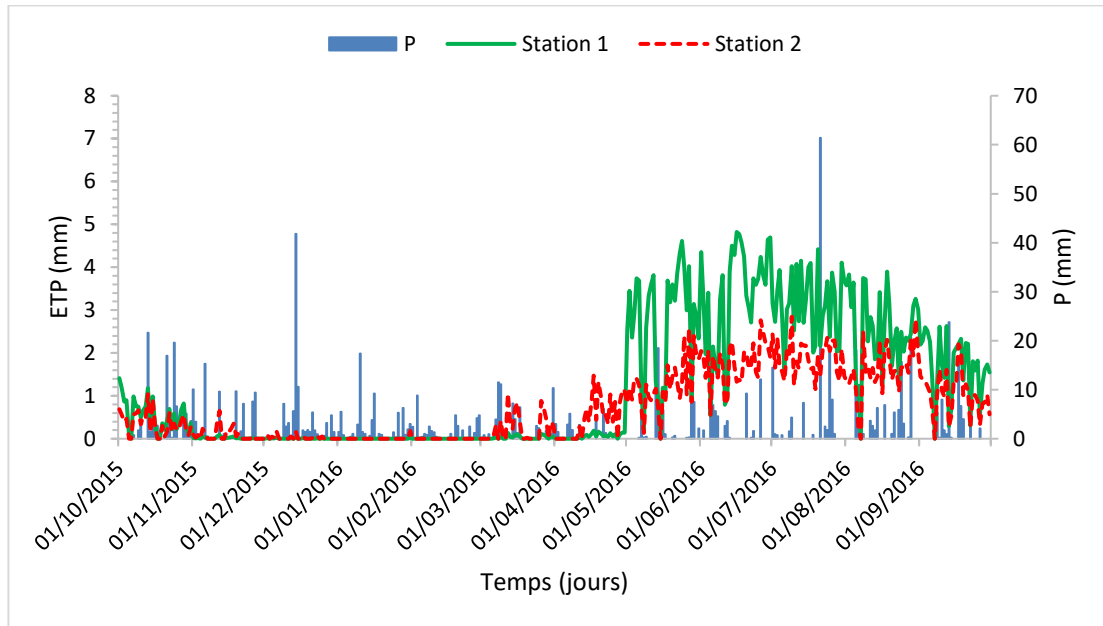


Figure B.16 : ETP horaire calculée par le modèle ARTS dans les stations 1 et 2, pendant une année (Octobre 2015 à Septembre 2016).

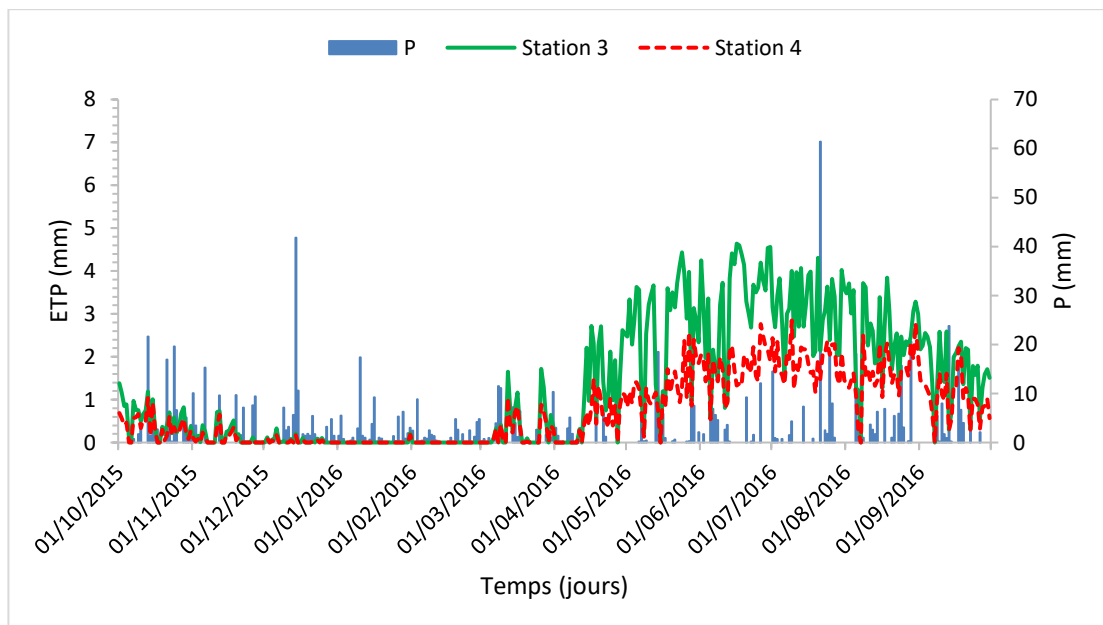


Figure B.17 : ETP horaire calculée par le modèle ARTS dans les stations 3 et 4, pendant une année (Octobre 2015 à Septembre 2016).

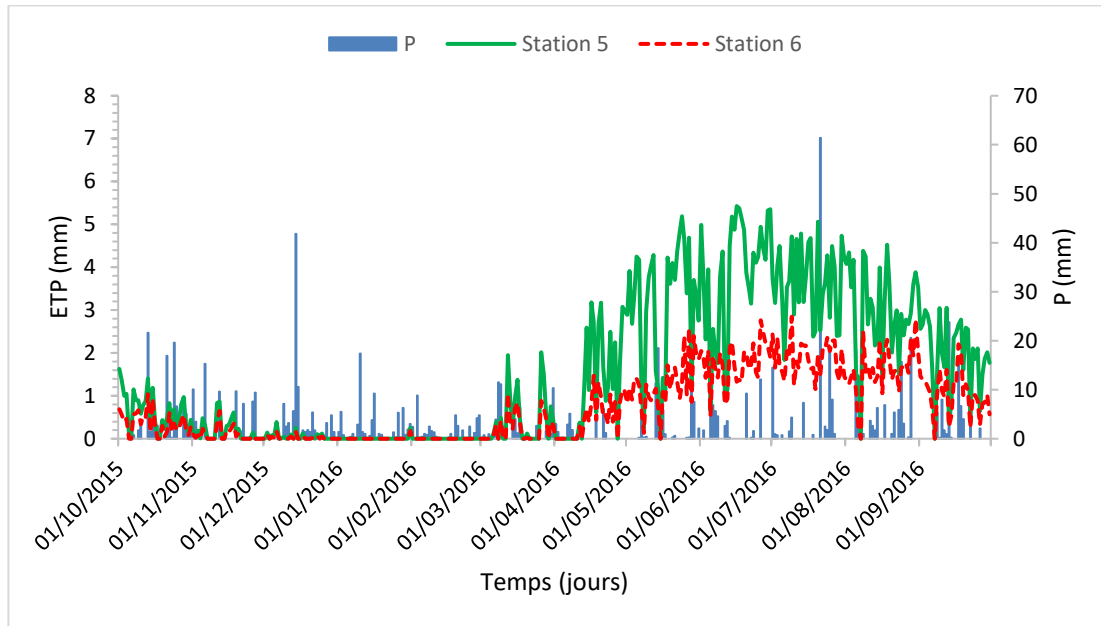


Figure B.18 : ETP horaire calculée par le modèle ARTS dans les stations 5 et 6, pendant une année (Octobre 2015 à Septembre 2016).

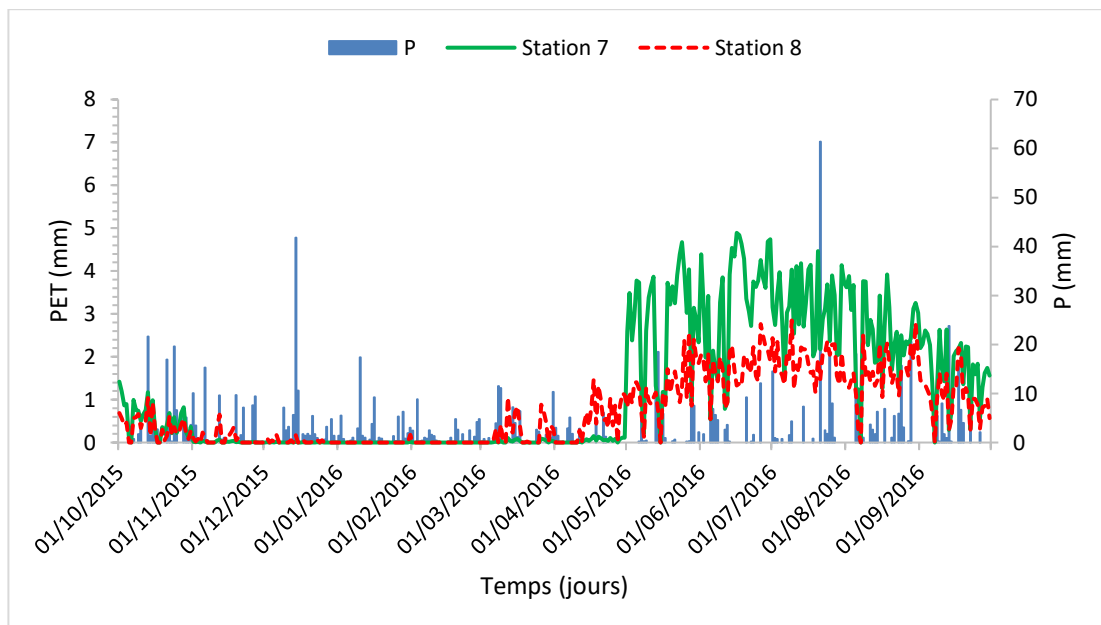


Figure B.19 : ETP horaire calculée par le modèle ARTS dans les stations 7 et 8, pendant une année (Octobre 2015 à Septembre 2016).

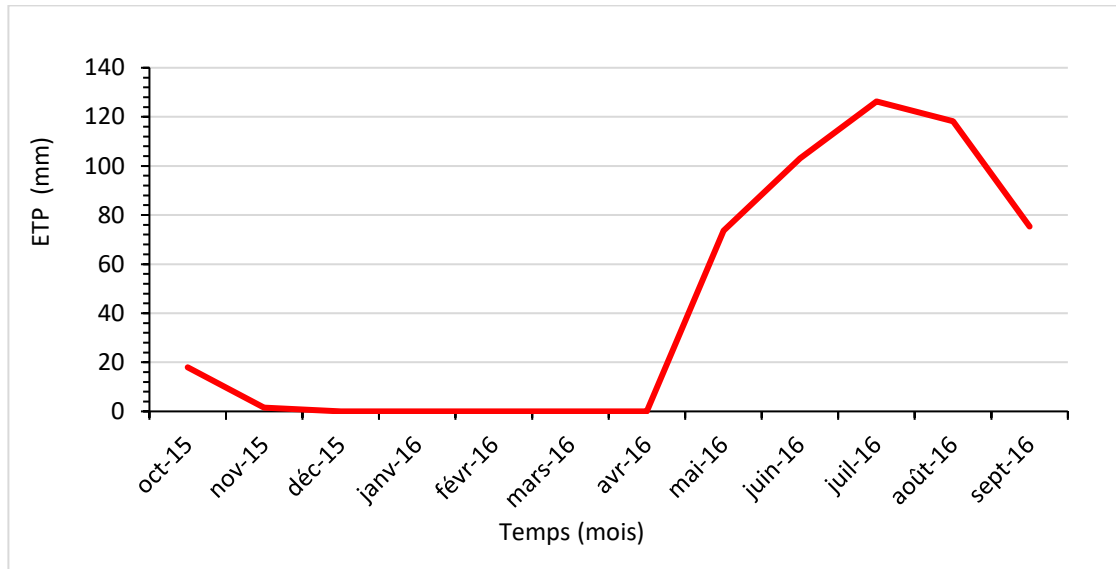


Figure B.20 : ETP mensuelle calculée par la méthode de Thornthwaite, , pendant une année (Octobre 2015 à Septembre 2016).

APPENDICE C

COURBES DE CALIBRATION DES SONDÉS DE TEV

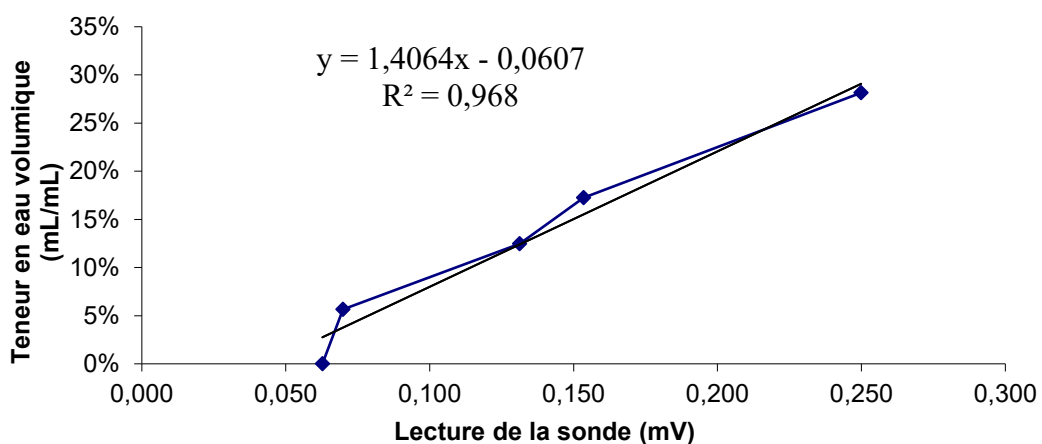


Figure C.21 : Courbe de calibration des sondes de TEV pour la station 4.

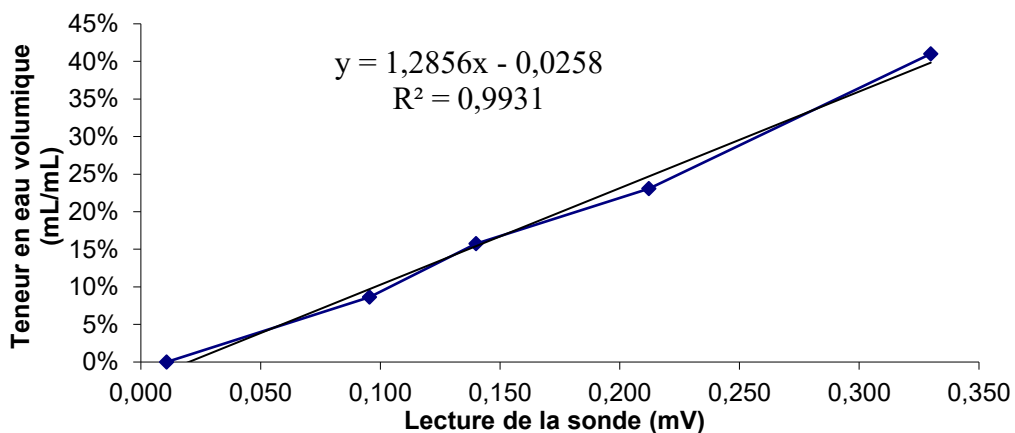


Figure C.22 : Courbe de calibration des sondes de TEV pour la station 5.

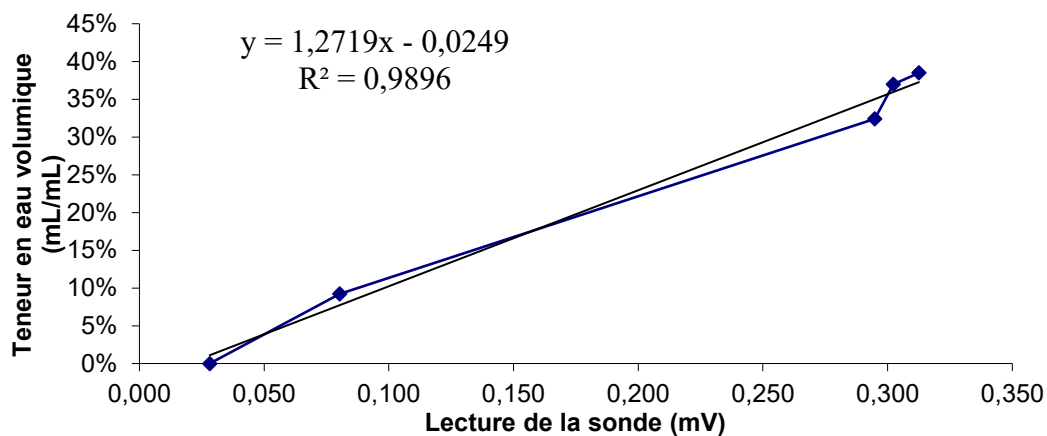


Figure C.23 : Courbe de calibration des sondes de TEV pour la station 7.

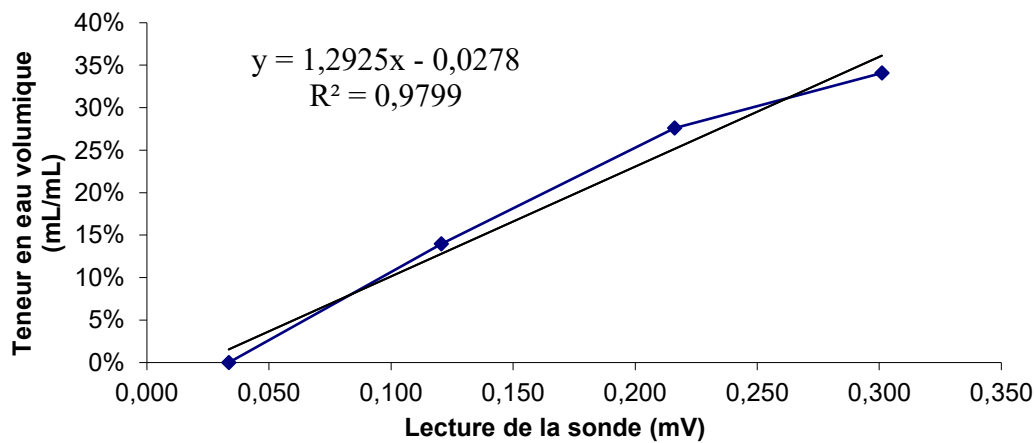


Figure C.24 : Courbe de calibration des sondes de TEV pour la station 8.