



CONTRIBUTION DE ECOLE DES PONTS PARISTECH – U.R. NAVIER/CERMES

Résultats issus des travaux sur modèle physique, orientés vers une modélisation numérique des échanges hydriques et thermiques à l'interface sol-atmosphère

An-Ninh TA, Yu-Jun CUI et Anh-Minh TANG

Rapport final Fondation MAIF
ALEA ET RISQUE SECHERESSE
Armines – Centre de Géosciences,
coordonnateur
Janvier 2009



Rapport final Fondation MAIF
ALEA ET RISQUE SECHERESSE
Armines – Centre de Géosciences,
coordonnateur
Janvier 2009



SOMMAIRE

1.	INTRODUCTION	117
2.	CHAMBRE ENVIRONNEMENTALE	117
2.1	Description de la chambre environnementale	118
2.2	Matériau et procédure expérimentale	121
2.3	Etudes expérimentales	125
2.3.1	<i>Saturation</i>	125
2.3.2	<i>Discussion</i>	130
2.3.3	<i>Détermination de la conductivité hydraulique et des propriétés de rétention d'eau.</i>	132
2.4	Essais de compressibilité et mesure de conductivité thermique	134
2.4.1	<i>Compressibilité à l'oedomètre à succion contrôlée</i>	134
2.4.2	<i>Conductivité thermique</i>	137
3.	DEVELOPPEMENT D'UNE APPROCHE POUR DECRIRE LE PROCESSUS D'EVAPORATION	138
3.1	Développement théorique	138
3.1.1	<i>Conditions physiques nécessaires pour l'évaporation (Musy et Higy, 2004)</i>	138
3.1.2	<i>Processus d'évaporation et ses propriétés</i>	140
3.1.3	<i>Propriétés de l'air : gradients de l'humidité et de la température à l'interface sol- atmosphère</i>	147
3.1.4	<i>Evaluation de l'évaporation _ Première approche : sans résistance à la surface</i>	148
3.1.5	<i>Evaluation de l'évaporation _ Deuxième approche : avec les résistances/surface d'eau disponible</i>	151
3.1.6	<i>Evaluation de l'évaporation _ Méthode succion</i>	162
3.2	Développement du dispositif pour le séchage	169
3.3	Analyses des résultats	173
4.	CONCLUSIONS	174
4.1	Préparation de la chambre environnementale et le processus d'infiltration	174
4.2	Développement d'une approche de description de l'évaporation	174
4.3	Développement expérimental de l'essai de séchage	175
5.	LISTE DES SYMBOLES UTILISES	176
6.	REFERENCES	179

Rapport final Fondation MAIF
ALEA ET RISQUE SECHERESSE
Armines – Centre de Géosciences,
coordonnateur
Janvier 2009



1. INTRODUCTION

Dans le projet, l'Ecole des Ponts-ParisTech, U.R. Navier/CERMES participe à la réalisation des tâches 1, 3, 5, et 8 :

Dans la tâche 1, la contribution de l'UR Navier/CERMES a concerné une synthèse bibliographique sur le facteur environnemental (atmosphère) intervenant dans le phénomène de retrait-gonflement des sols. Cette synthèse a été intégrée dans la synthèse générale par le partenaire Armines/Centre de Géosciences.

Dans la tâche 3, l'UR Navier/CERMES est chargée de déterminer les paramètres d'une argile gonflante, de l'argile verte de Romainville compactée en l'occurrence, qui concernent les propriétés de rétention d'eau, de perméabilité, de compressibilité et de conductivité thermique.

Dans la tâche 5, l'UR Navier/CERMES étudie l'influence des échanges à l'interface « sol – atmosphère » sur le profil hydrique du sol, tant au niveau expérimental qu'au niveau numérique. Dans le projet défini initialement, l'UR Navier/CERMES a proposé de développer un modèle physique de laboratoire avec contrôle des conditions climatiques et suivi du tassement, de la succion, de la teneur en eau et de la température du sol. Les résultats sont à utiliser pour la validation d'un modèle numérique permettant de mettre en évidence les phénomènes de tassements différentiels, responsables des dommages aux structures. Or, les premiers résultats obtenus sur le modèle physique ont montré la nécessité d'approfondir la connaissance sur le comportement de l'interface sol-atmosphère en développant une approche plus physique que les approches existantes, prenant la succion à la surface du sol comme variable clé dans le processus d'évaporation. C'est ainsi qu'on a décidé lors de la dernière réunion plénière de remplacer le travail numérique prévu par un travail de développement d'une nouvelle approche.

La tâche 8 concerne les recommandations pour le diagnostic « sécheresse » et l'appréciation des facteurs de prédisposition des formations argileuses aux variations hygrométriques extrêmes ainsi que la rédaction de documents d'information préventive. Cette tâche est réalisée en commun sous la coordination du partenaire Armines/Centre de Géosciences.

Ce rapport présente l'ensemble des résultats obtenus par l'UR Navier/CERMES dans le cadre des tâches 3 et 5.

2. CHAMBRE ENVIRONNEMENTALE

On a commencé la tâche 5 par le développement d'un modèle physique : une chambre environnementale. Un massif d'argile verte de Romainville compactée, d'une dimension de 800x1000x1000 mm, est instrumenté de plusieurs types de capteurs pour les suivis de succion, de teneur en eau, de température, de déformation, etc. Ce massif est soumis à des conditions climatiques contrôlées : précipitation, vitesse du courant d'air, température de l'air etc.

2.1 DESCRIPTION DE LA CHAMBRE ENVIRONNEMENTALE

La chambre environnementale développée est schématisée sur la Figure 2.1.1 et une photo est présentée sur la Figure 2.1.2. La taille de la chambre environnementale est de 800 mm de largeur, 1000 mm de longueur et 1550 mm de hauteur. Les quatre plaques acryliques sont assemblées par colle époxy aux quatre coins. Le fond de la chambre environnementale est fixé par une plaque de PVC (30 mm d'épaisseur). En haut, une plaque acrylique est placée comme couvercle. Le système est renforcé par quatre barres métalliques aux coins et confiné par plusieurs barres métalliques latérales afin d'assurer une résistance suffisante contre la pression latérale exercée par le massif de sol durant l'humectation. Enfin une colle de silicone a été utilisée pour sceller les joints entre les plaques afin d'assurer l'étanchéité.

Les capteurs utilisés sont présentés sur le Tableau 2.1.1 et leurs positions sont montrées sur la Figure 2.1.1. L'emplacement des capteurs de déplacement LVDT (LV) est montré sur la Figure 2.1.1b. Cinq capteurs ThetaProbe (TP) et cinq capteurs ECH₂O-TE (EC) sont placés par paire tous les 200 mm dans le sol mais sur les deux côtés opposés afin de suivre les variations de la teneur en eau volumique (Figure 2.1.1c). Cette figure montre également la position des 10 capteurs de température (PT) qui sont disposés tous les 100 mm sur la hauteur de la chambre environnementale. La position des tensiomètres de haute capacité (TS) et des capteurs de mesure d'humidité relative (RS) est indiquée sur la Figure 2.1.1d (section B-B). Chaque type de capteur est installé tous les 200 mm sur les deux côtés permettant, pour chaque type, une mesure tous les 100 mm. Les psychromètres (PS) sont installés de la même façon (Figure 2.1.1e, section C-C).

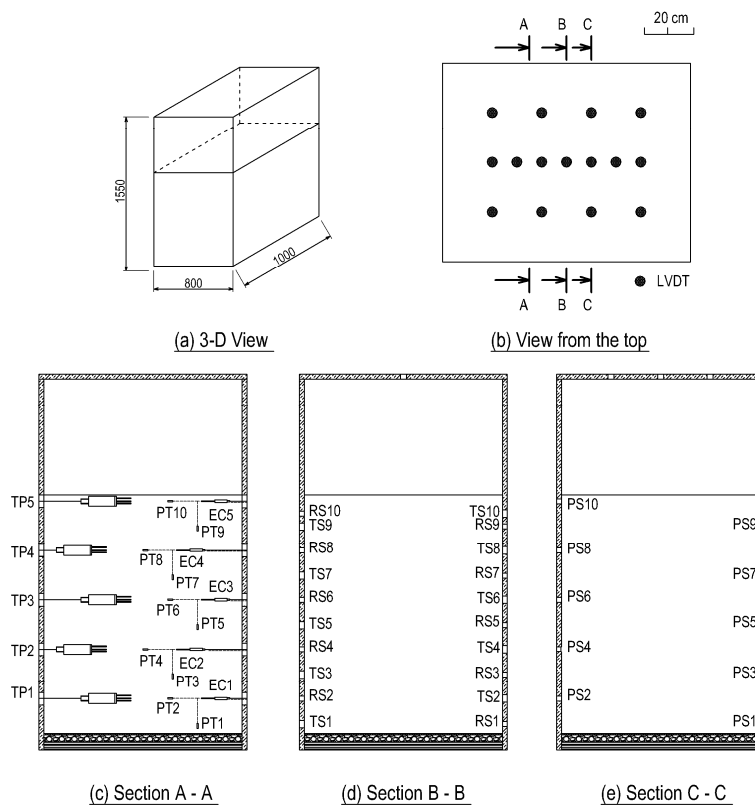


Figure 2.1.1 : Vue schématique de la chambre environnementale



Figure 2.1.2 : Côté avant de la chambre environnementale

Le détail des pièces d'adaptation conçues pour l'installation des capteurs est présenté sur la Figure 2.1.3. Les supports pour les capteurs TP, EC et PT (Figure 2.1.3a) sont similaires ; ils assurent l'étanchéité au niveau du passage des câbles. Le capteur RS mesure l'humidité relative dans une petite chambre (Figure 2.1.3b) communiquant avec le sol à travers une pierre poreuse métallique. Quant aux capteurs TS (Figure 2.1.3c), ils sont mis en contact direct avec le sol.

Le système d'eau comprend le distributeur de pluie et le système de drainage. Pour le premier, quatre tubes perforés ont été fixés sous le couvercle. Ces tubes ont été connectés à un robinet du système d'eau du laboratoire à travers un volumètre d'une précision de $\pm 50 \times 10^{-6} \text{ m}^3$ et un débitmètre d'une précision de $\pm 1,5 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$. Avec ce système, le débit est contrôlé et une pluie relativement homogène peut être simulée. En ce qui concerne le système de drainage, le sol a été compacté, sur une couche de gravier ($d = 2 - 5 \text{ mm}$) de 30 mm d'épaisseur, et séparé par une couche de géotextile de 1 mm d'épaisseur. Deux sorties proches du fond ont été conçues pour le drainage.

Tableau 2.1.1 : Capteurs utilisés dans l'étude

Nom	Type	Fabricant	Modèle	Paramètre mesuré	Etendue de mesure	Précision	Numéro	Position	Référence
TS	Tensiomètre de haute capacité	ENPC		Succion matricielle	0 – 1500 kPa	–	6	Parois	Cui et al. (2008)
PS	Psychromètre	Wescor	PST-55	Succion totale	0,05 – 8 MPa	± 0,03 MPa	8	Parois	Wescor (2004)
RS	Sonde résistive	Elcowa	T3111	- Humidité relative - Température	0 – 100% -30°C to +150°C	±2,5% ±0,4°C	10	Parois	Comet (2008)
TP	ThetaProbe	Delta-T	ML2x	Teneur en eau volumique	0 – 100%	±1,0%	5	Sol	Delta-T (1999)
EC	Capacité	Decagon	ECH ₂ O-TE	- Teneur en eau volumique - Conductivité électrique - Température	0 – 100% 0 – 50 dS/m -40 to +50°C	±3,0% ±10,0% ±1,0°C	5	Sol	Decagon (2007)
PT	Sonde à résistance de platine	Correge	PT1000	Température	0 – 100 °C	±0,3°C	10	Sol	Correge (2008)
LV	Capteur différentiel des variables linéaires	FGP	DX20EL	Déplacement	0-50 mm	±0,125 mm	15	Surface	FGP (2004)

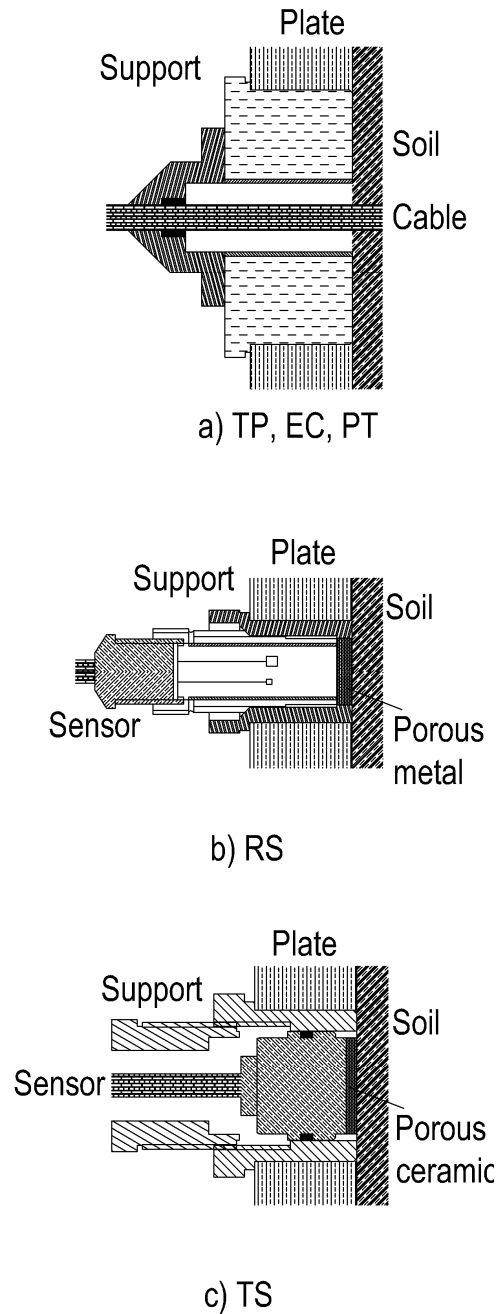


Figure 2.1.3. Pièces d'adaptation

2.2 MATERIAU ET PROCEDURE EXPERIMENTALE

L'argile verte de Romainville a été prélevée à Villeparisis. Le profil géologique du site a été décrit par Audiguier et al. (2007). Ses propriétés géotechniques (Laribi et al. 2008) sont présentées dans le Tableau 2.2.1. Selon le critère de classification de Casagrande, il s'agit d'une argile très plastique.

Tableau 2.2.1 : Propriétés géotechniques de l'argile verte de Romainville (Laribi et al., 2008)

Teneur en carbonate (%)	12,6
Teneur en matière organique (%)	0,12
Surface spécifique (m ² /g)	98
Valeur de bleu méthylène	6,5
Limite de liquidité (%)	75
Limite de plasticité (%)	40
Indice de plasticité (%)	35
< 2 μm (%)	84

Le sol a été d'abord séché à l'air, morcelé et tamisé à 2 mm. Il a été ensuite stocké dans un récipient hermétique afin de l'homogénéiser avant le compactage. La teneur en eau initiale était de 5,7 %. Pour le compactage du sol, 56,86 kg de sol a été d'abord versé dans la chambre environnementale puis compacté manuellement pour obtenir une couche de 50 mm d'épaisseur. Cela correspond à une densité sèche de 1,35 Mg/m³, une valeur proche de celle in-situ. Cette procédure de compactage est répétée jusqu'à atteindre la hauteur totale prévue de 1000 mm. Cette procédure permet d'obtenir une homogénéité satisfaisante en termes de variations de la densité sèche.

Tous les trous sur les parois pour l'installation des capteurs ont été bouchés par des supports spécifiques durant le compactage. Pour les capteurs installés dans le sol, leurs mises en place ont été effectuées au passage des couches.

La procédure d'installation du capteur ThetaProbe est montrée sur la Figure 2.2.1. Après le compactage de la couche de sol jusqu'au niveau défini, un emplacement ayant une dimension similaire au capteur a été créé manuellement. Le capteur a été ensuite placé horizontalement dans le trou en insérant les quatre aiguilles métalliques dans le sol. Le trou a été enfin comblé par compactage avec une quantité de sol préalablement calculée afin d'assurer la même densité sèche du massif (1,35 Mg/m³). Cette procédure vise à minimiser l'effet de l'installation des capteurs sur la densité du sol.

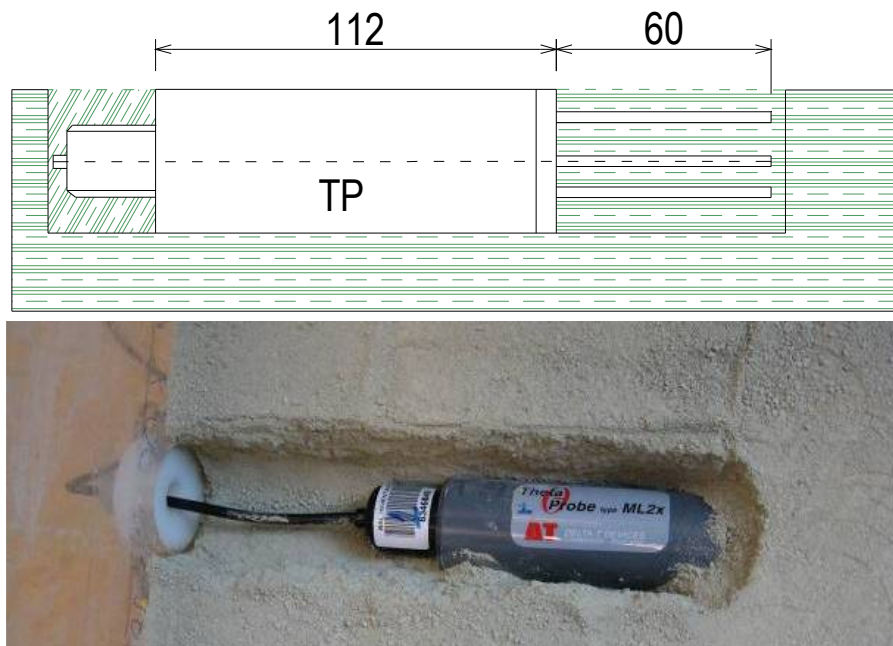


Figure 2.2.1 : Procédure d'installation du ThetaProbe

Pour la présentation des résultats, la fin du compactage est considérée comme $t = 0$, les capteurs RS et les capteurs LV ont été installés à $t = 19$ jours. Le système a été ensuite fermé pour atteindre l'état d'équilibre après 25 jours (jusqu'à $t = 45$ jours). L'infiltration a été ensuite commencée par une pluie à un débit de $0,6 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{min}$. La pluie a été arrêtée à $t = 48$ jours ; et le volume d'eau total versé au sol était de $0,09 \text{ m}^3$. De $t = 48$ jours à $t = 73$ jours, l'eau n'a pas été rajoutée. A partir de $t = 73$ jours, une couche d'eau permanente (10 – 40 mm d'épaisseur) a été maintenue à la surface du sol. Chaque fois que le niveau d'eau a baissé en dessous de 10 mm, $0,02 \text{ m}^3$ d'eau a été rajouté correspondant à une couche d'eau de 25 mm. Sur la Figure 2.2.2a, la quantité d'eau cumulée (Q_{inlet}) dans la chambre environnementale est tracée en fonction du temps écoulé.

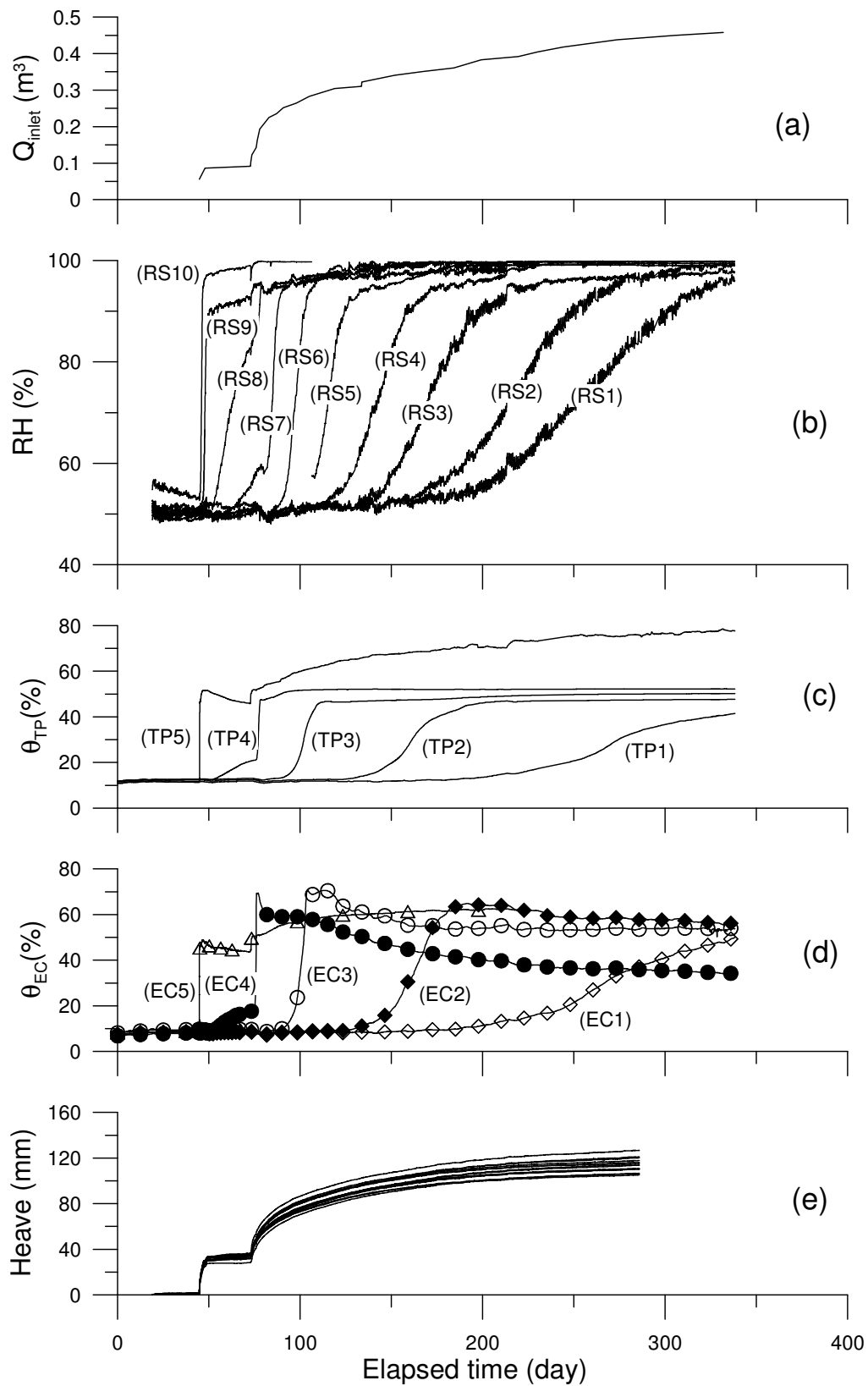


Figure 2.2.2 : Données enregistrées

2.3 ETUDES EXPERIMENTALES

2.3.1 Saturation

2.3.1.1 Résultats expérimentaux

Les résultats obtenus pendant la saturation sont présentés en termes de variations de l'humidité relative (RH) (Figure 2.2.2b), de la teneur en eau volumique mesurée par les capteurs TP (θ_{TP}) (Figure 2.2.2c) ainsi que par les capteurs EC (θ_{EC}) (Figure 2.2.2d) et du gonflement en surface du massif (Figure 2.2.2e).

Une fois l'état d'équilibre atteint ($t = 45$ jours), après le compactage, l'humidité relative mesurée par tous les capteurs RS (sauf RS10) était de 50 ± 1 %. Quant au capteur RS10 qui se trouvait proche de la surface du sol, l'humidité relative était de 56 % après l'installation puis a diminué progressivement jusqu'à 53 % à $t = 45$ jours. En fait, pendant l'installation des capteurs LV ($t = 19$ jours), le couvercle a été déplacé, la chambre environnementale était alors ouverte, la surface du sol a dû être humidifiée par l'air ambiant du laboratoire. Après la remise du couvercle, l'humidité relative de la surface du sol a diminué pour s'approcher de la valeur des couches inférieures. La teneur en eau volumique à la fin de cette période ($t = 45$ jours) était de 12 ± 1 % pour θ_{TP} et de 9 ± 1 % pour θ_{EC} . La différence entre les deux types de capteurs pourrait être attribuée à la faible précision de ces capteurs dans la gamme de faibles teneurs en eau (quand le sol était à l'état relativement sec). La teneur en eau mesurée par les deux types de capteurs est apparue plus importante que la teneur en eau volumique globale (7,7 %) estimée en considérant une teneur en eau massique de 5,7 % et une densité sèche de $1,35 \text{ Mg/m}^3$.

Après le démarrage de l'infiltration, la RH indiquée par le capteur RS10 (le plus proche de la surface du sol) a commencé à augmenter à $t = 46$ jours ; elle a atteint 96 % après un jour ($t = 47$ jours). La RH mesurée par RS9 (deuxième capteur de la surface) a commencé à augmenter à $t = 47$ jours et a atteint 90 % à $t = 50$ jours. Pendant la période $t = 48$ jours à $t = 73$ jours où l'eau n'a pas été rajoutée, les RH mesurées par RS10 et RS9 sont restées élevées tandis que celles du RS8 et du RS7 augmentaient significativement. Les RH mesurées par les autres capteurs plus profonds n'ont pas changé. A la deuxième phase de l'infiltration ($t = 73$ jours), les RH mesurées par les autres capteurs ont augmenté progressivement. En effet, plus le capteur se trouve en profondeur plus le taux d'augmentation de la RH est faible : 20 jours ont été nécessaires pour que le capteur RS6 augmente de 50 à 96 % ($t = 90 - 110$ jours) tandis que 150 jours ont été nécessaires pour le capteur RS2 ($t = 150 - 300$ jours).

La réponse des capteurs TP a été similaire à celle des capteurs RS (Figure 2.2.2c). Le début de l'infiltration à $t = 45$ jours a entraîné une augmentation rapide de θ , mesurée par TP5, de 11 à 52% après 2 jours. Pendant la période $t = 48 - 73$ jours où l'eau n'a pas été rajoutée, cette mesure était en légère diminution à 46 % tandis que la mesure par TP4 a augmenté progressivement à 20 %. A la deuxième phase de l'infiltration ($t = 73$ jours), θ mesurée par TP5 a commencé d'abord à augmenter de 46 à 52 % après 1 jour. Cette valeur a continué à augmenter durant l'infiltration et a atteint 77 % à $t = 300$ jours. A $t = 76$ jours, θ mesurée par TP4 a connu une augmentation rapide de 21 % et a atteint 47 % après 2 jours. Cette augmentation s'est poursuivie jusqu'à la valeur stabilisée de 52 % à $t = 100$ jours. Pour les autres capteurs TP, on observe que plus le capteur est profond, plus l'augmentation est différée et plus le taux d'augmentation est faible. La valeur finale de θ est proche de 47 %. On

note que la valeur finale estimée est de 49 %, qui correspond à une densité des particules de $2,67 \text{ Mg/m}^3$ et à une densité sèche de $1,35 \text{ Mg/m}^3$.

Les capteurs EC ont été installés au même niveau que les capteurs TP. La Figure 2.2.2d montre que la variation de la teneur en eau donnée par les capteurs EC durant l'infiltration est similaire à celle donnée par les capteurs TP. Par exemple, θ mesurée par EC5 a augmenté rapidement à $t = 45$ jours, de 9 % à 49 %, après 2 jours. C'était similaire à la réponse du capteur TP5 logé au même niveau. Pourtant, une différence significative entre ces deux capteurs peut être observée à θ élevée. Pour le capteur TP, à partir de $t = 73$ jours (deuxième phase de l'infiltration), θ a augmenté continuellement, à l'exception de θ mesurée par TP5, les mesures faites par les autres capteurs ont tous atteint une stabilisation à environ 50 %. En revanche, pour les capteurs EC, θ a d'abord atteint une valeur élevée (entre 60-70 %) et puis a diminué significativement.

Le gonflement a été très rapide et a atteint 29 ± 1 mm après 2 jours. Puis pendant l'arrêt d'alimentation d'eau ($t = 47 - 73$ jours), le sol a continué à gonfler mais avec un taux plus faible ; le gonflement était de 34 ± 2 mm à $t = 73$ jours. A la deuxième phase de l'infiltration (à partir de $t = 73$ jours) où l'eau était en permanence à la surface, le taux de gonflement a augmenté rapidement au début et s'est stabilisé à la fin de l'infiltration. La mesure a été arrêtée à $t = 283$ jours et le gonflement final était de 105 à 127 mm.

Pour bien interpréter ces données, les résultats sur la Figure 2.2.2b ont été utilisés pour tracer l'évolution du profil de l'humidité relative dans le temps (Figure 2.3.1). Sur cette figure, l'élévation h a été calculée à partir du fond de la chambre environnementale du sol. Avant l'infiltration, la RH dans la chambre environnementale était égale à 50 %. Quand l'eau a été versée en surface, la RH a augmenté rapidement au plus haut niveau : à $t = 50$ jours, la RH était supérieure à 90 % pour $h > 840$ mm. A $t = 100$ jours, la RH était proche de 100 % pour $h > 640$ mm tandis que la RH restait inchangée à $h < 440$ mm. Sur cette figure, la RH au fond a été supposée constante à 50 %, correspondant à l'humidité relative de l'air au laboratoire.

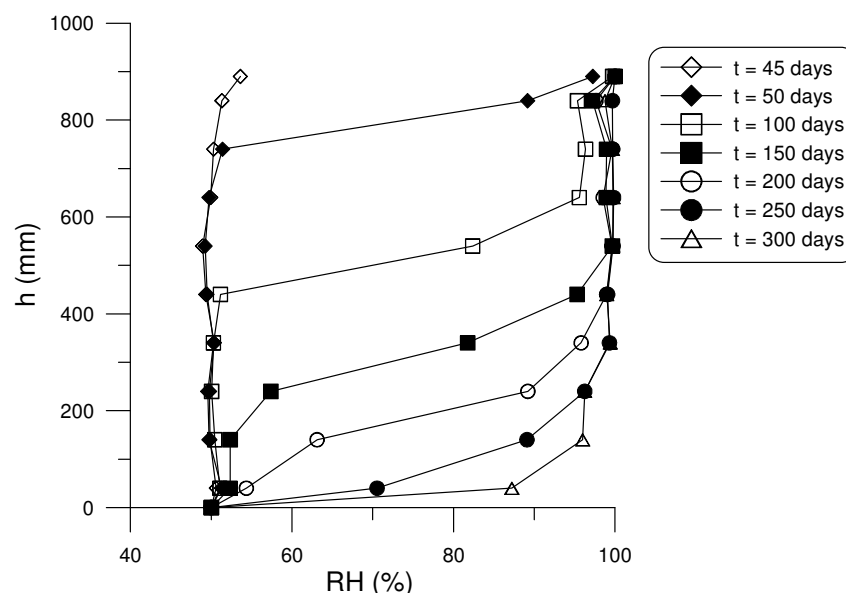


Figure 2.3.1 : Profil de l'humidité relative dans différents temps

L'évolution de la θ_{TP} dans le temps est présentée sur la Figure 2.3.2, avec l'élévation h qui correspond à la position initiale des capteurs TP (la position change en fonction du gonflement du sol suite à l'infiltration). La Figure 2.3.2 montre que la zone saturée ($\theta_{TP} > 49\%$) s'est vite développée au début de l'infiltration mais avec un taux décroissant. Par exemple, à $t = 100$ jours, le sol était saturé pour $h > 740$ mm ; puis $h > 540$ mm à $t = 150$ jours ; $h > 340$ mm à $t = 200$ jours. Il faut noter qu'à $t = 300$ jours, le sol à $h = 140$ mm restait encore non saturé.

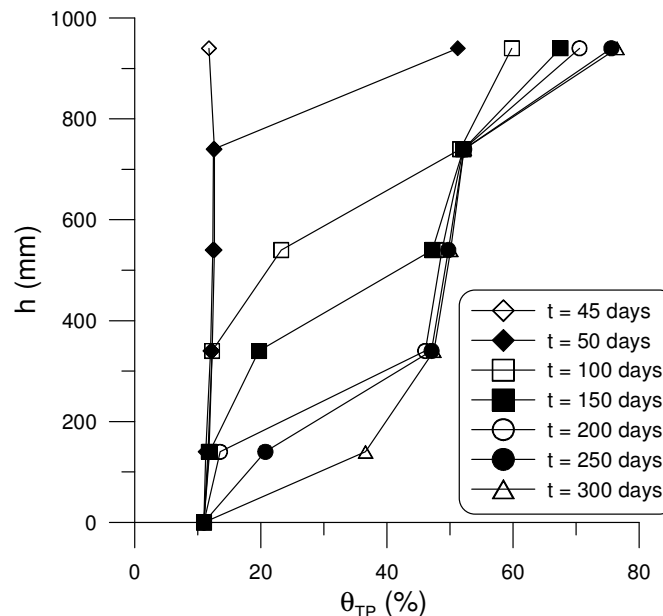


Figure 2.3.2 : Profil de la teneur en eau volumique mesurée par les capteurs TP

En se basant sur les résultats acquis par les 15 capteurs LV (voir Figure 2.2.2b) et sur les mesures effectuées à l'aide d'une règle sur la paroi acrylique transparente de la chambre environnementale, le gonflement à la surface du sol à $t = 283$ jours a été tracé en 3-D (Figure 2.3.3). Le gonflement maximal (120 - 130 mm) a été observé dans la zone du milieu tandis que le gonflement minimal (60 - 80 mm) a été observé dans les quatre coins. Le gonflement proche des parois restait inférieur à 100 mm.

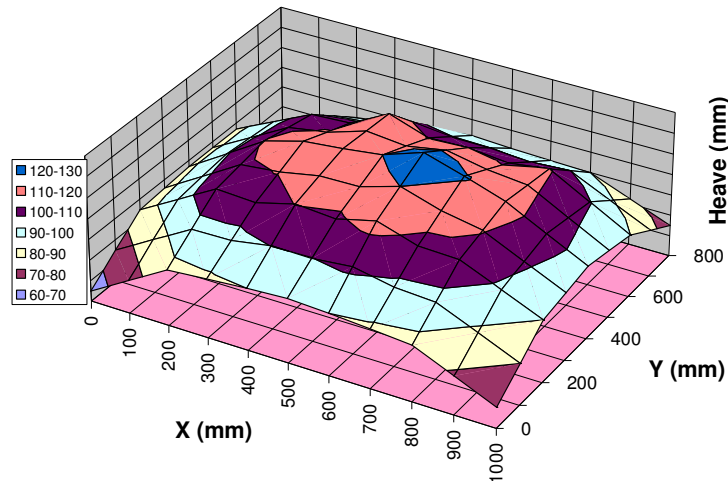


Figure 2.3.3 : Présentation 3-D du gonflement à la surface à t = 283 jours

Les capteurs mesurant la succion dans une faible gamme (psychromètre et tensiomètre) n'ont été malheureusement disponibles que pour les derniers mois. Ces résultats sont présentés sur la Figure 2.3.4, avec les mesures de température acquises par les capteurs PT. Sur la Figure 2.3.4a, la succion mesurée par les capteurs PS est présentée. Pour le capteur PS1 (h = 40 mm), la succion (s) était égale à 8 MPa (limite supérieure du psychromètre) à t = 304 jours et a diminué à 2,21 MPa à t = 338 jours. Quant au PS2 (h = 140 mm), s a diminué de 0,85 MPa (t = 285 jours) à 0,16 MPa (t = 338 jours). La succion mesurée par PS3 (h = 240 mm) fluctuait à environ 0,1 MPa. A une hauteur plus importante, la succion était inférieure à la limite inférieure du psychromètre (0,05 MPa), aucun résultat n'est donc disponible.

Les résultats obtenus par les tensiomètres (TS) sont présentés sur la Figure 2.3.4b. Après l'installation des capteurs TS, 15 jours environ ont été nécessaires pour que les capteurs atteignent l'état d'équilibre. A h = 240 mm (TS3), s était égale à 50 kPa, cette valeur est dans le même ordre de grandeur que celle mesurée par PS3 au même niveau. Les succions inférieures ont été relevées à un niveau supérieur en concordance avec l'avancement du fond de l'infiltration.

La variation de la température est présentée sur la Figure 2.3.4c (pour les PT dans le sol) et sur la Figure 2.3.4d (pour les capteurs RS sur les côtés, voir Figure 2.1.1). L'effet de la température ambiante est clair puisque la variation donnée par les capteurs RS ($\pm 1^\circ\text{C}$) est plus prononcée que celle relevée par les capteurs PT ($\pm 0,1^\circ\text{C}$, sauf le PT10).

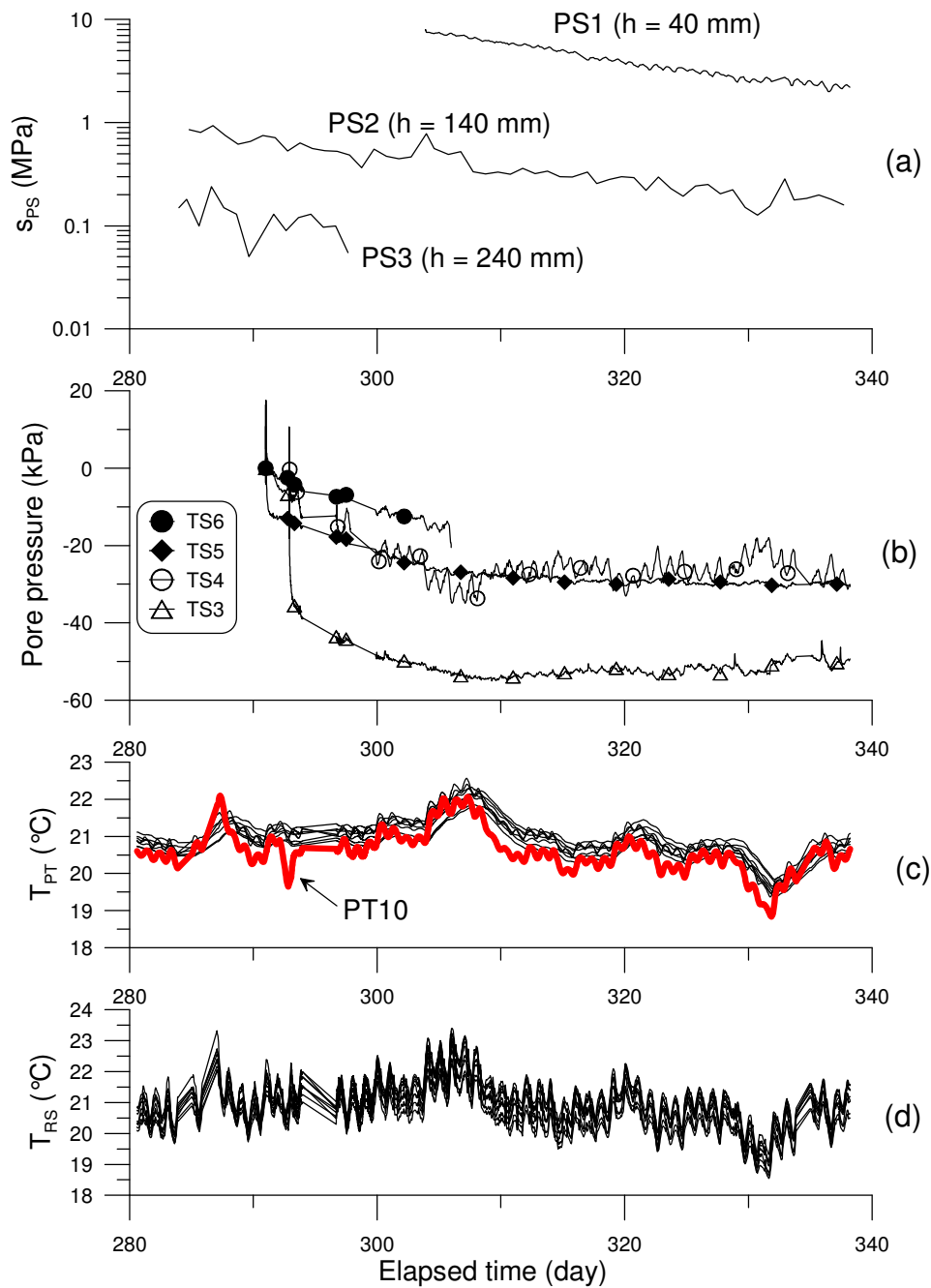


Figure 2.3.4: Données acquises avec la chambre environnementale (2e partie)

Le profil de la succion mesurée par trois types de capteurs à $t = 300$ jours est tracé sur la Figure 2.3.5. La succion à $h = 0$ mm a été supposée égale à celle de l'air ambiant ($RH = 50\%$ et $T = 20^\circ\text{C}$: $s = 94$ MPa, voir Tang et Cui, 2005). A $h = 40$ mm, $s = 18,5$ MPa correspond à $RH = 87\%$. A l'élévation supérieure, RH est supérieure à 96% ($s < 6$ MPa). Dans cette gamme de succion, l'erreur de la mesure faite par le capteur RS devient importante (voir Delage et al., 1998) ; ainsi, la mesure n'a pas été considérée dans la détermination du profil. Trois valeurs de succion étaient valables à $t = 300$ jours pour les capteurs PS ($h = 40, 140$ et 240 mm). L'étendue de mesure des capteurs PS est de $0,05$ à 8 MPa (voir Tableau 2.1.1).

Quant aux capteurs TS, les valeurs de succion à $h = 240, 340$ et 440 sont disponibles. Les résultats de la Figure 2.3.5 montrent une bonne concordance entre les mesures effectuées par les trois types de capteurs puisque tous les résultats se trouvent sur une seule courbe.

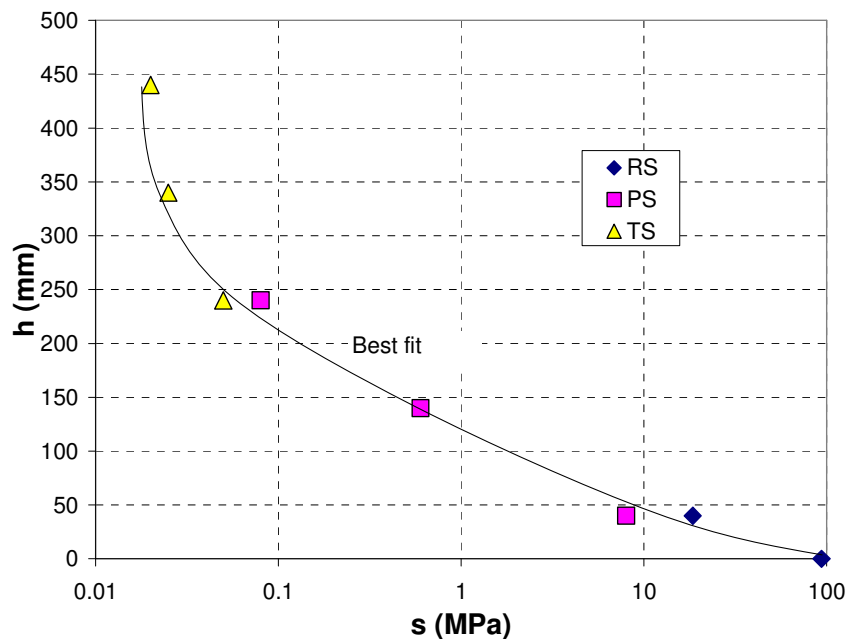


Figure 2.3.5 : Profil de la succion mesurée par les trois types de capteurs

2.3.2 Discussion

Un essai d'infiltration a été effectué en humidifiant l'Argile verte de Romainville compactée par la surface et en suivant la variation de RH , θ , s , T à différentes positions ainsi que celle du gonflement à la surface. La variation de RH avec le temps (Figure 2.2.2b) est similaire à celle observée par Loiseau et al. (2002) qui ont humidifié un échantillon de sol gonflant compacté en condition confinée : RH proche de la source d'eau a augmenté rapidement tandis que le taux d'augmentation était inférieur à une distance plus importante de la source d'eau. La similarité existe aussi entre les résultats de θ mesurée par les capteurs TP (Figure 2.2.2c) et les résultats obtenus par Kröhn (2003).

La concordance entre les résultats de θ par les capteurs de teneur en eau et par les capteurs de succion confirme d'une part la performance des capteurs et d'autre part la validité de la procédure expérimentale appliquée. En réalité, la performance des sondes TP utilisées in-situ a été démontrée dans plusieurs travaux (Lukangu et al., 1999 ; Robinson et al., 1999 ; Verhoef et al., 2006 ; Smethurst et al., 2006 ; Zhan et al., 2007). Les résultats obtenus dans ce travail montrent que la procédure de compactage a permis de s'affranchir des effets de la densité liés à la mise en place par compactage. En plus, le volume des capteurs TP enterrés dans le sol étant négligeable en comparaison avec la dimension importante de la chambre environnementale, les capteurs n'ont pas d'influence significative sur le transfert hydraulique.

En effet, la similarité de θ initiale mesurée par TP et EC confirme l'homogénéité de la colonne de sol en termes de teneur en eau et de densité.

Comme la Figure 2.2.2 l'indique, quand θ devient supérieure à 50 %, les réponses des capteurs EC sont différentes de celles des capteurs TP et cela ne peut pas être expliqué par le comportement du sol. D'après Decagon (2007) et Kizito et al. (2008), le capteur EC donne des mesures correctes seulement dans la gamme de θ de 0 à 50 %. Pour θ supérieur, des étalonnages supplémentaires sont nécessaires. Une autre explication possible est que la trace en or à la surface des capteurs EC a pu être légèrement endommagée pendant la mise en place, ce qui provoquerait un fonctionnement moins satisfaisant.

Le gonflement dans le temps (Figure 2.2.2e) est analogue à ceux obtenus par Abduljawad et al. (1998) et Kim et al. (1999) : l'humidification provoque un gonflement rapide au début et une décroissance progressive. La présentation en 3-D du gonflement à $t = 283$ jours (Figure 2.3.3) montre un effet de bord important : le gonflement mesuré dans la zone au milieu de la surface (120 – 130 mm) était deux fois plus grand que celui dans les coins (60 – 80 mm). Cet effet peut être lié au frottement entre le sol et les parois ; ce frottement a empêché le gonflement du sol comme cela a été souvent observé durant un essai de gonflement à l'oedomètre. En effet, la plupart de travaux indiquent que le gonflement maximal dû à l'humectation à l'oedomètre diminue significativement quand la contrainte verticale augmente. L'effet des contraintes sur le gonflement peut être également identifié à travers les mesures de θ par les capteurs TP (Figure 2.2.2c et Figure 2.1.2). La teneur en eau volumique mesurée par TP5 (proche de la surface) a augmenté sans arrêt et a atteint 78 % à la fin de l'infiltration. La valeur finale de θ était bien moins grande à une profondeur plus importante. Effectivement, θ mesurée par TP2 à l'équilibre était légèrement inférieure (48 %) tandis que celles mesurées par TP3 et TP4 étaient légèrement supérieure (50 % et 52 % respectivement) à la valeur estimée à l'état saturé (49 % avec la considération d'une densité sèche initiale de $1,35 \text{ Mg/m}^3$). Supposons qu'à l'état d'équilibre le sol était saturé, les densités sèches peuvent donc être estimées selon leur θ mesurée : $\rho_d = 0,58 \text{ Mg/m}^3$ (TP5) ; $1,28 \text{ Mg/m}^3$ (TP4) ; $1,33 \text{ Mg/m}^3$ (TP3) et $1,39 \text{ Mg/m}^3$ (TP2). Cela signifie que l'humidification entraîne un gonflement important dans la zone proche de la surface (TP5), un léger gonflement aux niveaux inférieurs (TP4, TP3) et un tout petit effondrement au niveau de TP2. Dans le travail de Lemaire et al. (2004) où l'essai d'infiltration a été aussi effectué en condition de gonflement libre, la densité sèche finale dans la zone proche de la surface était également bien inférieure à celle du niveau inférieur. Dans le travail de Kröhn (2003), un léger effondrement a été aussi relevé dans la zone loin de la surface ; cet effondrement peut être lié à la déformation des agrégats argileux sous l'effet combiné de la diminution de la succion et de la contrainte (Cui et al., 2002).

L'effet de bord peut être également observé sur les mesures de température (Figure 2.3.4) : la variation diurne de la température T dans le sol ($\pm 0,1^\circ\text{C}$) était d'une part significativement inférieure à celle mesurée aux parois ($\pm 1^\circ\text{C}$), d'autre part, T mesurée proche de la surface du sol (PT10) fluctuait plus que celle mesurée par les autres capteurs PT.

Le temps nécessaire pour atteindre l'équilibre de la succion mesurée par les capteurs TS était assez long : 15 jours (Figure 2.3.4). En fait, ce temps est lié à la perméabilité du sol gonflant compacté (Singh et Kyrian, 2003 ; Oliveira et Marinho, 2008). A part la faible gamme de

mesure de succion (inférieure à 1,5 MPa), ce temps d'équilibre important est un autre inconvénient des tensiomètres utilisés pour les sols gonflants. C'est probablement la raison pour laquelle les tensiomètres ont été rarement utilisés dans les études sur des sols gonflants.

2.3.3 Détermination de la conductivité hydraulique et des propriétés de rétention d'eau

Différentes études peuvent être menées à partir de cette chambre environnementale. D'abord, les résultats obtenus (les mesures simultanées de succion et de teneur en eau volumique) peuvent être utilisés pour la détermination de la conductivité hydraulique non saturée en utilisant la méthode des profils instantanés (Daniel, 1982 ; Meerdink et al., 1996 ; Chiu et Shackelford, 1998) ou par d'autres méthodes (Robinet et Rhattas, 1995 ; Kim et al., 1996 ; Bruckler et al., 2002 ; Lemaire et al., 2004).

Dans la méthode des profils instantanés, on utilise les profils de succion pour déterminer les gradients hydrauliques aux temps t et Δt (i_t et $i_{t+\Delta t}$ respectivement) ; on utilise les profils de teneur en eau pour déterminer le débit q à travers une position (hauteur) donnée. En considérant une section A et en appliquant la loi de Darcy généralisée, la perméabilité hydraulique est calculée par (Daniel, 1982) :

$$k = -\frac{1}{A} \frac{q}{0,5(i_t + i_{t+\Delta t})} \quad [1]$$

L'évolution du profil hydrique est tracée sur la Figure 2.3.2. Quant au profil de succion, dans la gamme de hautes succions, les données des capteurs RS (Figure 2.3.1) ont été employées ($t = 100 - 300$ jours, avec les capteurs RS3, RS4, RS5) ; et dans la gamme de faibles succions, les données des capteurs PS (Figure 2.3.4) ont été utilisées ($t = 300 - 340$ jours, avec les capteurs PS1, PS2).

Les résultats de calcul sont présentés sur la Figure 2.3.6, la Figure 2.3.7 et la Figure 2.3.8. L'ordre de grandeur et l'évolution de la perméabilité en fonction de la succion sont en concordance avec les résultats trouvés dans la littérature (Daniel, 1982).

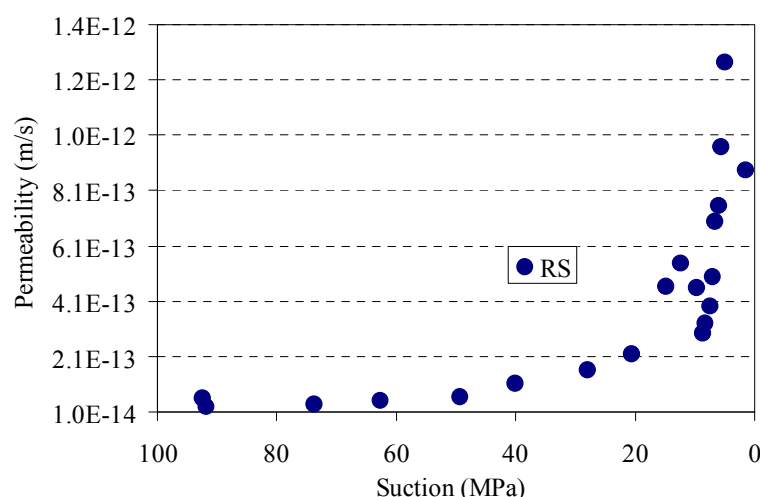


Figure 2.3.6 : Variation de la perméabilité à haute succion

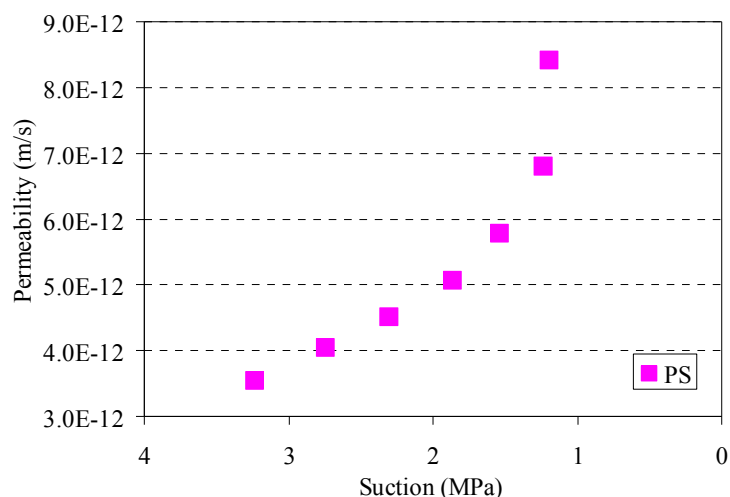


Figure 2.3.7 : Variation de la perméabilité à faible succion

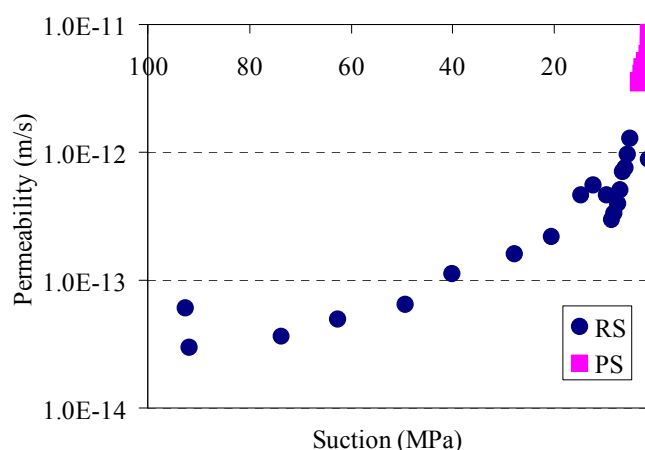


Figure 2.3.8. Variation de la perméabilité en fonction de la succion

La propriété de rétention d'eau est également un aspect important dans la description du comportement mécanique et hydrique des sols. Les données de succion et de teneur en eau enregistrées ont été utilisées à cette fin. Les données ont été triées une fois tous les mois, de $t = 24$ à $t = 297$. Les valeurs inférieures à 7000 kPa mesurées par les capteurs RS, à 50 kPa mesurées par les capteurs PS, à 5 kPa mesurées par les capteurs TS ont été éliminées pour assurer une bonne validité de ces mesures. Les résultats sont présentés sur la Figure 2.3.9. La flèche indique le sens du processus : humidification. Ces résultats montrent d'une part la concordance entre les mesures de succion données par les trois types de capteurs différents et d'autre part la validation de la chambre environnementale puisqu'il s'agit des mesures à différents moments et à différentes localisations.

Les résultats de la conductivité hydraulique en non saturé et de la courbe de rétention d'eau peuvent être utilisés pour la validation des modèles numériques des transferts hydriques dans un massif de sol (Cui et al., 2005 ; Wilson et al., 1994).

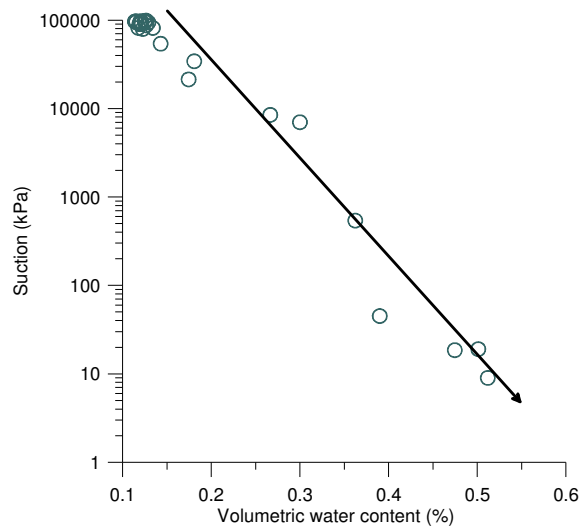


Figure 2.3.9. Courbe de rétention d'eau

2.4 ESSAIS DE COMPRESSIBILITE ET MESURE DE CONDUCTIVITE THERMIQUE

2.4.1 Compressibilité à l'oedomètre à succion contrôlée

Quatre essais oedométriques à succion contrôlée par la méthode de phase vapeur ont été réalisés (Figure 2.4.1). Dans la technique par phase vapeur, le sol est mis en contact avec l'air ayant une humidité relative contrôlée par une solution saline saturée (Tessier, 1984 ; Delage et al., 1998, Tang et Cui, 2005, Ta et al., 2008). A l'équilibre, la succion dans le sol est égale à la succion imposée par circulation de l'air humide.

Les échantillons ont été compactés directement dans la cellule oedométrique ayant une dimension de 10 mm de hauteur et de 70 mm de diamètre à une teneur en eau initiale de 5 % qui est proche de la teneur en eau du sol compacté dans la chambre environnementale. La densité a été également la même que celle de la chambre environnementale : $1,35 \text{ Mg/m}^3$.



Figure 2.4.1. Quatre essais oedométriques à succion contrôlée

Le programme d'essais est détaillé sur la Figure 2.4.2 et dans le Tableau 2.4.1 ci-dessous. Globalement on suit la procédure suivante :

1. Préparer 4 échantillons d'argile verte broyée comme pour le sol dans la chambre environnementale : $w = 5\%$ et $\rho_d = 1,35 \text{ Mg/m}^3$ dans l'oedomètre. Ils sont mis ensuite sous une faible contrainte verticale $\sigma = 1 \text{ kPa}$.
2. Imposer aux 3 premiers échantillons N° 1, 2, 3 une succion $s = 110 \text{ MPa}$ par la solution saturée de K_2CO_3 ; mettre l'échantillon N° 4 en contact avec de l'eau.
3. Appliquer 3 contraintes verticales différentes aux échantillons N° 1, 2, 3 : 5, 10 et 20 kPa respectivement.
4. Humidifier les échantillons N° 1, 2, 3 par 3 paliers de succion : 39 MPa (par la solution NaCl), 9 MPa (par la solution KNO_3), 0 MPa (par eau) respectivement.
5. Pour l'échantillon N°1 : appliquer les contraintes verticales par palier jusqu'à 800 kPa. Pour l'échantillon N°2 : ramener la succion à 9 MPa, puis appliquer les contraintes verticales par palier jusqu'à 800 kPa. Pour l'échantillon N°3 : ramener la succion de 9 à 39 MPa, puis appliquer les contraintes verticales par palier jusqu'à 800 kPa. Pour l'échantillon N°4 : appliquer les contraintes verticales par palier jusqu'à 800 kPa.
6. Décharger les 4 échantillons par palier jusqu'à 1 kPa.

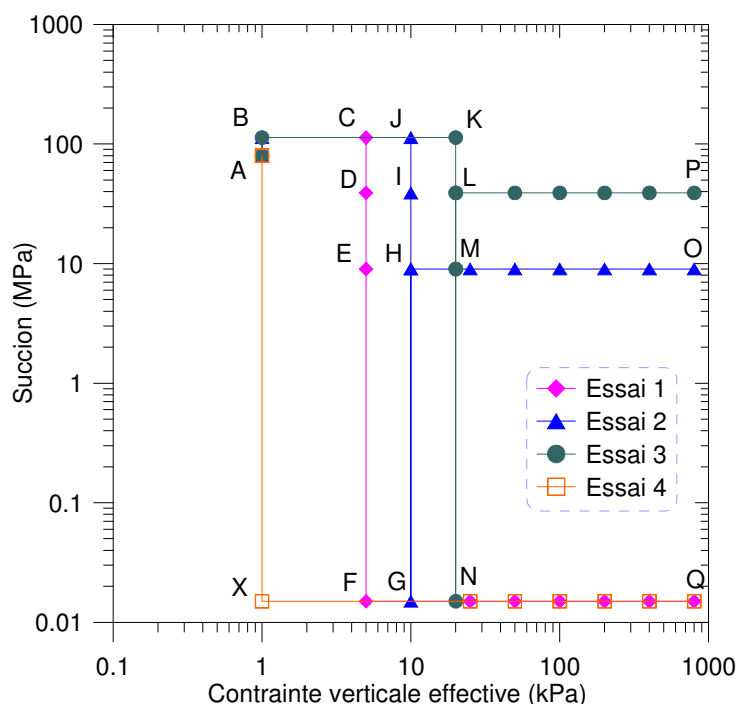


Figure 2.4.2. Programme d'essais

Tableau 2.4.1 : Chemins de contraintes mécaniques et hydriques suivis

Essai	Chemins de contrainte
1	A-B-C-D-E-F---Q---F
2	A-B-J-I-H-G-H---O---F
3	A-B-K-L-M-N-M-L---P---L
4	A-X---Q---X

L'ensemble des résultats est présenté sur la Figure 2.4.3. Deux chiffres sont utilisés pour identifier un essai : le premier est le numéro de l'essai et le deuxième est le nombre de fois que cet essai est effectué.

L'essai N°4 à l'état saturé est le plus simple et considéré comme le plus fiable et il n'a été donc effectué qu'une fois (4_1). Le premier chargement représente bien un comportement élasto-plastique : une partie élastique suivie d'une partie plastique plus compressible. Par contre, une augmentation importante de la pente des courbes de déchargement est observée. C'est le comportement typique d'un sol gonflant (selon la Norme AFNOR, 1997). Suivant cette norme, les paramètres de compressibilité peuvent être déterminés : $P_0 = 20$ kPa ; $C_s = 0,047$ et $C_c = 0,335$.

Deux essais à eau mais avec un état initial imposé à 110 MPa (3_1 et 3_2) donnent également des valeurs de compressibilité analogues (P_0 ; C_s , C_c) à celles de l'essai N°4_1. Un comportement d'un sol gonflant typique est également observé : un passage net d'une partie élastique à une partie plastique et un changement de pente dans la partie de déchargement.

Les essais oedométriques à succion contrôlée (N°1 et 2) ont été effectués plusieurs fois afin de vérifier la répétitivité de l'essai. D'autre part, ce type d'essai a souvent des incidents imprévisibles comme la cristallisation du sel ou la condensation de l'eau due aux variations de température malgré un contrôle de température dans les bouteilles.

On peut y observer d'abord un taux de gonflement moins important par rapport aux essais N°3 et N°4 en raison d'une contrainte verticale supérieure. Plus la contrainte verticale est grande, plus le gonflement est faible.

En deuxième lieu, l'imposition de succion provoque d'abord un retrait plus important que le gonflement engendré par la mise en eau et change ainsi le comportement de compressibilité du sol. De plus, la partie du déchargement est souvent très proche de la partie du chargement ; la pression de préconsolidation n'est pas très claire. Ce comportement sous contrôle de succion a été également observé sur l'argile verte de Romainville intacte (Ta et al., 2008).

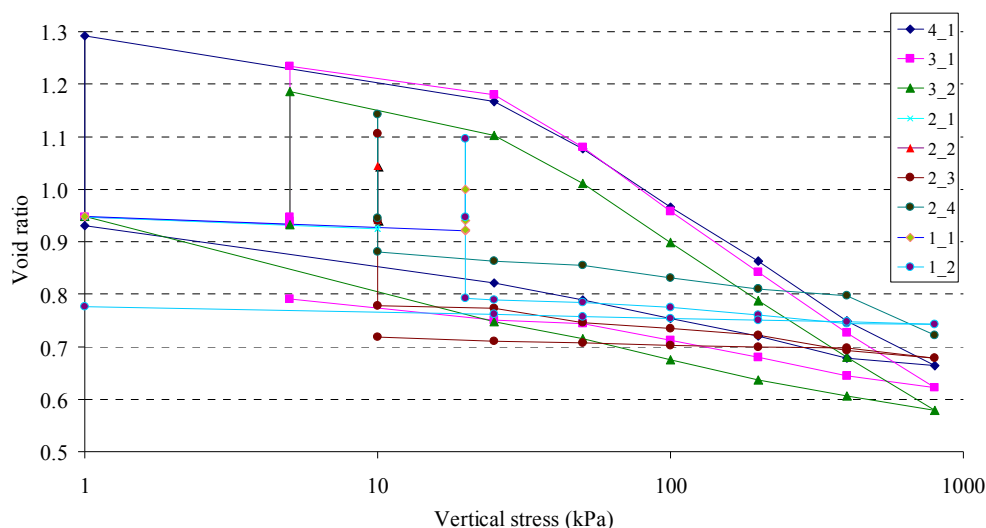


Figure 2.4.3. Indice des vides en fonction de la contrainte verticale

L'effet de la succion sur la compressibilité observé est en accord avec les résultats existants dans la littérature pour les sols gonflants (Lloret et al., 2003 ; Tang et al., 2008): l'augmentation de la succion augmente la pression de préconsolidation et diminue l'indice de compression C_c .

2.4.2 Conductivité thermique

La conductivité thermique est un élément clé pour le calcul des transferts de chaleur (Blight, 1997 ; Cui et al., 2005). Comme ce paramètre est variable avec la teneur en eau ou avec la succion, pour sa détermination, un dispositif spécifique a été préparé.

L'échantillon est compacté en plusieurs couches de 10 mm dans une boîte plastique pour avoir une densité homogène et analogue à celle dans la chambre environnementale : $1,35 \text{ Mg/m}^3$. Sa taille est de 53 mm de diamètre et de 80 mm de hauteur. Il est couvert de deux couches de 10 mm de billes plastiques de 2 mm, les billes plastiques étant séparées du sol par deux papiers filtres (Figure 2.4.4).

Après le compactage, l'échantillon est laissé au repos pendant 24h pour l'homogénéisation de la teneur en eau. Il a été ensuite soumis à la circulation de vapeur d'eau créée dans une bouteille contenant de l'eau à l'aide d'une pompe péristaltique. L'échantillon a été pesé régulièrement afin d'estimer la teneur en eau globale. Puis, à chaque seuil de teneur en eau (tous les 10 % de teneur en eau), la circulation de vapeur d'eau a été arrêtée pendant un certain temps pour que l'homogénéisation soit faite.

La mesure de conductivité thermique a été faite à l'aide du capteur KD2 développé par la compagnie Decagon (Decagon, 2006). Un préforage a été réalisé à l'aide d'une petite mèche d'un diamètre de 1 ou de 1,2 mm afin de faciliter l'insertion de l'électrode de mesure.

Trois premières mesures à l'état initial ($w = 6\%$) ont donné : $\lambda = 0,30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{C}^{-1}$ à $21,9^\circ\text{C}$.



Figure 2.4.4. Echantillon préparé pour la mesure de conductivité thermique

3. DEVELOPPEMENT D'UNE APPROCHE POUR DECRIRE LE PROCESSUS D'EVAPORATION

3.1 DEVELOPPEMENT THEORIQUE

3.1.1 Conditions physiques nécessaires pour l'évaporation (Musy et Higy, 2004)

Trois conditions sont nécessaires pour que l'évaporation ait lieu et se poursuive. D'abord, il faut une alimentation continue de l'énergie répondant à la demande de la chaleur latente, d'environ $2,5 \times 10^6 \text{ J/kg}$ à 15°C . Cette énergie peut provenir de son propre corps en le refroidissant, ou plus souvent, elle vient de l'atmosphère sous forme de l'énergie d'advection ou de radiation. La deuxième condition est que la pression de vapeur d'eau dans l'air doit être inférieure à celle de la surface du sol et la vapeur doit être emportée par diffusion ou/et par convection. Ces deux conditions sont purement atmosphériques et elles sont influencées par les facteurs météorologiques comme la température et l'humidité de l'air, la vitesse du vent et la radiation. Toutes ces conditions déterminent l'évaporativité atmosphérique. La troisième condition est l'alimentation continue de l'eau au sein du sol à la surface évaporante. Cette condition dépend des propriétés hydrauliques du sol telles que la conductivité hydraulique, la teneur en eau et la succion.

En fonction des situations de la surface évaporante, les influences des facteurs physiques sur l'évaporation sont différentes :

- Evaporation à partir d'une surface d'eau libre

Salinité : une augmentation de la teneur en sel de 1 % environ diminue l'évaporation de 1 % suite à la diminution de la pression de vapeur dans l'eau salée.

Profondeur : la profondeur de la surface d'eau libre joue un rôle primordial sur la capacité de cette dernière à emmagasiner l'énergie. En général, une surface d'eau libre peu profonde est sensible aux variations météorologiques selon la saison, tandis qu'une surface d'eau libre profonde, de par son inertie thermique, présentera une réponse d'évaporation nettement différente.

– Evaporation à partir d'un sol nu

Teneur en eau du sol : la teneur en eau du sol conditionne les processus d'évaporation. Plus le sol est sec et plus les flux évaporés seront faibles. En revanche, un sol saturé peut même perdre de l'eau par évaporation à un taux supérieur à celui d'une surface d'eau libre vu que le microrelief du sol peut constituer une surface évaporante plus importante que celle d'un lac ou d'un réservoir.

C'est la capillarité qui amène l'eau jusqu'au front d'évaporation.

Couleur du sol et albédo : les sols de couleur claire présentant des valeurs d'albédo élevées vont absorber moins de rayonnements que des sols foncés. Toutefois, dans le cas où la quantité d'eau n'est pas un facteur limitant, les écarts entre l'évaporation d'un sol clair et celui d'un sol foncé ne sont généralement que de l'ordre de quelques pourcents, l'avantage étant donné au sol foncé.

– Vitesse du vent et son profil

Le vent joue un rôle essentiel sur les processus d'évaporation car c'est lui qui permet, par le mélange de l'air ambiant, de remplacer au voisinage de la surface évaporante, l'air saturé par l'air plus sec. En effet, l'air au voisinage de la surface évaporante va se saturer plus ou moins rapidement et par conséquent stopper le processus d'évaporation. Le vent, par le biais de sa vitesse mais aussi de sa structure verticale et de ses turbulences, joue un rôle prépondérant dans le processus d'évaporation. Les turbulences permettent entre autres l'ascension de l'air humide, tandis que l'air sec descend et se charge d'humidité.

En général, on définit la vitesse moyenne \bar{u} (m/s) ou le gradient de vitesse moyenne $d\bar{u}/dz$ dans un écoulement en fonction de la contrainte de cisaillement, de la masse volumique du fluide et de la distance à la paroi z . On peut ainsi écrire la relation suivante :

$$\frac{u_*}{z \left(\frac{d\bar{u}}{dz} \right)} = \kappa \quad [2]$$

Où κ est la constante adimensionnelle de Von Karman. La vitesse u_* (m/s) peut être considérée comme une vitesse de frottement traduisant le frottement dû aux turbulences de la circulation de l'air au-dessus de la surface du sol. Elle peut être définie comme la racine au carrée du rapport entre la contrainte de cisaillement τ (Pa) et la masse volumique du fluide ρ_f (kg/m^3), soit :

$$u_* = \sqrt{\tau/\rho_f} \quad [3]$$

En intégrant l'équation [3] entre z_0 et z , on obtient :

$$\bar{u} = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad [4]$$

Avec z_0 , une constante dont la dimension est celle d'une longueur.

On peut remarquer qu'à z_0 la vitesse est nulle. Ainsi z_0 est appelé la hauteur de rugosité ou hauteur de frottement de la surface du sol.

3.1.2 Processus d'évaporation et ses propriétés

On s'intéresse ici au cas où il n'y a pas de nappe phréatique. On suppose ensuite que les conditions climatiques ne changent pas durant l'expérimentation. Cette condition ne peut être obtenue qu'au laboratoire sachant qu'en réalité, le cycle journalier ne permet pas de l'avoir.

Hillel (1980, d'après Wilson et al., 1994) a réalisé une expérimentation avec une surface de sol initialement saturé. Elle a été faite en quatre fois avec quatre conditions climatiques différentes (la température, le vent et l'humidité relative). Les résultats typiques sont présentés sur la Figure 3.1.1. et la Figure 3.1.2, avec trois phases d'évaporation différentes.

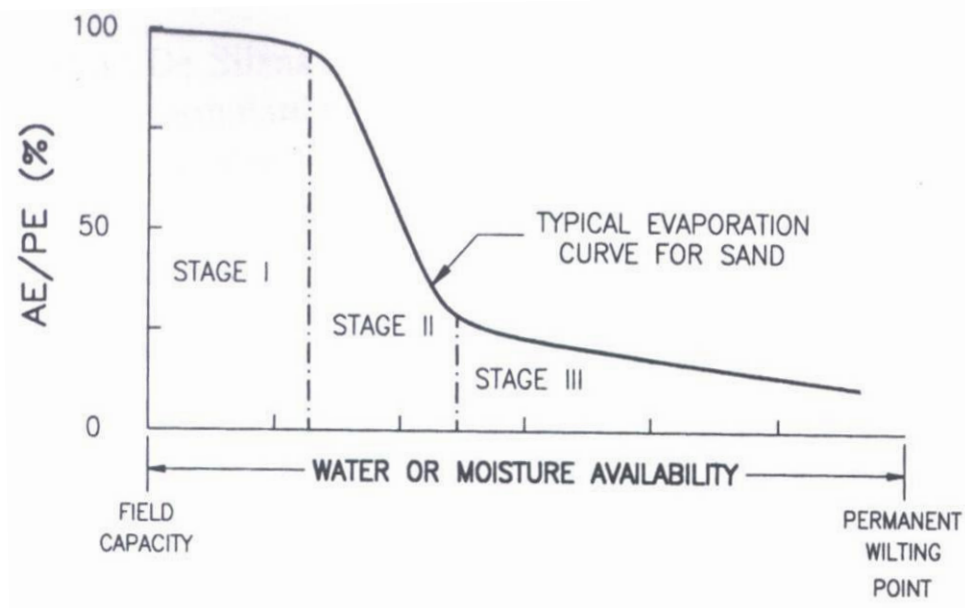


Figure 3.1.1. Trois phases d'évaporation (Hillel, 1980, d'après Wilson et al., 1994)

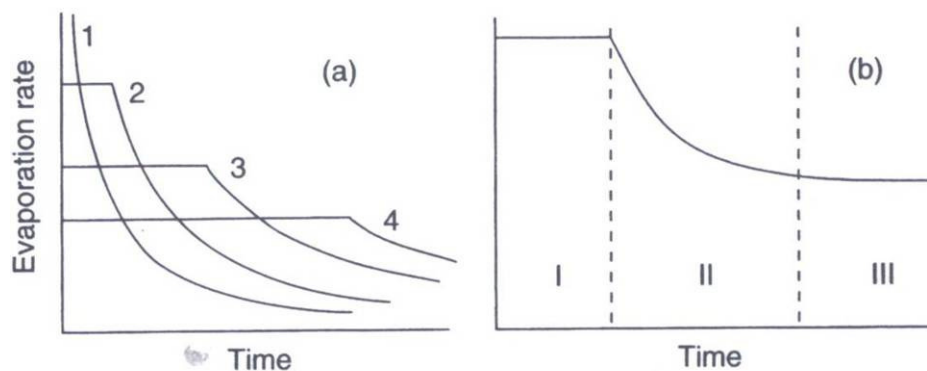


Figure 3.1.2. Trois phases d'évaporation avec les conditions climatiques différentes (Hillel, 2004)

Selon Hillel (2004), les 3 phases d'évaporation sont les suivantes :

1. Taux constant : la première phase correspond à l'évaporation potentielle ou évaporation maximale. Dans cette phase, le taux d'évaporation est constant. Cette phase a lieu quand le sol est saturé ou presque saturé. Dans l'étude de Penman, c'est une surface d'eau libre avec une quantité d'eau importante. Le taux d'évaporation dans cette période est pratiquement totalement gouverné par les conditions climatiques telles que la température de l'air, la radiation, etc. D'autre part, la durée de cette phase dépend à la fois de la capacité de compensation de la quantité d'eau évaporée du sol, c'est-à-dire la conductivité hydraulique, ainsi que de l'intensité des facteurs météorologiques. Sous les mêmes conditions externes, la première phase de dessiccation d'une argile est normalement plus longue que celle d'un sable. La raison est que l'argile retient une plus grande humidité et une plus faible conductivité hydraulique. En général, la première phase se termine après quelques heures ou quelques jours.
2. Taux descendant : dans la deuxième phase, on constate une chute importante du taux d'évaporation. Le sol n'est plus saturé à la surface. Il n'est plus capable de répondre à la demande de l'atmosphère. Le taux d'évaporation est donc limité par les limites des propriétés hydrauliques du sol. Cela fait descendre à la fois la surface saturée et la surface d'évaporation. Cette phase peut durer longtemps et on ne voit pas un net changement de phase avec la troisième phase qui suit.
3. Taux faible : Cette phase peut être atteinte après une longue durée d'évaporation de quelques semaines voire des mois. Cette phase commence quand la surface de sol est suffisamment sèche pour que le transfert d'eau en phase liquide cesse. Le transfert se passe principalement en phase vapeur.

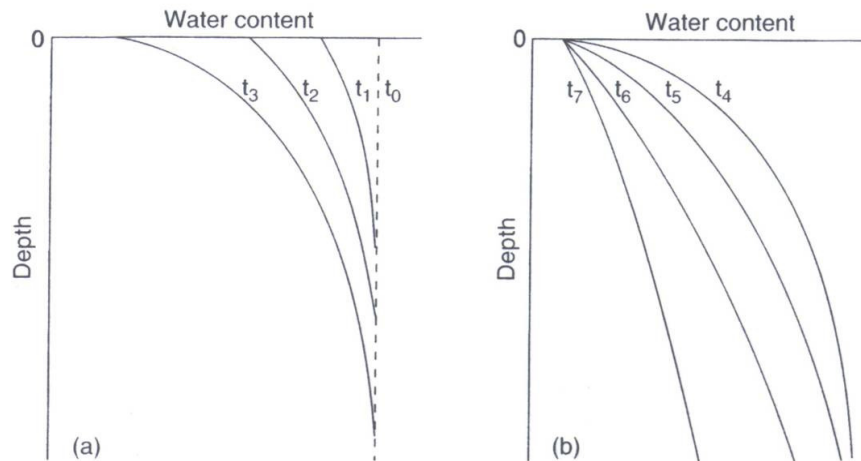


Figure 3.1.3. Changement du profil d'eau dans le sol au cours de l'évaporation (Hillel, 2004)

Le changement du profil d'eau dans le sol au cours de l'évaporation (Figure 3.1.3) peut expliquer ces trois phases du processus de l'évaporation. En fait, on peut constater une légère diminution de la conductivité hydraulique dans la première phase. Dans cette phase, le gradient peut augmenter pour compenser cette baisse. Mais tôt ou tard, la deuxième phase arrive avec une chute considérable au niveau du gradient hydraulique et certainement une diminution de la conductivité hydraulique. Peu à peu, une zone desséchée et distincte est formée, à travers laquelle seulement la diffusion de vapeur est possible.

L'évapotranspiration (ou évaporation dans le cas de sol nu) potentielle se produit seulement quand il n'y a pas la limite d'eau approvisionnée et dans les conditions climatiques constantes. Ces conditions peuvent différer d'un auteur à l'autre (Wilson, 1990). Un exemple pour l'évaporation potentielle est une surface d'eau libre (Penman, 1948). L'évapotranspiration actuelle et celle potentielle pour les sols différents sous les mêmes conditions climatiques peuvent varier selon leurs propriétés de texture à la surface (Figure 3.1.4).

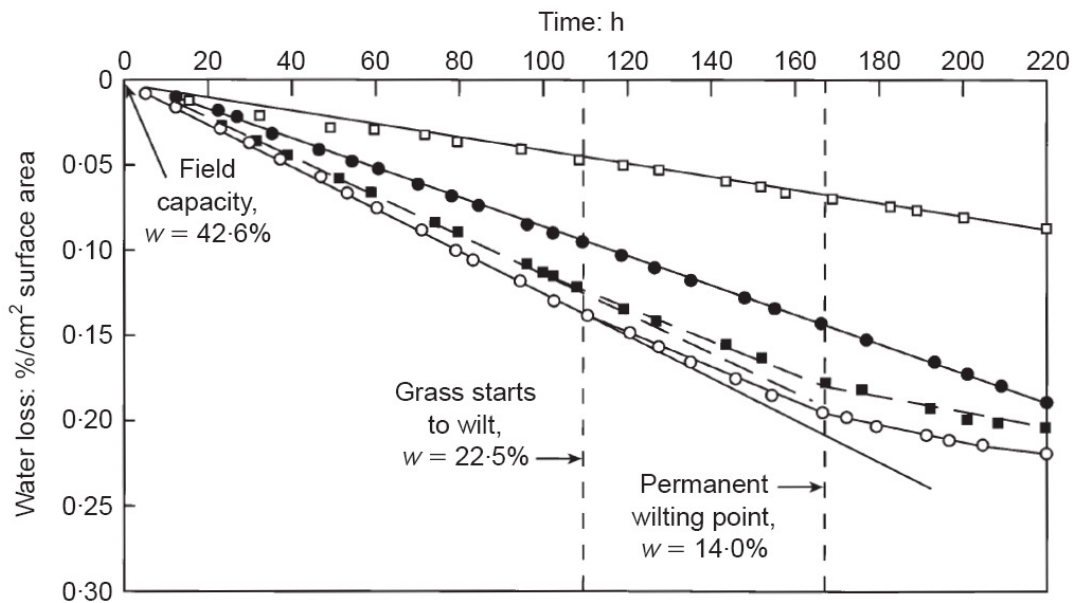


Figure 3.1.4. Perte d'eau dans le temps du sol en container de différentes surfaces : (□) : surface couverte du sable, (●) : surface d'eau libre, (■) : sol nu, (○) : surface d'herbe (Blight, 1997).

On peut bien observer avec ces résultats les trois phases d'évapotranspiration qu'on a développées précédemment pour deux cas : sol nu et surface enherbée. Le taux d'évaporation pour le premier cas ne change pas et est toujours égal au taux potentiel. En comparaison avec les taux potentiels (dans la première phase), on observe que ce taux est plus grand dans le cas du sol nu ou de surface enherbée que dans le cas de surface d'eau libre ou de surface couverte de sable. Cette hausse légère est due à la couleur plus foncée de la surface du sol nu qui adsorbe plus d'énergie (albéto plus grand). Dans le cas de surface enherbée, c'est la transpiration des herbes qui joue le rôle dominant et qui donne une surface d'évaporation plus grande.

On peut observer les surfaces d'évaporation sur les profils de température (Figure 3.1.5).

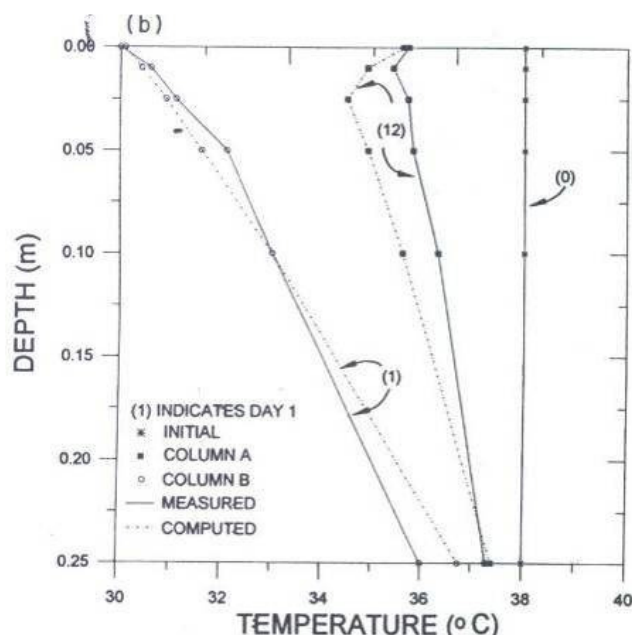


Figure 3.1.5. Profils de température mesurés et simulés (Wilson et al., 1994)

Au début, une chute considérable de température est observée à la surface du sol, à relier à la forte demande d'énergie d'évaporation. Cette évaporation rend la surface plus froide. Puis, après quelques jours, on voit les points les plus froids se trouver à quelques centimètres de la surface : c'est la nouvelle surface d'évaporation. A cette profondeur, il y a deux types d'écoulement d'eau : par phase vapeur et par eau liquide. Faute de la détermination du coefficient de conductivité hydraulique non saturée, la simulation n'est pas satisfaisante. La conductivité hydraulique est évidemment un élément clé dans cette étude.

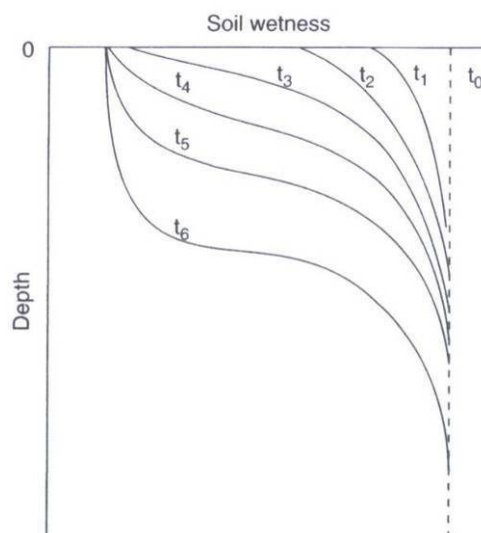


Figure 3.1.6. Développement du front sec et ses déplacements dans le sol au cours de l'évaporation (Hillel, 2004)

Ce front sec peut se repérer au point d'inflexion du profil de la teneur en eau du sol. Cette courbe (Figure 3.1.6) est souvent convexe dans l'ensemble, mais éventuellement elle peut devenir concave dans la partie supérieure. Il paraît que cette inflexion résulte de la variation de la diffusivité du sol en fonction de son humidité. Sur la Figure 3.1.7, on peut constater que la contribution de la phase vapeur à la diffusivité D devient dominante quand la teneur en eau $\theta < 0,06$.

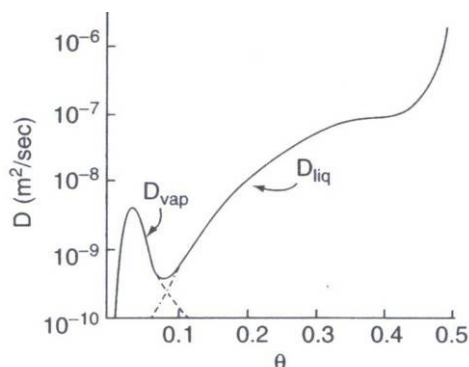


Figure 3.1.7. Diffusivité D en fonction de la teneur en eau

On peut conclure que dans la partie du sol au dessus du front sec, il n'existe que le transfert d'eau en phase vapeur.

La Figure 3.1.8 montre une très grande fluctuation de la teneur en eau de la couche proche de la surface du sol. En effet, l'évaporation se produit pendant la journée à une zone proche de la surface tandis que la couche inférieure est encore humide. Cela entraîne un gradient hydraulique vers le haut et la surface du sol est remouillée pendant le soir par les flux de vapeur et de liquide provenant de la couche inférieure.

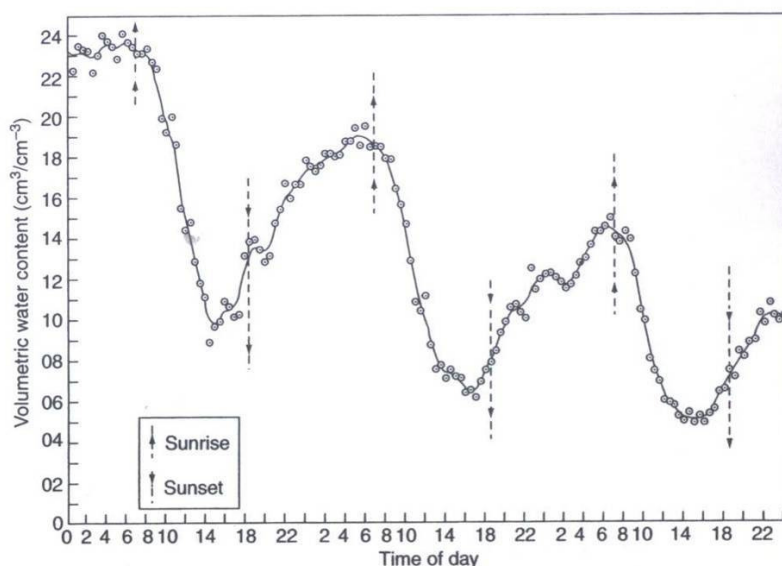


Figure 3.1.8. Variation de la teneur en eau à la surface (0-5 mm) d'un terreau durant le séchage (Jackson 1973, d'après Hillel 2004)

Cette fluctuation significative fait intervenir le phénomène d'hystérésis dans la relation entre la succion et la teneur en eau. Mahfouf et Noihan (1991) et Van de Griend et Owe (1994) ont également mis en évidence ce phénomène avec l'hypothèse d'une teneur en eau ou succion constante pour une journée donnée.

Hillel (1975, 2004) a comparé l'évaporation simulée dans deux cas différents avec et sans hystérésis et il a trouvé une diminution de 33 % avec l'hystérésis. Plus tard, Hillel et van Bavel (1976) et Hillel (2004) ont travaillé sur des sols de textures différentes et ont observé que la différence de conductivité hydraulique peut influencer le taux d'évaporation cumulé. Avec le temps, la texture grossière présente moins d'évaporation que la texture fine capable de soutenir plus longtemps la première phase ; ceci sous toutes les conditions : stable ou cyclique (Figure 3.1.9).

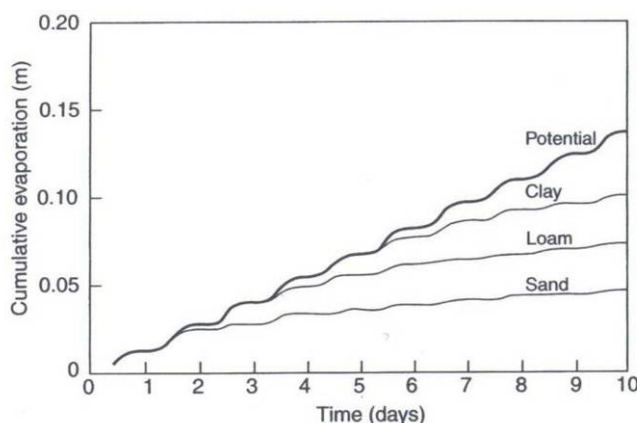


Figure 3.1.9. Evaporation cumulée de différents sols (Hillel, 1975)

3.1.3 Propriétés de l'air : gradients de l'humidité et de la température à l'interface sol-atmosphère

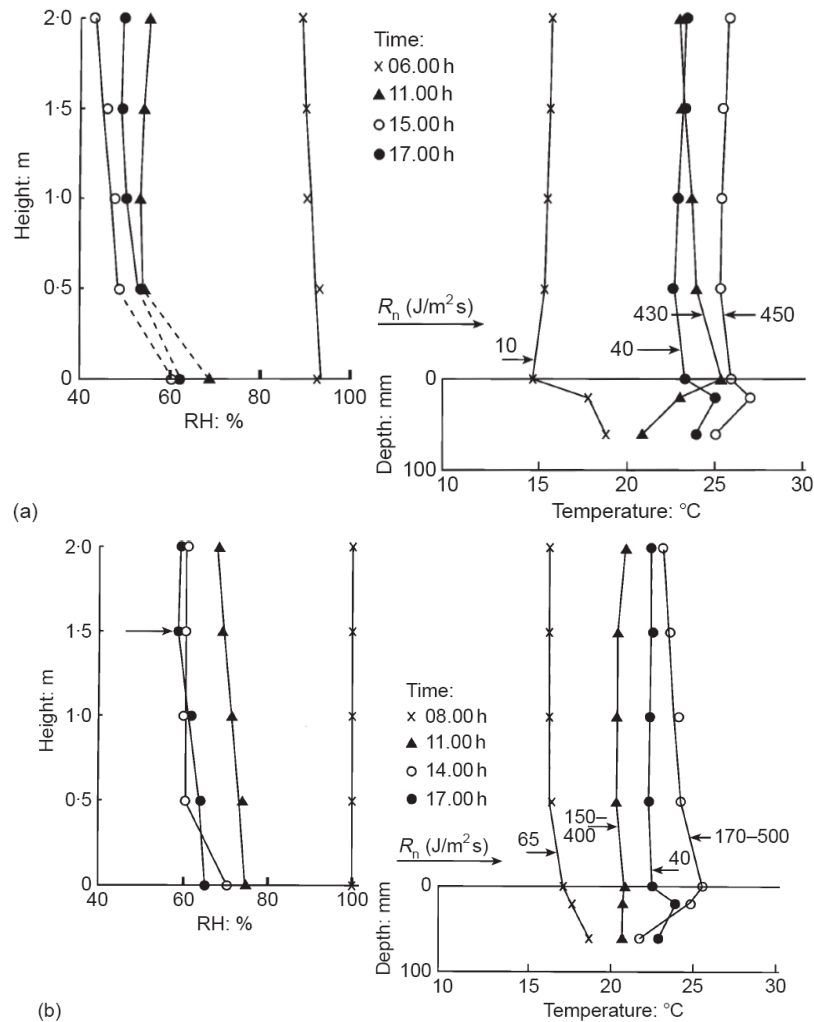


Figure 3.1.10. Profils de température et d'humidité dans une zone proche de la surface (couverts enherbés et sans limite d'eau) a) pendant un jour sec et ensoleillé et b) pendant un jour humide ensoleillé (Blight, 1997).

Les profils de température et d'humidité relative obtenus par Blight (1997) sont présentés sur la Figure 3.1.10. On y constate bien que ces gradients de température et d'humidité relative changent considérablement tout au long de la journée, en particulier, au dessus de 500 mm de la surface et dans la zone non saturée peu profonde (de 100 mm).

3.1.4 Evaluation de l'évaporation _ Première approche : sans résistance à la surface

De nombreuses méthodes d'évaluation de l'évaporation ont été publiées dans la littérature. Très souvent, elles sont en relation avec l'évapotranspiration potentielle (Wilson et al., 1994). Elles peuvent être empiriques, semi empiriques ou physiques. Globalement, elles peuvent être classées dans trois groupes (Wilson, 1990) :

- 1 Méthode de mesure directe,
- 2 Méthode micrométéorologique,
- 3 Méthode pour une grande surface (une région).

Groupe 1 : Parmi les méthodes directes, les bacs d'évaporation et le lysimètre sont les plus utilisés (Blight, 1997 ; Penman, 1948). Le bac d'évaporation est relativement simple, fiable et pratique. D'autre part, le lysimètre est capable de simuler les conditions réelles du sol.

Groupe 2 : Les méthodes micrométéorologiques sont utilisées pour estimer l'évaporation (ou l'évapotranspiration) pour une situation donnée. Ces méthodes sont souvent basées sur le bilan d'énergie et sur les transferts de masse. On peut citer ici la méthode aérodynamique de Thornthwaite et Holzman (1942) et la méthode de transfert de masse basée sur l'équation de Dalton :

$$E = \rho_a K^2 \frac{(q_2 - q_1)(V_2 - V_1)}{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)^2} \quad [5]$$

Où : q_1 , q_2 , V_1 , V_2 sont l'humidité relative et la vitesse du vent à l'altitude Z_1 et Z_2 respectivement.

L'équation de Dalton (1802) est la suivante :

$$E = f(u)(P_{vs} - P_a) \quad [6]$$

Où : $f(u)$ est une fonction de la vitesse du vent, de la rugosité, et du tourbillon de diffusion.

Il s'agit ici des premières méthodes de base pour estimer l'évaporation potentielle. La difficulté de la méthode de Thornthwaite et Holzman (1942) est l'exigence d'une très bonne précision pour les mesures de l'humidité, de la température et de la vitesse du vent. Pour la méthode de Dalton (1802), elle perd de la précision quand le sol n'est plus saturé.

Groupe 3 : Les méthodes pour une grande surface permettent de prévoir l'évaporation actuelle grâce aux données climatologiques. Il s'agit en général d'équations empiriques ou semi empiriques. Selon Wilson (1990), les méthodes basées sur les données climatologiques pour estimer l'évaporation sont plus appropriées dans les applications géotechniques, car elles ne nécessitent que les données climatiques standards telles que la température et l'humidité relative journalières moyennes. On peut en citer ici quelques unes qui sont les plus utilisées :

1.) Méthode de Thornthwaite (1948, Wilson, 1990) :

$$ETP = 1,6 \frac{L}{12} \frac{N}{30} \left(\frac{10T_a}{I} \right)^{a_1} \quad [7]$$

Où L est la longueur du jour (h), N est le nombre de jours par mois, T_a est la température journalière moyenne de l'air, I est la somme des indices i de 12 mois :

$$i = \left(\frac{T_a}{5} \right)^{1,514} ; a = 6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,71 \times 10^{-5} I^2 + 1,79 \times 10^{-2} I + 0,49$$

Cette méthode est relativement simple. Elle ne demande pas de données sophistiquées. Elle présente néanmoins des inconvénients. Elle n'est valable que pour une longue période : >1 mois. En plus, la température journalière moyenne n'est pas toujours représentative pour la radiation solaire. Enfin, comme il existe toujours un décalage entre la température à la surface et celle dans l'air ainsi que la radiation, il y a certainement un décalage entre la température et l'évaporation.

2.) Thornthwaite (1954, d'après Blight 1997) a proposé une autre méthode plus simple :

$$E_m = 16,2 \left(\frac{10t_m}{\sum i} \right)^a \quad [8]$$

Où : E_m est l'évaporation mensuelle (mm), t_m est la température moyenne mensuelle (°C), i est $(T/5)^{1,5}$, T est la température journalière moyenne et

$$a = 6,75 \times 10^{-9} (\sum i)^3 - 7,7 \times 10^{-7} (\sum i)^2 + 0,08 (\sum i) + 0,49$$

a prend la valeur limite de 0,5 quelque soit la température.

Cette méthode s'applique plutôt pour une zone humide et elle n'est pas pertinente pour les zones arides. De plus, elle ne peut pas éviter les inconvénients de Thornthwaite (1948).

3.) Turc (1954 et 1955, d'après Blight 1997) a proposé une formule en tenant compte de la limite d'eau d'alimentation par précipitation :

$$E_m = \frac{P_m}{0,9 + (P_m/L)^2} \quad [9]$$

Où E_m est l'évaporation mensuelle (mm), P_m est la précipitation mensuelle (mm) et L représente la température. Comme E_m est exprimé en rapport avec la P_m , la formule n'est pas correcte dans la période de sécheresse.

4.) Penman (1948) a proposé une approche jugée la plus rationnelle. Sa formulation est basée sur le bilan d'énergie à la surface du sol et sur le transfert de masse :

$$EP = \frac{\Delta R_n / \lambda + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad [10]$$

Où : $E_a = f(u)(P_{vs} - P_a) = 0,165 \times (P_{vs} - P_a)(0,8 + u^2/100)$ (mm/jour)

Rosenberg et al. (1983, d'après Wilson 1990) considèrent la méthode de Penman comme la méthode la plus populaire et la plus utilisée pour estimer l'évapotranspiration potentielle. La popularité est due à sa simplicité. Cette méthode demande seulement des paramètres climatiques habituels comme la température, l'humidité relative et la vitesse du vent. Cette méthode est d'abord destinée au cas avec une surface d'eau libre ; mais Penman (1948) l'a étendu au sol nu et au gazon. Selon Penman (1956), le rapport EP/E varie entre 0,6 et 0,8. La méthode de Penman connaît également des faiblesses. D'abord elle n'est pas fiable dans le cas d'une convection horizontale forte. Puis, la formule de Penman demande un facteur de correction quand l'eau n'est pas toujours disponible à la surface. En général, la méthode de Penman surestime l'évapotranspiration dans la zone sèche. Enfin, la formule de Penman ignore la chaleur du sol qui peut être grande pour un sol sec.

Conclusion 1 : Les méthodes proposées par les agronomes (Penman, 1948) sont souvent valables pour les champs irrigués et pour un climat dont le bilan d'eau annuel est positif et où il n'y a pas de limite d'approvisionnement d'eau. Dans ces conditions, l'évapotranspiration réelle est très proche de l'évapotranspiration potentielle. Toutes ces méthodes permettent d'estimer l'évapotranspiration potentielle seulement.

Pour les zones arides et semi – arides, lieu courant des travaux géotechnique, c'est différent : il y a une disponibilité d'eau bien limitée. Et cette limite va diminuer considérablement le taux d'évapotranspiration : quand la succion augmente, plus d'énergie est nécessaire pour sortir de l'eau du sol. La première consommation d'énergie sert à retirer de l'eau du sol, c'est-à-dire : surmonter la succion. Pourtant, cette énergie est petite par rapport à l'énergie pour évaporation.

5.) Wilson (1990) a apporté une modification à la formule de Penman : il a utilisé la pression de vapeur d'eau réelle à la surface au lieu de la pression de vapeur d'eau saturante. Cette modification permet de s'approcher de la valeur réelle de l'évaporation, puisque l'utilisation de la pression de vapeur d'eau saturante à la surface a toujours tendance à surestimer le taux d'évaporation.

$$E = \frac{\Delta R_n + \gamma E_a}{\Delta + \gamma A} \quad [11]$$

Où : $E_a = f(u)P_a(B - A)$ et $f(u) = 0,35(1 + 0,146u^2)$; P_a est en mmHg.

Conclusion 2

1. Plusieurs autres modifications ont été apportées aux formules de Penman (1948), de Dalton etc. Mais la plupart des formules modifiées restent dans l'estimation du taux potentiel. Ce taux est proche de celui réel seulement dans le cas du sol humide, du sol cultivé bien irrigué par exemple. En général, ces méthodes surestiment le taux d'évaporation.

2. Les modifications ou améliorations (Choudhury et Monteith, 1988 ; Wilson, 1990) ont souvent porté une attention particulière sur les paramètres climatiques. Or, on a remarqué une influence notable des propriétés du sol sur le taux d'évaporation dans les trois phases d'évaporation, surtout dans les deux dernières phases. Une méthode qui inclut à la fois les paramètres atmosphériques et les propriétés du sol s'impose donc.

3. Au cours de l'évaporation, l'état du sol change comme la diminution de la teneur en eau. Cette diminution modifie fortement les propriétés hydrauliques et mécaniques du sol. Ces variations vont influencer le taux d'évaporation. On voit ici une interaction entre le sol et l'atmosphère. Ainsi, un modèle sol – atmosphère basé sur les propriétés hydrauliques du sol et sur les paramètres atmosphériques est nécessaire.

4. De nombreux modèles ont été proposés dans la littérature. Les modèles proposés par Passerat de Silans et al. (1989), par Camillo et Gurney (1986), par Kondo et Saigusa (1994) et Kondo et al. (1992) ont utilisé la formulation pour différents transferts dans le sol. D'un premier abord, les modèles donnent une bonne estimation au niveau des flux d'évaporation ainsi qu'au niveau des profils de température. Pourtant, les résultats sont souvent donnés pour une courte durée et ils manquent la validité du modèle pour la troisième phase d'évaporation. De plus, l'équation de transfert de masse a été formulée avec le gradient de la teneur en eau au lieu du gradient hydraulique, ce qui à l'évidence n'est pas correct.

Milly (1984a, 1984b) a porté une modification aux équations de Philip et de Vries (1957). Mais l'ensemble reste purement théorique. Ils manquent la validation.

5. L'objectif de cette partie est de développer un modèle plus complet qui inclut à la fois les propriétés du sol et celles de l'atmosphère. Le modèle doit être plus physique et doit s'adapter aux différents états du sol, que ce soit un sol non saturé ou un sol avec une couche sèche à la surface. Le modèle doit faire appel aux résistances à la surface, dans l'air et dans la couche de sol sec.

3.1.5 Evaluation de l'évaporation _ Deuxième approche : avec les résistances/surface d'eau disponible

Le processus d'évaporation d'un sol nu est dominé par la diffusion de la vapeur à travers la couche proche de la surface. Ce processus n'est pas seulement fonction des paramètres comme l'humidité, la pression de vapeur, le gradient de température, la succion, le diamètre des pores mais également fonction de la turbulence de l'air à l'interface sol – atmosphère (Van de Griend et Owe, 1994). La simulation d'un tel processus nécessite un modèle très détaillé avec une haute résolution d'un ordre de grandeur de 1 mm afin d'assurer la continuité des flux à l'interface. Face à ces difficultés, Mahfouf et Noilhan (1991) et Van de Griend et

Owe (1994) ont proposé de développer des modèles atmosphériques à une échelle mésoscopique.

Le schéma d'évaporation (Figure 3.1.11) a été proposé comme suit (Aluwihare et Watanabe, 2003 ; Kondo et al., 1990 ; Mahfouf et Noilhan, 1991): l'eau est d'abord diffusée à partir de la surface d'eau libre à travers des grands pores pour arriver à la surface. Elle s'évapore ensuite dans l'air par les échanges laminaires ou turbulents.

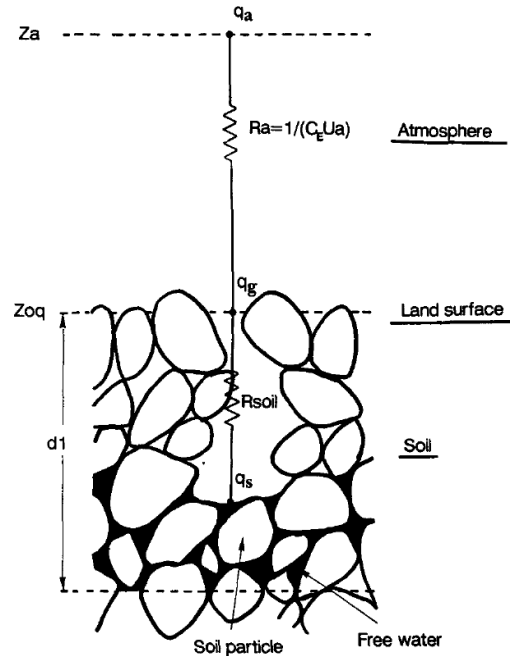


Figure 3.1.11. Schéma de passages de l'eau dans l'évaporation

Les échanges entre la surface et l'atmosphère sont contrôlés par la résistance aérodynamique R_a . Dans le sol, la diffusion moléculaire est décrite par la résistance du sol R_s , la résistance à la diffusion d'eau. R_s est inversement proportionnel à la diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau D_v (Kondo et al., 1990). R_s dépend donc fortement de la texture et de la microstructure du sol.

Parmi les méthodes aérodynamiques volumiques classiques, deux méthodes sont souvent utilisées. La première méthode, intitulée α méthode, ne tient compte que des propriétés dans la partie de Z_0 à Z_a . L'évaporation est calculée comme suit :

$$E_g = \frac{\rho_a}{R_a} (q_g - q_a) \quad [12]$$

$$\text{et } q_g = \alpha q_{sat}(T_s)$$

où : $q_{sat}(T_s)$ est l'humidité spécifique saturante à la température T_s (définie comme la solution du bilan d'énergie de la surface). Le coefficient α représente l'humidité relative à la surface. Il est fonction de la teneur en eau proche de la surface, w_g . Il commence en général par

diminuer à partir de la valeur de capacité de champ w_{fc} (qui est définie comme la teneur en eau correspondant à la conductivité hydraulique de 0,1 mm/jour).

Dans la deuxième méthode, β méthode, le processus entier est décrit entre la surface d'eau libre et l'atmosphère :

$$E_g = \frac{\rho_a}{R_a + R_s} (q_s - q_a) = \frac{\rho_a}{R_a} \beta (h_{rs} q_{sat}(T_s) - q_a) \quad [13]$$

$$q_s = h_{rs} q_{sat}(T_s)$$

$$\beta = \frac{R_a}{R_a + R_s}$$

Résistance atmosphérique R_a

La résistance atmosphérique R_a peut être calculée avec une loi logarithmique simple pour le profil du vent (Choudhury et Monteith, 1988) :

$$R_a = \frac{1}{K^2 u_a} \left[\ln \frac{z_a}{z_o} \right]^2 = \frac{1}{K^2 u_a} \left[\ln \frac{z_a - d}{z_o} \right]^2 \quad [14]$$

Choudhury et Monteith (1988) ont également proposé une autre formule avec la présence de la température :

$$R_a = R_{ao} \frac{1}{(1 + R_i (T_s - T_a))^\eta} \quad [15]$$

$$\text{Où : } R_{ao} = \frac{[\ln(\frac{z_a}{z_o})]^2}{K^2 u_a} \text{ et } R_i = \frac{5gz_a}{u_a^2 T_a}$$

$\eta = 0,75$ pour la condition instable ($T_s > T_a$) et $\eta = 2$ pour la condition stable ($T_s < T_a$)

z_0 : le paramètre de rugosité est défini comme la hauteur à laquelle la vitesse est nulle. z_0 a une valeur de l'ordre de 0,001 m.

Camillo et Gurney (1986) ont proposé une expression pour calculer la résistance aérodynamique dans laquelle ils ont inclus des correcteurs de stabilité.

$$r_a = \frac{\left(\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - P_1 \right) \left(\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - P_2 \right)}{K^2 u} \quad [16]$$

où P_1 et P_2 sont deux correcteurs de stabilité et ils sont fonction de la longueur de Monin-Obukhov. Cette formule a été également utilisée par Aluwihare et Watanabe (2003).

La vitesse de frottement u_* est souvent utilisée pour décrire la variation de la vitesse du vent :

$$u = \frac{u_*}{K} \left(\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - P_1 \right) \quad [17]$$

La longueur de Monin-Obukhov est :

$$MO = -\frac{u_*^3 \rho_a C_h T_a}{KgH} = \frac{T_a u_*^2}{g(T_a - T_s) \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \left(1 - P_2 / \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right)^2} \cong \frac{T_a u_*^2}{g(T_a - T_s) \ln \left(\frac{z}{z_0} \right)}$$

Ces auteurs ont distingué trois cas pour estimer la valeur des correcteurs :

1. Pour le cas d'une atmosphère neutre, définie par une condition $|T_a - T_s| < 0,1K$, les correcteurs de stabilité P_1 et P_2 sont pris égaux à 0.
2. Pour une atmosphère instable, définie par $T_a - T_s < -0,1K$, les formulations suivantes sont utilisées :

$$P_1 = 2 \ln \left(\frac{1+X}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+X^2}{2} \right) - 2 \tan^{-1}(X) + \frac{\pi}{2}$$

$$P_2 = 2 \ln \left(\frac{1+X^2}{2} \right)$$

$$X = \left(1 - 16 \frac{z}{MO} \right)^{0,25}$$

3. Pour une atmosphère stable, $T_a - T_s > 0,1K$, le rapport de z à MO doit être examiné :
 - a. Si $z/MO \leq 1$, on a $P_1 = P_2 = -5(z - z_0) / MO$
 - b. Si $z/MO > 1$, on a $P_1 = P_2 = -5 \ln(z/z_0)$

La valeur de R_a est souvent comprise entre 10 et 100 s/m pour le sol avec un couvert de végétation (Musy et Higy, 2004).

Résistance à la surface d'évaporation R_s

Mahfouf et Noilhan (1991) a comparé deux catégories de méthodes pour déterminer l'évaporation : méthodes aérodynamiques (une relation explicite entre le flux d'évaporation E et la teneur en eau proche de la surface, w_g , en utilisant l'humidité spécifique) et méthodes de seuils qui se basent sur le concept de demande et de capacité d'alimentation. Nous avons ajouté également d'autres formules de calcul d'évaporation dans le Tableau 3.1.1

Tableau 3.1.1 : Différentes méthodes pour calculer le taux d'évaporation

Formulations aérodynamiques volumiques		Formulation de seuil
$\frac{\rho_a}{R_a} (\alpha q_{sat}(T_s) - q_a)$	$\frac{\rho_a}{R_a} \beta (h_{rs} q_{sat}(T_s) - q_a)$	$\min \left\{ \rho_w E_t, \frac{\rho_a}{R_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \right\}$
$\alpha = \min \left\{ 1; \frac{1,8\theta_g}{\theta_g + 0,30} \right\}$ (Barton 1979)	$\beta = \min \left\{ 1; \frac{\theta_g}{0,75\theta_{sat}} \right\}$ et $hr = 1$ (Deardorff 1978)	$E_t = 2D \frac{\theta_g - \theta_{wilt}}{d_1} - K$ (Marht and Pan 1984)
$\alpha = \min \left\{ 1; \frac{1,8\theta_g}{0,7\theta_g + 0,40} \right\}$ (Yasuda and Toya 1981)	$\beta = \frac{R_a}{R_a + R_s}$ & $hr = 1$	$E_t = C_k D \frac{\theta_2}{\theta_{sat} \sqrt{d_1 d_2}}$ (Dickinson 1984)
$\alpha = \frac{1}{2} \left(1 - \cos \left(\frac{\theta_g \pi}{\theta_{fc} 2} \right) \right)$ si $\theta_g < \theta_{wfc}$ $\alpha = 1$ si $\theta_g \geq \theta_{fc}$ (NP89) (Noilhan and Planton 1989)	$R_s = 3,5 \left(\frac{\theta_{sat}}{\theta_g} \right)^{2,3} + 33,5$ (Sun 1982) $R_{soil} = 3,8113 \times 10^4 \exp \left(-13,515 \frac{\theta_g}{\theta_{fc}} \right)$ (Passerat 1986) (P86) $R_s = F_1 (\theta_{sat} - \theta_g)^{F_2}$ (Kondo et al. 1990) $R_s = 4140 (\theta_{sat} - \theta_g) - 805$ $h_r = \exp((g\psi/R_v T))$ (Camillo and Gurney 1986) (Dorman and Sellers 1989) $R_s = R_{s1} e^{\alpha(\theta_{min} - \theta)} = 10e^{0,3563(15 - \theta)}$ (Van de Griend et Owe, 1994)	$E_t = \frac{B}{\Delta W} \left(\theta_2^{b+4} - \theta_{wilt}^{b+3} \left(\frac{\theta_2 (b+4)}{-\theta_{wilt} (b+3)} \right) \right)$ $\Delta W = -d (\theta_g - \theta_2)$ (Wetzel and Chang 1987) (WC87) $E_t = \frac{D\theta_g \pi^2}{4d_1}$ (Abramopoulos et al. 1988)

Dans la formulation de Van de Griend et Owe (1994), on voit la présence de deux nouveaux paramètres : θ_{min} et R_{s1} (Figure 3.1.12). θ_{min} correspond à la teneur en eau minimale pour que l'évaporation potentielle apparaisse. La valeur minimale de R_s , R_{s1} , correspond à la résistance à la diffusion moléculaire pour traverser la surface d'eau. L'introduction de θ_{sat} dans la formule de Camillo et Gurney (1986) est relativement arbitraire.

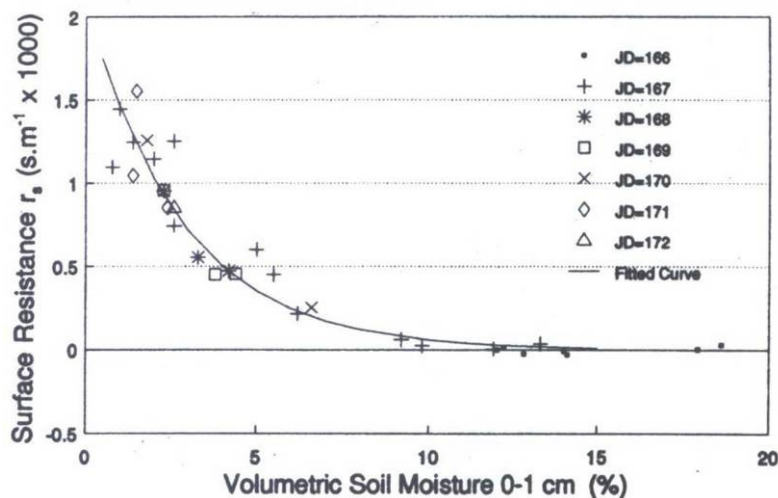


Figure 3.1.12. Corrélation entre la résistance de la surface et la teneur en eau volumique de la couche de 1 cm de profondeur

Kondo et al. (1992) ont proposé les valeurs des constantes F1 et F2 pour quelques sols (Tableau 3.1.2). Ces valeurs ont été trouvées avec la considération d'une couche de calcul de 20 mm de profondeur (Figure 3.1.13).

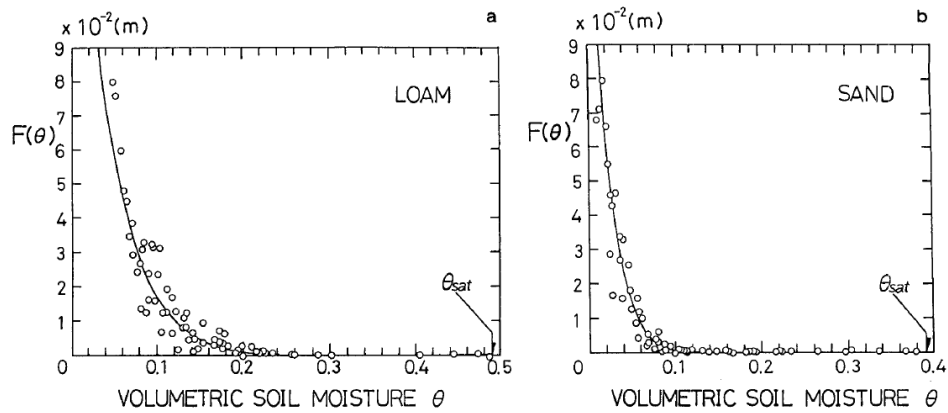


Figure 3.1.13. Relation expérimentale entre la résistance à la surface et la teneur en eau volumique pour deux sols différents : (a) le terreau et (b) le sable.

Tableau 3.1.2. Constantes proposées par Kondo et al. (1990)

Type de sols	F1 (m)	F2	θ_{sat}
Terreau	$2,16 \times 10^2$	10,0	0,490
Sable	$8,32 \times 10^5$	16,6	0,392
Sable fin	$7,00 \times 10^3$	11,2	0,397

Mahfouf et Noilhand (1991) ont réalisé des calculs d'évaporations avec 5 formules différentes (Tableau 3.1.3) et ils ont ensuite confronté les résultats de calculs aux données expérimentales.

Tableau 3.1.3. Formules de calcul d'évaporation utilisées (Mahfouf et Noilhand, 1991)

N°	Formule d'évaporation	Condition
1	$E = \frac{\rho_a}{R_a} (q_g - q_a)$	Avec $q_g = \max[\alpha q_{sat}(T_s), q_a]$ Et $\alpha = \text{Eq. (NP89)}$ si $q_{sat}(T_s) > q_a$ Avec $q_g = \alpha q_{sat}(T_s)$ si $q_{sat}(T_s) \leq q_a$
2	$E = \frac{\rho_a}{R_a + R_s} (q_{sat}(T_s) - q_a)$	Avec $R_s = \text{Eq. (P86)}$
3	$E = \frac{\rho_a}{R_a} \beta (q_{sat}(T_s) - q_a)$	Avec $\beta = \text{Eq. (NP89)}$
4	$E = \frac{\rho_a}{R_a + R_s} (h_{rs} q_{sat}(T_s) - q_a)$	Avec $R_s = \text{Eq. (P86)}$
5	$E = \min \left\{ \rho_w E_t, \frac{\rho_a}{R_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \right\}$	Avec $E_t = \text{Eq. (WC87)}$

Les résultats de comparaison sont présentés sur la Figure 3.1.14 et la Figure 3.1.15.

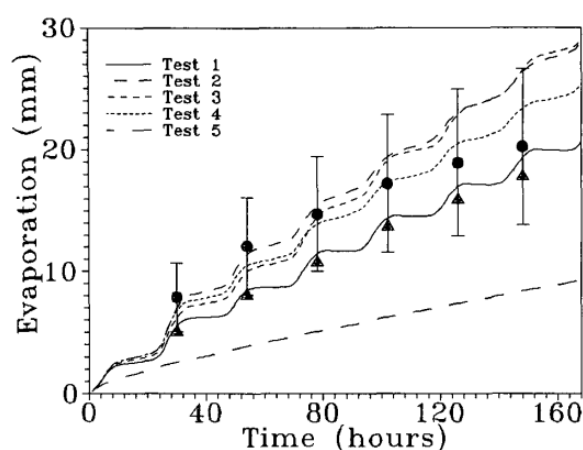


Figure 3.1.14. Évaporation cumulée. Estimation à partir du bilan d'eau (cercle) et de la mesure aérodynamique (triangle)

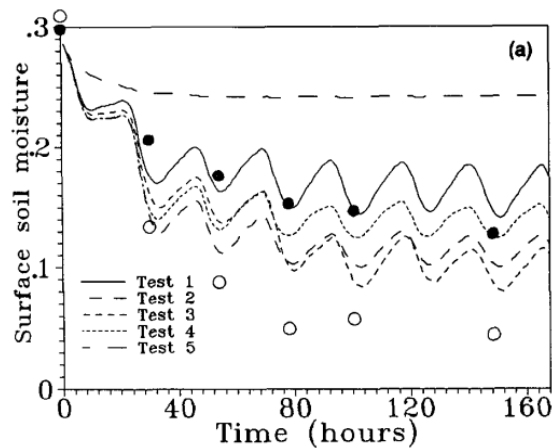


Figure 3.1.15. Evolution de la teneur en eau. Observation journalière de la teneur en eau à 1,5 cm (cercle plein) et à 0,5 cm (cercle creux)

Ces résultats montrent que :

1. La méthode des seuils surestime largement le taux d'évaporation. La teneur en eau ne change pas après un temps court.
2. Les essais 2 et 3 présentent une légère hausse de taux d'évaporation. Cela est expliqué par le fait que l'humidité spécifique à la surface d'eau libre a été considérée toujours égale à la valeur saturante.
3. Les résultats des essais 1 et 4 correspondent aux résultats observés à 1,5 cm de profondeur.

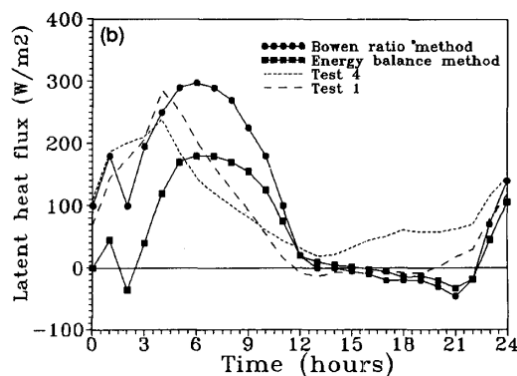


Figure 3.1.16. Comparaison entre la chaleur latente observée et simulée (Mahfouf et Noilhand, 1991)

4. La Figure 3.1.16 montre que la méthode β (essai 4) a tendance à surestimer l'évaporation pour la nuit. En revanche, la méthode α est plus compatible avec les résultats expérimentaux.

Conclusions et proposition d'une nouvelle approche : modèle de surface d'évaporation

- Les méthodes étudiées dans la deuxième approche donnent en général une bonne indication de l'évaporation actuelle. Les résultats s'accordent bien avec les résultats expérimentaux. Pourtant ces modèles présentent des imprécisions. En premier lieu, chaque formulation est seulement comparée et validée avec une série de données expérimentales spécifiques et les formules n'ont pas toujours la même forme : elle suit souvent la loi de puissance mais parfois la loi linéaire. Le deuxième inconvénient réside dans le choix de l'épaisseur de la couche de calcul. Il est confus et arbitraire. Certains auteurs ont aussi essayé de justifier leur choix (Kondo et al., 1992), mais les raisons ne sont pas complètement rationnelles. Cette épaisseur peut être de 20 mm (Kondo et al., 1992), de 30 à 100 mm (Chanzy et Bruckler, 1993), de 5 mm (Camillo et Gurney, 1986), de 10 mm (Van de Griend et Owe, 1994). Mahfouf et Noilhan (1991) a trouvé une très bonne corrélation entre les valeurs simulées et celles mesurées si les mesures se font à 1,5 cm.

- Aluwihare et Watanabe (2003) et Yamanaka et al. (1997) ont développé et proposé un modèle plus physique. La différence fondamentale est l'introduction d'une couche de sol sec bien définie à la surface du sol (Figure 3.1.17). Ainsi la notion de la surface d'évaporation devient plus claire. On suppose que l'évaporation ne se produit qu'à cette surface.

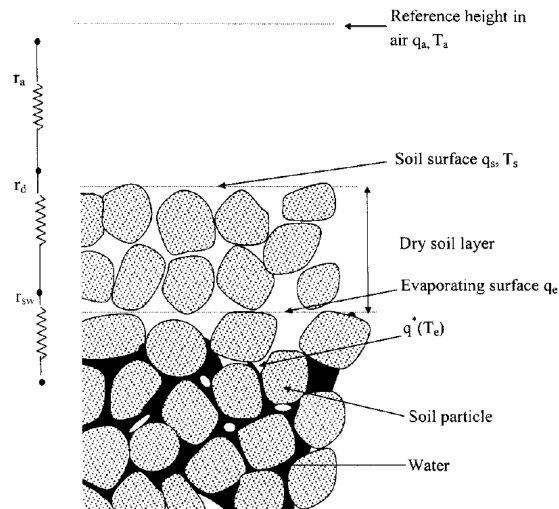


Figure 3.1.17. Schéma d'évaporation à travers plusieurs passages

La formulation de calcul de l'évaporation peut être écrite comme :

$$E = \rho_a \frac{q^*(T_e) - h_a q_a^*(T_a)}{R_s + R_d + R_a} \quad [18]$$

Dans la couche sèche,

$$E = \rho_a \frac{q_e - q_s}{R_d} = \frac{D_v}{z_d} (q_e - q_s) \rightarrow r_d = \frac{z_d}{D_v \rho_a} \quad [19]$$

Malheureusement, l'épaisseur de la couche sèche n'a pas été calculée mathématiquement et n'a fait l'objet que d'une observation visuelle.

L'introduction de cette couche sèche change aussi les bilans d'énergie et de masse.

Les résultats sont présentés sur la Figure 3.1.18 et la Figure 3.1.19.

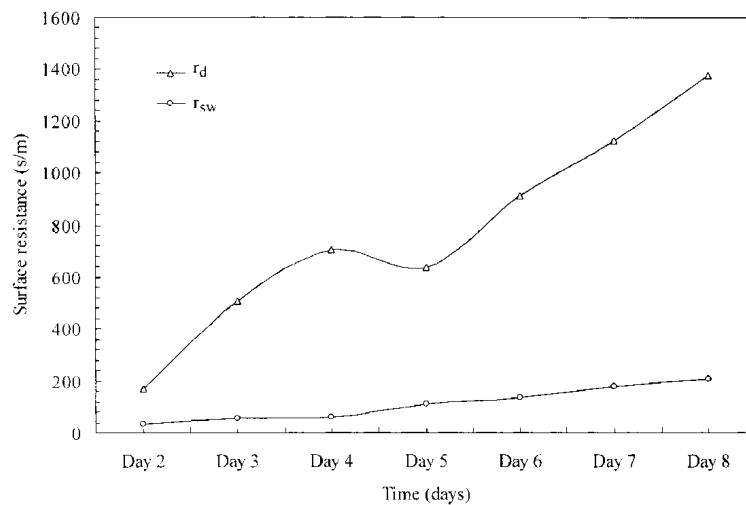


Figure 3.1.18. Comparaison entre la résistance de la surface d'évaporation avec celle de la couche sèche

Le résultat donné sur la Figure 3.1.18 montre un grand décalage entre la résistance de la couche sèche et celle de la surface. On note que la résistance de la surface peut jouer un rôle important pour la valeur de l'évaporation cumulée et à longue durée.

Le résultat sur la Figure 3.1.19 montre de nouveau une bonne corrélation entre la résistance totale (R_s comme dans les autres travaux) et la teneur en eau volumique. Mais une fois cette résistance décomposée, les auteurs n'ont pas trouvé une relation évidente entre la résistance de la surface et la teneur en eau volumique.

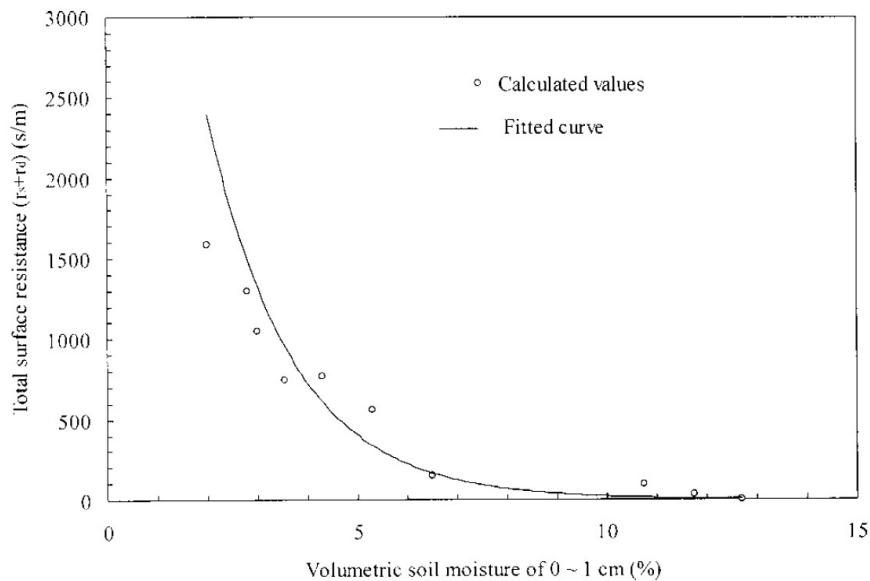


Figure 3.1.19. Variation entre la résistance totale de la surface avec la teneur en eau pour une profondeur de 0-1 cm

En conclusion, l'ensemble des efforts consacrés dans les différents travaux antérieurs visent à estimer le taux d'évaporation en établissant un modèle de résistance : la couche de la surface du sol est décomposée en plusieurs couches plus ou moins minces avec une résistance correspondante pour chaque couche. Ensuite le travail consiste à établir une corrélation entre ces résistances et les caractéristiques du milieu. A l'heure actuelle, on a plus ou moins un consensus sur le développement de la résistance atmosphérique qui ne dépend que des paramètres métrologiques. Par contre, la résistance de la surface du sol (R_s) reste discutable. Il s'agit souvent d'une corrélation entre cette résistance et la teneur en eau. Plusieurs remarques peuvent être faites sur cette pratique :

1. Le travail réalisé est souvent limité à un ou deux types de sol seulement ;
2. Les formules diffèrent fortement d'un travail à l'autre, elles peuvent être linéaires, exponentielles ou logarithmiques ;
3. La teneur en eau est moyennée sur une couche de sol proche de la surface dont l'épaisseur fait l'objet d'un choix confus et arbitraire. Or, la teneur en eau proche de la surface change énormément avec la profondeur ;
4. La teneur en eau n'est pas le facteur unique gouvernant le taux d'évaporation. Chanzy et Brucler (1993) ont montré qu'il y a aussi l'évaporation potentielle et/ou la vitesse du vent comme facteurs importants.

3.1.6 Evaluation de l'évaporation _ Méthode succion

Les conclusions précédentes nous amènent à considérer une autre variable qui est plus physique pour la description du processus d'évaporation : la succion, puisqu'elle représente la capacité du sol à retenir son eau.

Comme AE peut dépendre de PE et afin de faciliter la formulation plus loin, on considère le rapport AE/PE.

Les corrélations présentées précédemment entre le taux d'évaporation et la teneur en eau moyenne d'une couche de sol sont d'abord utilisées en considérant les courbes de rétention d'eau disponibles pour traduire cette relation en fonction de la succion. Puis, le taux d'évaporation potentielle (PE) est calculé. Faute de données, seuls les résultats de Chanzy et Bruckler (1993) et de Kondo et al. (1990) sont analysés.

Les résultats de Chanzy et Bruckler (1993) sont présentés sur la Figure 3.1.20, la Figure 3.1.21, la Figure 3.1.22 et la Figure 3.1.23. Il s'agit de corrélations entre le rapport AE/PE et la teneur en eau moyenne ainsi que la succion moyenne d'une couche de 30 et de 10 mm d'épaisseur et proche de la surface pour 3 sols différents.

On y observe d'abord un grand écart entre les corrélations des rapports AE/PE avec la teneur en eau moyenne. En revanche, une fois que la teneur en eau est convertie en succion, les courbes se rapprochent voire se superposent.

En comparant ces courbes (avec l'axe des abscisses en succion) entre deux cas de 10 mm et de 30 mm d'épaisseur, on voit que les courbes dans le cas de 10 mm donnent plutôt une forme logarithmique. Une observation similaire peut être faite sur les résultats de Kondo et al. (1990) avec la teneur en eau convertie en succion (Figure 3.1.24 et Figure 3.1.25).

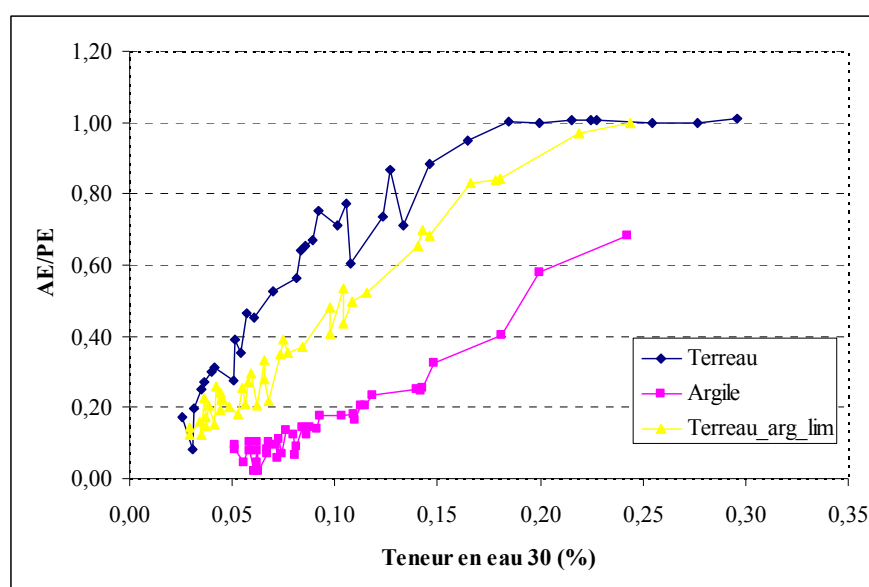


Figure 3.1.20. AE/PE en fonction de teneur en eau moyenne d'une couche de 30 mm d'épaisseur et proche de la surface

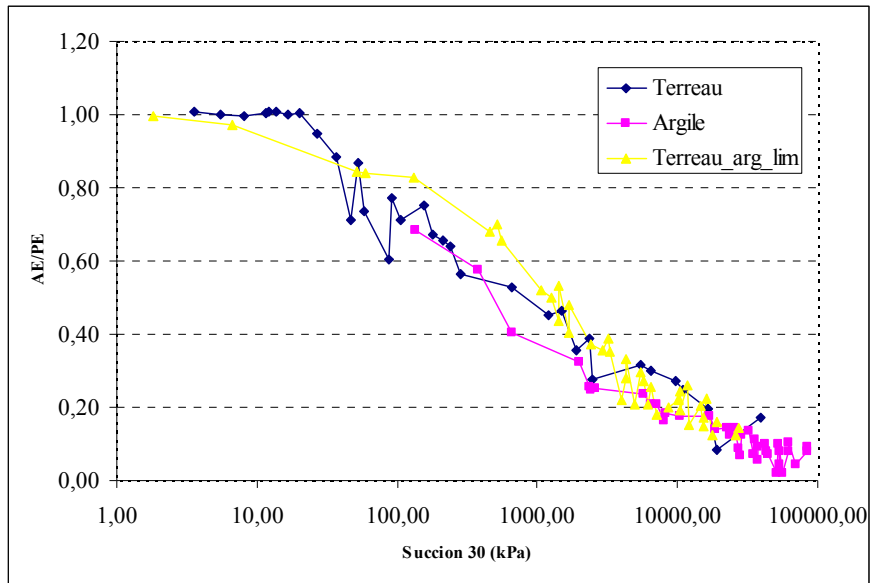


Figure 3.1.21. AE/PE en fonction de la succion moyenne d'une couche de 30 mm d'épaisseur et proche de la surface

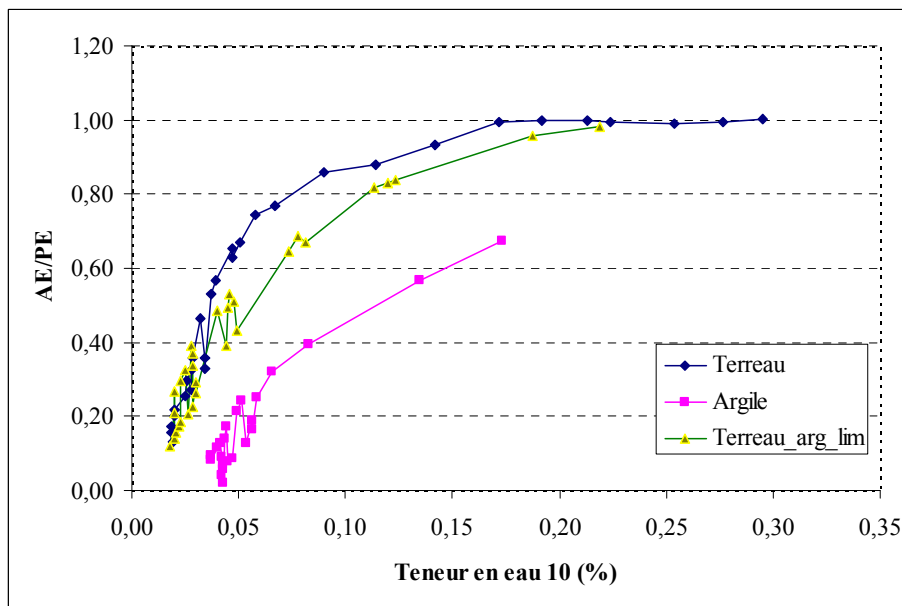


Figure 3.1.22. AE/PE en fonction de teneur en eau moyenne d'une couche de 10 mm d'épaisseur et proche de la surface

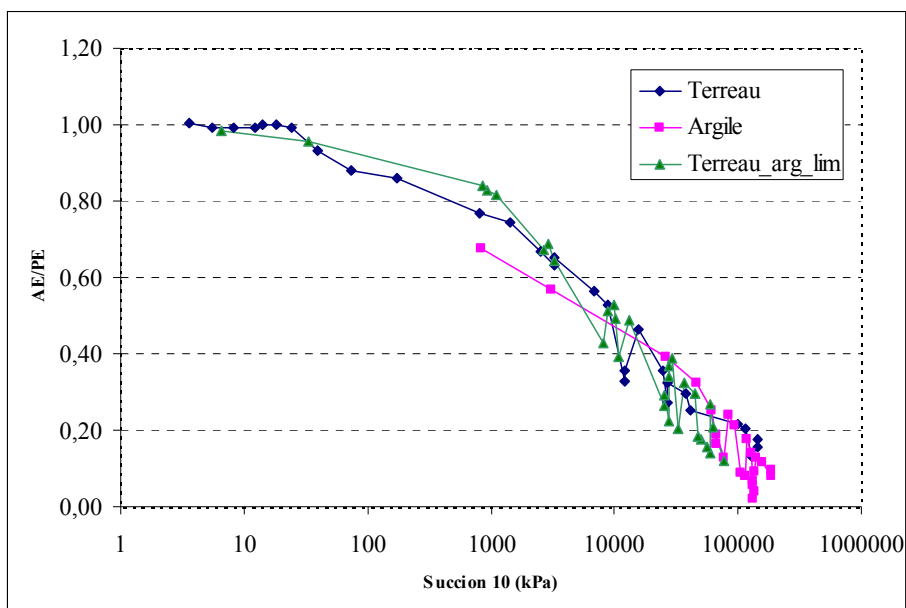


Figure 3.1.23. AE/PE en fonction de succion moyenne d'une couche de 30 mm d'épaisseur et proche de la surface

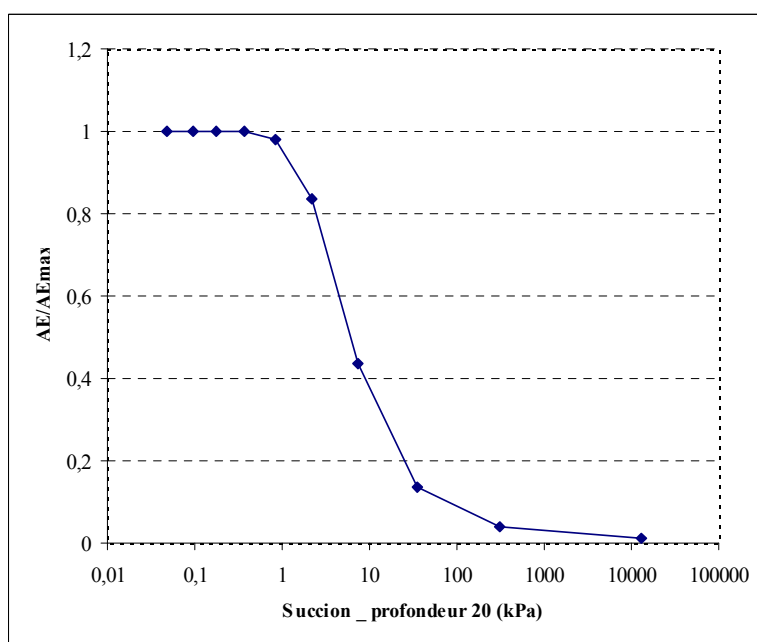


Figure 3.1.24. AE/PE en fonction de succion moyenne d'une couche de 20 mm d'épaisseur et proche de la surface

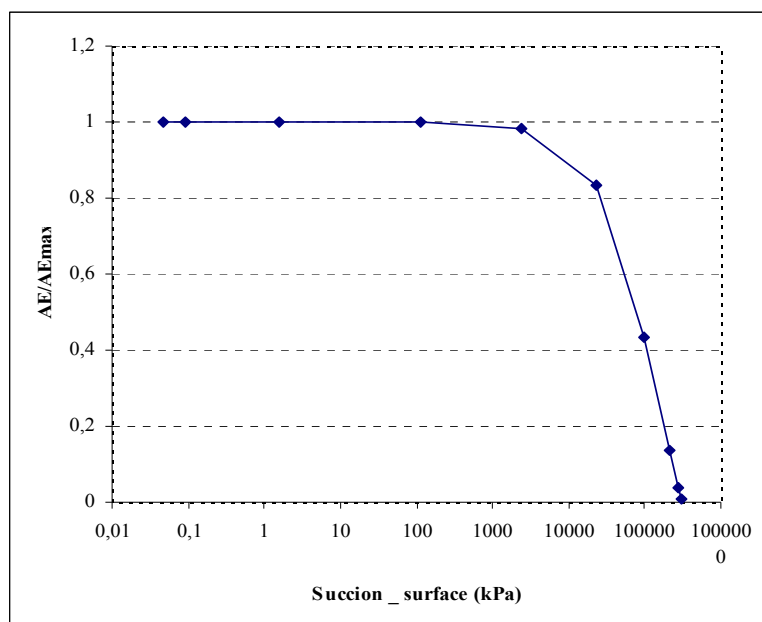


Figure 3.1.25. AE/PE en fonction de succion à la surface

Afin de vérifier et de développer ce raisonnement, les résultats de Wilson (1994) sont pris et analysés ensembles avec les résultats de Wilson (1997). Ce travail est présenté sur la Figure 3.1.26 : on observe que plus la couche de sol est mince, plus la courbe de corrélation correspond à des valeurs élevées. De plus, cette figure montre une bonne superposition des courbes correspondant à des faibles épaisseurs : 0,2 ; 0,3 ; 0,7 cm ; ceci pour les trois sols différents : argile, limon et sable.

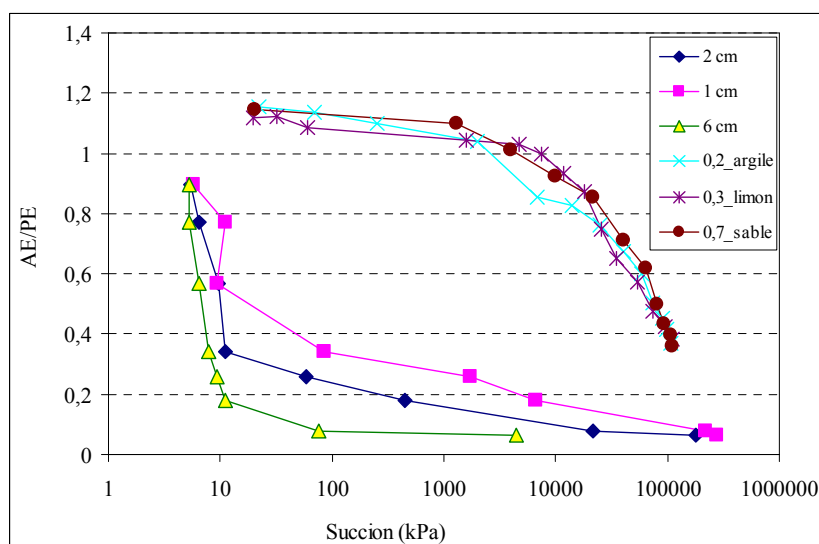


Figure 3.1.26. AE/PE en fonction de la succion d'une couche mince proche de la surface

Ce constat est compatible avec les résultats de Fredlund (2000) obtenus sur trois sols différents (Figure 3.1.27).

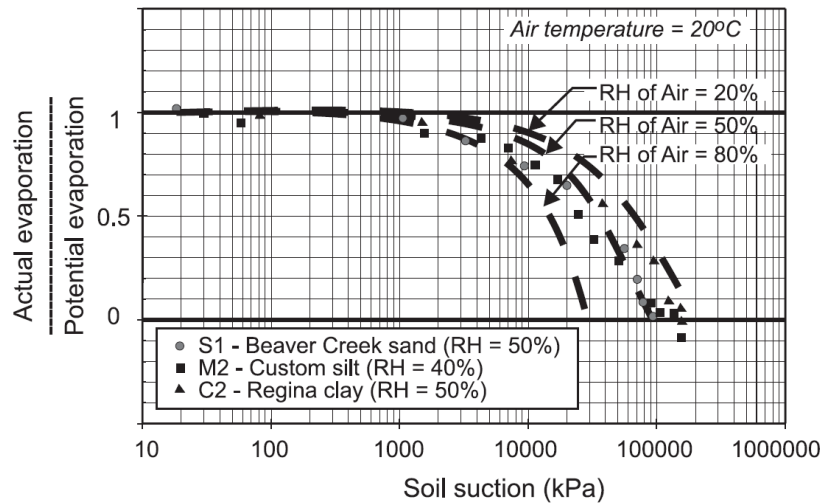


Figure 3.1.27. AE/PE en fonction de la succion (Fredlund, 2000)

En se basant sur ces observations et analyses, on peut développer une méthode dite de « succion ».

Selon la formule de Dalton (1982, d'après Wilson, 1990), le taux d'évaporation est fonction de la vitesse du vent et de l'humidité relative de l'air dans la zone proche de la surface.

$$AE = f(u)(e_0 - e_a) = f(u) \times g(T_s) \times (h_r - h_a \times g(T_a) / g(T_s)) \quad [20]$$

Si l'on introduit le terme PE , on a le rapport AE/PE :

$$\begin{aligned} \frac{AE}{PE} &= \frac{f_1(u)(e_0 - e_a)}{f_2(u)(e_s - e_a)} = \frac{f_1(u)(e_0/e_s - e_a/e_s)}{f_2(u)(1 - e_a/e_s)} = \frac{f_1(u)(e_0/e_s - e_a/e_{sa} * e_{sa}/e_s)}{f_2(u)(1 - e_a/e_{sa} * e_{sa}/e_s)} \\ &= \frac{h_r - h_a \times g(T_a) / g(T_s)}{1 - h_a \times g(T_a) / g(T_s)} \end{aligned} \quad [21]$$

Afin d'arriver à ce résultat, on a supposé que l'effet du vent dans les deux cas suivants : évaporation à taux potentiel et évaporation à taux réel, est identique.

Ainsi, $f_1(u) = f_2(u)$.

Si le point de mesure de température dans l'air (T_a) est très proche de la surface, cette valeur T_a devrait être très proche de celle mesurée à la surface T_s . Ainsi, les pressions de vapeur d'eau saturantes mesurées à partir de ces deux températures sont égales. On note que $g(T)$ est calculé comme suit :

$$g(T) = -6096,938 \times T^{-1} + 21,240 - 2,711 \times 10^{-2} \times T + 1,673 \times 10^{-5} \times T^2 + 2,433 \times \ln(T) \quad [22]$$

Le rapport AE/PE peut être simplifié comme suit :

$$\frac{AE}{PE} \approx \frac{h_r - h_a}{1 - h_a} \quad [23]$$

Il est important de rappeler que l'humidité relative h_r est une fonction logarithmique de la succion du sol, cela explique ainsi la même forme de corrélation entre le rapport AE/PE et la succion, obtenue à partir des résultats expérimentaux.

Cette approche reste à être validée en utilisant les résultats obtenus avec la chambre environnementale pendant le séchage.

3.2 DEVELOPPEMENT DU DISPOSITIF POUR LE SECHAGE

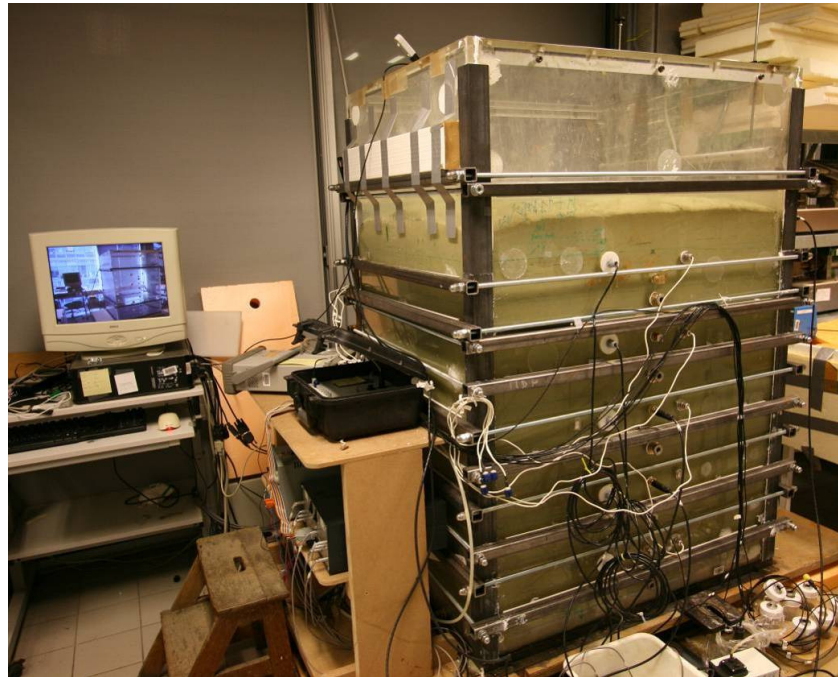


Figure 3.2.1. Préparation de la chambre environnementale au séchage

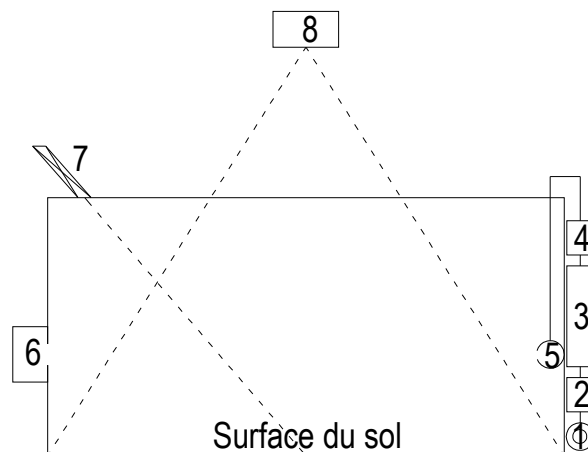


Figure 3.2.2. Schéma du système de séchage (1 : air comprimé ; 2 : débitmètre ; 3 : tuyau chauffant ; 4 : boîte de mesure RH&T ; 5 : distributeur d'air ; 6 : Collecteur d'air ; 7 : thermomètre infrarouge ; 8 : appareil photo numérique).

Description du dispositif

Le schéma du dispositif développé pour l'essai du séchage est présenté sur la Figure 3.2.2 et une photo est présentée sur la Figure 3.2.1. Le débit de l'air comprimé (1) est d'abord mesuré par un débitmètre (2) pouvant enregistrer jusqu'à 500 l/min et qui offre une précision de $\pm 2\%$. L'air est ensuite chauffé à l'aide d'un tuyau chauffant (3) ayant la capacité d'augmenter la température de l'air jusqu'à 250 °C. A la sortie du tuyau chauffant, l'humidité relative et la température de l'air sont mesurées dans une boîte hermétique par un capteur résistif d'Elcowa. Puis l'air est envoyé dans la chambre environnementale et il est distribué par un distributeur d'air (5). L'air est récupéré à la sortie de la chambre environnementale par un collecteur d'air (6). On y mesure de nouveau son humidité relative et sa température.

La température en surface du sol est suivie par un thermomètre infrarouge. Ce dernier a fait l'objet d'un étalonnage préalable. A cette distance de la surface, il mesure la température moyenne d'une zone de 50 mm de diamètre. Dans un premier temps, le capteur mesure la température de l'eau présente en surface du sol. Puis, il assure la mesure de la température en surface du massif de sol. Le point de mesure peut être changé afin de vérifier l'homogénéité de température en surface du sol.

Au cours du séchage, les fissures vont apparaître et se développer. Et cette fissuration affecte fortement l'évaporation donc le séchage. Afin de la suivre, un dispositif de prise d'images (8) est développé. Il s'agit d'un appareil photo numérique muni d'un objectif de grand angle et d'une haute résolution. Cet appareil couvre entièrement la surface du sol. De plus, deux systèmes complémentaires sont également développés pour améliorer la qualité d'image. D'abord, un système de coupe de lumière est mis en place afin d'empêcher l'effet des sources de lumière non voulues comme celle venant de la fenêtre. Ensuite, quatre bandes de 48 LEDs sont placées aux quatre côtés sur le couvercle pour générer une source de lumière d'une intensité suffisante et homogène.

Tous ces capteurs ainsi que l'appareil photo numérique sont connectés à l'ordinateur pour le pilotage automatique.

Fonctionnement du dispositif

Ce dispositif permet de reproduire et d'étudier différents scénarios de sécheresse. En effet, l'air comprimé possède une caractéristique particulière : une faible humidité relative, une valeur moyenne d'environ 4 %. Cette faible humidité favorise un séchage fort et rapide. De plus, l'air comprimé peut avoir une vitesse très importante, de l'ordre de 200, voire de 300 l/mn. Comme on a évoqué précédemment, la vitesse de l'air joue un rôle prépondérant dans le processus d'évaporation et elle affecte directement le taux d'évaporation. Ce système de séchage est notamment muni d'un tuyau chauffant capable de faire croître la température jusqu'à 200, voire 250°C, ce qui se traduit par une température de l'air dans la chambre

environnementale d'environ 40-50°C. Ainsi, ce système peut créer des conditions climatiques extrêmes : une haute température avec un vent fort.

Dans un premier temps, l'étude se concentre sur l'évaporation maximale qui est normalement très proche de l'évaporation potentielle : c'est-à-dire : l'évaporation à partir d'une surface d'eau. Cette phase permet d'abord de valider le dispositif expérimental, puis de déterminer le taux d'évaporation potentielle qui est impliqué directement dans le calcul du taux réel. Différentes combinaisons de température et de vitesse de l'air sont utilisées pour obtenir les taux potentiels correspondants.

Dans un deuxième temps, le séchage sur le massif d'argile verte sera effectué avec les mêmes scénarios que ceux utilisés précédemment. L'appareil photo enregistrera le développement du système de fissures. Ces données feront ensuite l'objet d'un traitement d'image.

Principe de calcul du taux d'évaporation

La pression de la vapeur d'eau saturante est d'abord calculée à partir de la température (Brutsaert, 1988) :

$$P_v^s = g(T) = 101,325 * \exp(13,3185 * t_R - 1,9760 * t_R^2 - 0,6445 * t_R^3 - 0,1299 * t_R^4) \quad [24]$$

Où : $t_R = 1 - (373,15/T)$, T est en K.

Puis, la pression de vapeur d'eau réelle est calculée avec la valeur de l'humidité relative :

$$P_v = h_r * 100 * P_v^s \quad [25]$$

Ensuite, l'humidité absolue de l'air humide : le rapport de la masse de vapeur d'eau au volume total d'air humide ρ_v (kg/m³), est calculée comme suit (Brutsaert, 1988) :

$$\rho_v = \frac{0,622 P_v}{R T_a} \quad [26]$$

Grâce à la différence de l'humidité absolue de l'air entre l'entrée et la sortie, et en connaissant le débit d'air, on peut calculer la quantité d'eau évaporée dans le temps :

$$Q = q * (\rho_{v_sor} - \rho_{v_entr}) \quad [27]$$

Traitement d'image

Un logiciel de traitement d'image est utilisé pour caractériser le réseau des fissures. Ce logiciel permet de quantifier le nombre, la largeur et la longueur des fissures. Des relations empiriques sont utilisées afin d'établir la relation entre la largeur et la profondeur des fissures. Ces résultats seront ensuite considérés dans le calcul du taux d'évaporation.

3.3 ANALYSES DES RESULTATS

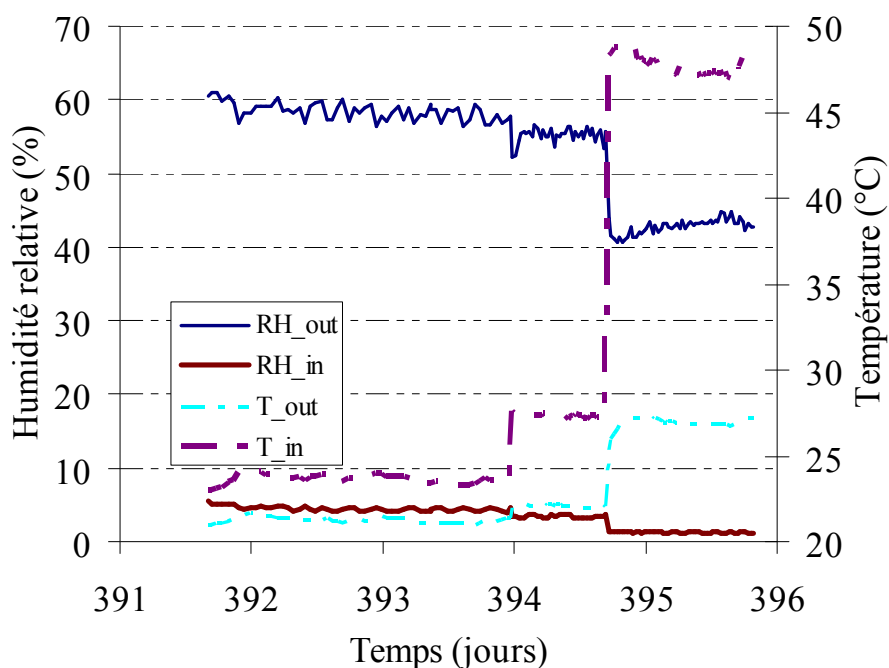


Figure 3.3.1. Paramètres de l'essai de séchage

Un essai d'évaporation a été réalisé de $t = 391$ jours à $t = 396$ jours. Les paramètres de température et d'humidité relative de cet essai sont présentés sur la Figure 3.3.1. Trois températures à l'entrée de la chambre environnementale ont été imposées : 24, 27, 50°C. Pendant l'essai, le niveau d'eau en surface est repéré par une règle sur la paroi transparente.

La Figure 3.3.1 montre que l'augmentation de la température entraîne une diminution de l'humidité relative. En conséquence, le taux d'évaporation ne va pas pour autant augmenter. En effet, le taux d'évaporation calculé à 27°C de température est égal au taux d'évaporation calculé à 50°C : 1,42 kg d'eau/jour. L'évaporation est calculée pour cette période, égale à 5,95 kg, au total.

Le niveau d'eau en surface est repéré une fois tous les jours. Le niveau d'eau est descendu de 7 mm, ce qui signifie une perte de quantité d'eau de : $0,07 \times 8 \times 10 = 5,6$ kg d'eau (la section de la chambre environnementale est de 800 x 1000 mm).

La compatibilité entre le résultat calculé et le résultat mesuré valide la méthode de calcul utilisée ainsi que le dispositif expérimental.

Le résultat 1,42 kg d'eau/jour est également retenu et considéré comme la valeur du taux d'évaporation potentielle (maximale) sous cette condition atmosphérique (RH, T, vitesse du vent).

4. CONCLUSIONS

4.1 PREPARATION DE LA CHAMBRE ENVIRONNEMENTALE ET LE PROCESSUS D'INFILTRATION

Une chambre environnementale à grande échelle a été développée afin d'étudier le phénomène d'infiltration dans un premier temps et le comportement de l'interface sol-atmosphère au cours du séchage dans un second temps. La procédure d'humidification a duré 338 jours. Les conclusions suivantes peuvent en être tirées :

- Les suivis de la variation de succion par l'humidité relative à différentes positions permettent de décrire le transfert d'eau dans le sol. Mais ces mesures ne sont valables qu'à fortes succions ; elles doivent être complétées par les mesures faites par d'autres capteurs pour une gamme de faibles succions (psychromètre et tensiomètre). Un temps d'équilibre important est souvent nécessaire, avec l'utilisation des tensiomètres à haute capacité, pour la mesure de succion d'un sol gonflant comme l'argile verte de Romainville.
- Il est préférable d'enterrer les capteurs de mesure de teneur en eau dans le sol, ce qui leur permet un déplacement libre au cours de l'infiltration d'eau. Pour ce faire, la dimension du massif de sol doit être suffisamment grande afin de minimiser l'effet des capteurs sur le transfert d'eau.
- Le gonflement relevé à différents points à la surface du sol montre un effet important du frottement entre le sol et les parois sur le gonflement du sol ; le gonflement enregistré au milieu de la surface est double de celui aux coins.
- Avec cette procédure expérimentale, les réponses des capteurs ThetaProbe sont en bonne concordance avec celles de la succion tandis que les réponses des sondes ECH2O-TE montrent quelques anomalies.

4.2 DEVELOPPEMENT D'UNE APPROCHE DE DESCRIPTION DE L'EVAPORATION

Le mécanisme de l'évaporation a été étudié afin de le décrire par des approches physiques. Le travail a débuté par une considération de différentes méthodes proposées dans la littérature, en considérant des méthodes simples avec un seul paramètre comme la température, jusqu'à des méthodes plus complexes dans lesquelles la vitesse du vent, la température, la teneur en eau en surface sont considérées. La teneur en eau a fait l'objet de plusieurs études dans lesquelles on a cherché à établir la corrélation entre la teneur en eau d'une couche proche de la surface et le taux d'évaporation ou avec une résistance qui est inversement proportionnelle au taux d'évaporation. Une première analyse a montré que les problèmes de ces méthodes sont les mêmes. D'abord, il manque dans la plupart des cas, une base physique derrière. Ensuite, il s'agit d'approches empiriques ou semi empiriques dont le champ de validité dépend de la nature du sol. Finalement, la teneur en eau en surface joue un rôle primordial dans ces approches ; or elle est moyennée dans une couche de sol proche de la surface, dont l'épaisseur est un choix arbitraire et confus. De plus, cette teneur en eau est elle-même fonction de cette épaisseur.

Dans ce contexte, il semble nécessaire de développer une approche basée sur la succion. En effet, la succion est considérée comme un paramètre plus physique que la teneur en eau dans le processus d'évaporation : elle représente la capacité de rétention d'eau du sol. Cette idée est confortée par l'analyse des résultats disponibles dans la littérature qui donne une corrélation entre le rapport AE/PE et la succion. Cette corrélation tend vers une relation unique pour tous types de sols quand la succion en surface est considérée. Suite à ce constat, une base théorique est développée.

4.3 DEVELOPPEMENT EXPERIMENTAL DE L'ESSAI DE SECHAGE

Un système étant capable de reproduire les conditions atmosphériques extrêmes a été mis au point. Dans ce système, la température, l'humidité et la vitesse du vent sont contrôlées et elles peuvent atteindre des valeurs extrêmes : plus de 40°C pour la température, moins de 4 % pour l'humidité relative. De plus, le système permet de calculer le taux d'évaporation en considérant la température et l'humidité relative à l'entrée et à la sortie de la chambre environnementale.

Le système d'images a été également mis au point. Il permet de suivre en continu au cours du séchage la fissuration en surface du sol. A l'aide d'un logiciel de traitement d'image, la fissuration sera caractérisée et quantifiée. Ces données seront ensuite utilisées dans l'étude de l'influence des fissures sur l'évaporation.

L'essai de séchage a été démarré avec de l'eau en surface du sol. Cette toute première phase permet de déterminer le taux potentiel d'une part et, d'autre part de valider le dispositif expérimental et la méthode de calcul développée.

5. LISTE DES SYMBOLES UTILISES

P	Précipitations (mm/jour)
AE	Evaporation réelle (mm/jour)
I_{int}	Interception (mm/jour)
R_{off}	Ruissellement (mm/jour)
ET	Evapotranspiration (mm/jour)
PE	Evapotranspiration potentielle (mm/jour)
R_{ech}	Eau rechargée dans la nappe (mm/jour)
ΔS	Eau retenue dans le sol (mm/jour)
I_{inf}	Infiltration (mm/jour)
R_n	Flux de rayonnement net à la surface du sol (le rayonnement des rayons solaires directs et diffus moins le rayonnement de réflexion et le rayonnement des longues ondes terrestres) (W/m ² ou J/m ² s)
G	Flux de chaleur du sol (W/m ² ou J/m ² s) qui est la chaleur transmise dans le sol
H	Flux de chaleur sensible dans l'air (W/m ² ou J/m ² s) qui est l'échange de chaleur entre le sol et l'atmosphère par le processus de convection thermique
L_e	Flux de chaleur latente d'évaporation (W/m ² ou J/m ² s) qui est l'échange de chaleur entre le sol et l'atmosphère par les processus d'évaporation (valeur positive) et de condensation (valeur négative) à la surface du sol.
T_s	Température à la surface (°K)
T_a	Température dans l'air (°K)
σ	Constante de Stefan-boltzmann (5,67 x 10 ⁻⁸ W.m ⁻² K ⁻⁴)
ε_a	Emissivité de l'air
ε_s	Emissivité du sol

R_{ns}	Rayonnement net des courtes ondes (W.m ⁻²)
R_{nl}	Rayonnement net des longues ondes or le rayonnement atmosphérique (W.m ⁻²)
R_s	Rayonnement net entrant des courtes ondes (W.m ⁻²)
R_{ld}	Rayonnement (thermique) entrant des longues ondes (W.m ⁻²)
R_{nu}	Rayonnement sorti des longues ondes de la surface (W.m ⁻²)
A	Albédo de la surface
θ_s	La teneur en eau volumique à la surface
λ	Conductivité thermique du sol (W/m°C)
λ_a	Conductivité thermique de l'air (W/m°C)
λ_s	Conductivité thermique des solides du sol (W/m°C)
L_v	Chaleur latente de vaporisation (J.kg ⁻¹)
ρ_a	Masse moléculaire de l'air humide (kg.m ⁻³), ρ _a = 1,2929 kg.m ⁻³ pour l'air sec
M_{air sec}	Masse molaire de l'air sec 28,966 g mol ⁻¹
M_{eau}	Masse molaire de l'eau 18,016 g mol ⁻¹
ε	Rapport du poids moléculaire de l'eau et celui de l'air, ε = 0,622 = 18,016 / 28,966
D_{vap}	Coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air (m ² /s)
P	Pression atmosphérique (kPa)
P_v	Pression de vapeur d'eau à la surface (kPa)
P_a	Pression de vapeur d'eau dans l'air (kPa)
P_v^s	Pression de vapeur d'eau saturante à la surface (kPa)
∂P_v/∂y	Gradient vertical de la pression de vapeur d'eau dans l'air
C_s	Chaleur spécifique volumique des solides (pour l'argile minérale, C _s = 2,01 x 10 ⁶ J/m ³ °K)

C_w	Chaleur spécifique volumique de l'eau liquide ($4,15 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{K}$)
C_a	Chaleur spécifique volumique de l'air ($1,26 \times 10^3$) qui peut être considérée comme négligeable
$\theta_s, \theta_w, \theta_r$	Teneurs volumiques des solides, de l'eau et de l'air, respectivement
k_H	Diffusivité thermique or diffusivité de tourbillon = λ_a/C_a
K	Constante de von Karman
u_2	Vitesse du vent à 2 m d'altitude (km/jour)
B	Inverse de l'humidité relative dans l'air
A	Inverse de l'humidité relative à la surface
q_a	Humidité spécifique de l'air
q_s	Humidité spécifique à la surface d'eau libre
q_{sat}	Humidité spécifique saturante à la surface d'eau libre
Q_g	Humidité spécifique à la surface du sol
$u(z)$	vitesse du vent à l'altitude z
u_*	vitesse de frottement
U_a	vitesse du vent à l'altitude z_a
W_{sat}	Teneur en eau volumique saturante
W_{fc}	Teneur en eau volumique de « field capacity » qui est définie comme la teneur en eau à la quelle la conductivité hydraulique égale à $0,1 \text{ mm.jour}^{-1}$
R_d	Constante de gaz : $287,04 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1} = 8,3143 \text{ J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$
R_w	Constante de gaz pour la vapeur d'eau : $461,5 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1} = 6,415 \times 10^6 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}.\text{K}^{-1}$

6. REFERENCES

- Abduljawad, S. N., Al-Sulaimani, G. J., Basunbul, I. A., and Al-Buraim, I., 1998, "Laboratory and field studies of response of structures to heave of expansive clay," *Geotechnique*, Vol. 48, No. 1, pp. 103-121.
- AFNOR, 1994, "Mesure de l'humidité de l'air _ Paramètres hygrométriques," *Association Française de Normalisation*, Vol. No. X 15-110, pp. 26.
- AFNOR, 1997, "Sols : Reconnaissance et essais - Essai oedométrique _ Partie 1: Essai de compressibilité sur matériaux fins quasi saturés avec chargement par paliers," *Association Française de Normalisation*, Vol. No. P 94-090-1.
- Aluwihare, S., and Watanabe, K., 2003, "Measurement of evaporation on bare soil and estimating surface resistance," *Journal of Environmental Engineering-Asce*, Vol. 129, No. 12, pp. 1157-1168.
- Audiguier, M., Geremew, Z., Laribi, S., and Cojean, R., 2007, "Laboratory characterization of clayed soils to shrinkage-swelling susceptibility," *Revue française de géotechnique*, No. 120-121 (3e - 4e trimestres 2007), pp. 67-82.
- Bertin, M., Faroux, J.-P., and Renaul, J., 1976, "Cours de physique _ Thermodynamique," *Dunod*.
- Blight, G. E., 1997, "Interactions between the atmosphere and the earth," *Geotechnique*, Vol. 47, No. 4, pp. 715-766.
- Bowen, I. S., 1926, "The Ratio of Heat Losses by Conduction and by Evaporation from any Water Surface," *Physical Review*, Vol. 27, No. 6, pp. 779.
- Bruckler, L., Bertuzzi, P., Angulo-Jaramillo, R., and Ruy, S., 2002, "Testing an infiltration method for estimating soil hydraulic properties in the laboratory," *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 66, No. 2, pp. 384-395.
- Brutsaert, W., 1988, "Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications," D. *Reidel Publishing Company*.
- Camillo, P. J., and Gurney, R. J., 1986, "A Resistance Parameter for Bare-Soil Evaporation Models," *Soil Science*, Vol. 141, No. 2, pp. 95-105.
- Chanzy, A., and Bruckler, L., 1993, "Significance of Soil Surface Moisture with Respect to Daily Bare Soil Evaporation," *Water Resources Research*, Vol. 29, No. 4, pp. 1113-1125.

Chiu, T.-F., and Shackelford, C. D., 1998, "Unsaturated hydraulic conductivity of compacted sand-kaolin mixtures," *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, Vol. 124, No. 2, pp. 160-170.

Choudhury, B. J., and Monteith, J. L., 1988, "A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 114, No. 480, pp. 373-398.

Comet, 2008, "T3111 Transmitters : Instruction Manual."

Correge, 2008, "Thermosonde à câble à résistance platine," www.correge.fr/thermosonde-cable.

Cui, Y.-J., Mantho, A.-T., Cui, K., and Audiguier, M., 2006, "Water retention properties and volume change behaviour of natural romainville clay," *Unsaturated Soils 2006, Carefree, AZ, United States*, pp. 873-882.

Cui, Y.-J., and Zornberg, J., 2008, "Water Balance and Evapotranspiration Monitoring in Geotechnical and Geoenvironmental Engineering," *Geotechnical and Geological Engineering*, Vol. No., pp. 1-16.

Cui, Y. J., Lu, Y. F., Delage, P., and Riffard, M., 2005, "Field simulation of in situ water content and temperature changes due to ground-atmospheric interactions," *Geotechnique*, Vol. 55, No. 7, pp. 557-567.

Cui, Y. J., Yahia-Aissa, M., and Delage, P., 2002, "A model for the volume change behavior of heavily compacted swelling clays," *Engineering Geology*, Vol. 64, No. 2-3, pp. 233-250.

Dalton, J., 1802, "Experimental Essays on the Constitution of Mixed Gases: On the Force of Steam or Vapor from Water or Other Liquids in Different Temperatures, Both in a Torricelli Vacuum and in Air; on Evaporation; and on Expansion of Gases by Heat," *Manchester Literary Philosophical Society Mem.*, pp. 536–602.

Daniel, D. E., 1982, "Measurement of hydraulic conductivity of unsaturated soils with thermocouple psychrometers," *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 46, No. 6, pp. 1125-1129.

De Vries, D. A. (1963). "Thermal properties of soils." *Physics of plant environment, North-holland publishing company, Amsterdam*, 210-235.

DECAGON, 2006, "KD2 thermal propoties analyser - User's manual - Version 1.7," Vol. No., pp. 32.

DECAGON, 2007, "ECH2O-TE/EC-TM Water Content, EC and Temperature Sensors," Pullman, WA 99163 USA.

Delage, P., Howat, M. D., and Cui, Y. J., 1998, "The relationship between suction and swelling properties in a heavily compacted unsaturated clay," *Engineering Geology*, Vol. 50, No. 1-2, pp. 31-48.

Delta-T, 1999, "ThetaProbe Soil Moisture Sensor _ type ML2x _ User Manual," *Cambridge CB5 0EJ, England*.

FGP_Sensors_Instrumentation, 2004, "Modèle DX20EL Capteur de déplacement LVDT," www.fgp-instrumentation.com.

Fredlund, D. G., 2000, "1999 R.M. Hardy lecture: the implementation of unsaturated soil mechanics into geotechnical engineering," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 37, No. 5, pp. 963-986.

Hillel, D., 1975, "Simulation of evaporation from bare soil under steady and diurnally fluctuating evaporativity," *Soil Science*, Vol. 120, No. 3, pp. 230-237.

Hillel, D., 1980, "Applications of soil physics," *Academic press, New York*.

Hillel, D., 2004, "Introduction to environmental soil physics."

Kim, S.-S., 1999, "Problems of leachate in municipal waste landfill - Case study on the Kimpo metropolitan landfill," *Soil Mechanics and Geotechnical Engineering Eleventh Asian Regional Conference, Seoul, South Korea*, pp. 861-862.

Kizito, F., Campbell, C. S., Campbell, G. S., Cobos, D. R., Teare, B. L., Carter, B., and Hopmans, J. W., 2008, "Frequency, electrical conductivity and temperature analysis of a low-cost capacitance soil moisture sensor," *Journal of Hydrology*, Vol. 352, No. 3-4, pp. 367-378.

Kohsiek, W., 1981, "A Rapid-Circulation Evaporation Chamber for Measuring Bulk Stomatal-Resistance," *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 20, No. 1, pp. 42-52.

Kondo, J., Saigusa, N., and Sato, T., 1990, "A Parameterization of Evaporation from Bare Soil Surfaces," *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 29, No. 5, pp. 385-389.

Kröhn, K.-P., 2003, "Results and interpretation of bentonite resaturation experiments with liquid water and water vapour," *From Experimental Evidence towards Numerical Modeling of Unsaturated Soils, Weimar, Germany*, pp. 257-272.

Laribi, S., Audiguier, M., and Cojean, R., 2008, "Assessing shrink/swell properties of two argillaceous soils from the Paris Basin: A comparison of cation exchange determination methods," *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, Vol. 67, No. 3, pp. 415-424.

Lemaire, T., Moyne, C., and Stemmelen, D., 2004, "Imbibition test in a clay powder (MX-80 bentonite)," *Applied Clay Science*, Vol. 26, No. 1-4 SPEC ISS, pp. 235-248.

Lloret, A., Villar, M. V., Sanchez, M., Gens, A., Pintado, X., and Alonso, E. E., 2003, "Mechanical behaviour of heavily compacted bentonite under high suction changes," *Geotechnique*, Vol. 53, No. 1, pp. 27-40.

Loiseau, C., Cui, Y. J., and Delage, P., 2002, "The gradient effect on the water flow through a compacted swelling soil," *Proc. 3rd Int. Conf. on Unsaturated Soils (UNSAT 2002), Recife, Brazil*, pp. 395-400.

Lukangu, G., Savage, M. J., and Johnston, M. A., 1999, "Use of sub-hourly soil water content measured with a frequency-domain reflectometer to schedule irrigation of cabbages," *Irrigation Science*, Vol. 19, No. 1, pp. 7-13.

Mahfouf, J. F., and Noilhan, J., 1991, "Comparative-Study of Various Formulations of Evaporation from Bare Soil Using Insitu Data," *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 30, No. 9, pp. 1354-1365.

Meerdink, J. S., Benson, C. H., and Khire, M. V., 1996, "Unsaturated hydraulic conductivity of two compacted barrier soils," *Journal of Geotechnical Engineering-Asce*, Vol. 122, No. 7, pp. 565-576.

Milly, P. C. D., 1984a, "A Linear-Analysis of Thermal Effects on Evaporation from Soil," *Water Resources Research*, Vol. 20, No. 8, pp. 1075-1085.

Milly, P. C. D., 1984b, "A Simulation Analysis of Thermal Effects on Evaporation from Soil," *Water Resources Research*, Vol. 20, No. 8, pp. 1087-1098.

Musy, A., and Higy, C., 2004, "Hydrologie," *Polytechniques et universitaires romandes*.

Oliveira, O. M., and Marinho, F. A. M., 2008, "Suction equilibration time for a high capacity tensiometer," *Geotechnical Testing Journal*, Vol. 31, No. 1, pp. 101-105.

Passerat de Silans, A. (1986). "Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison: Modèles-expérience," *Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble*.

Passerat de Silans, A., Bruckler, L., Thony, J. L., and Vauclin, M., 1989, "Numerical modelling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil-comparison with field observations," *Journal of Hydrology*, Vol. 105, No., pp. 109-138.

Penman, H. L., 1948, "Natural evaporation from open water, bare soil and grass," *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, pp. 120-145.

Penman, H. L., 1956, "Estimating evaporation," *Trans. Am. Geophys. Union* 37, Vol. 37, No., pp. 43-50.

- Philip, J. R., and De Vries, D. A., 1957, "Moisture movement in porous materials under temperature gradients," *Transactions, American Geophysical Union, Vol. 38, No. 2, pp. 222-232*.
- Robinet, J. C., and Rhattas, M., 1995, "Determination of the non-saturated permeability of clayey materials of low porosity," *Canadian Geotechnical Journal, Vol. 32, No. 6, pp. 1035-1043*.
- Robinson, D. A., Gardner, C. M. K., and Cooper, J. D., 1999, "Measurement of relative permittivity in sandy soils using TDR, capacitance and theta probes: comparison, including the effects of bulk soil electrical conductivity," *Journal of Hydrology, Vol. 223, No. 3-4, pp. 198-211*.
- Rosenberg, N. J., Blad, B. L., and Berma, S. B., 1983, "Microclimate : The biological environment," *John Wiley and Sons*.
- Saito, H., Simunek, J., and Mohanty, B. P., 2006, "Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone," *Vadose Zone Journal, Vol. 5, No. 2, pp. 784-800*.
- Santanello Jr, J. A., and Friedl, M. A., 2003, "Diurnal covariation in soil heat flux and net radiation," *Journal of Applied Meteorology, Vol. 42, No. 6, pp. 851-862*.
- Singh, D. N., and Kuriyan, S. J., 2003, "Estimation of unsaturated hydraulic conductivity using soil suction measurements obtained by an insertion tensiometer," *Canadian Geotechnical Journal, Vol. 40, No. 2, pp. 476-483*.
- Smethurst, J. A., Clarke, D., and Powrie, W., 2006, "Seasonal changes in pore water pressure in a grass-covered cut slope in London Clay," *Geotechnique, Vol. 56, No. 8, pp. 523-537*.
- Stull, K. B., 1988, "An introduction to boundary layer meteorology" *Dordrecht: Kluwer Academic*.
- Ta, A. N., Tang, A. M., Cui, Y. J., Mantho, A., and Cui, K., 2008, "Retention and compressibility properties of one natural clay swelling," *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur JNGG'08, Nantes, pp. 1-7*.
- Tang, A.-M., and Cui, Y.-J., 2005, "Controlling suction by the vapour equilibrium technique at different temperatures and its application in determining the water retention properties of MX80 clay," *Canadian Geotechnical Journal, Vol. 42, No. 1, pp. 287-296*.
- Tang, A.-M., Cui, Y. J., and Barnel, N., 2008, "Thermo-mechanical behaviour of a compacted swelling clay," *Géotechnique, Vol. (sous presse), No.*
- Tessier, D. (1984). "Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux: hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation," *Université de Paris VII, Paris*.

Thornthwaite, W. C., 1948, "An approach toward a rational classification of climate," *Geographical review*, Vol. 38, No., pp. 55-94.

Thornthwaite, W. C., 1954, "A re-examination of the concept and measurement of potential evapotranspiration," *John Hopkins University*.

Thornthwaite, W. C., and Holzman, B., 1942, "Measurement of evaporation from land and water surface," *Washington: U.S. Department of Agriculture, Vol. Technical Bulletin, 817-B, No., pp. 1-75*.

Tsagaras, I., Rahardjo, H., Toll, D. G., and Leong, E.-C., 2003, "Infiltration characteristics of two instrumented residual soil slopes," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 40, No. 5, pp. 1012-1032.

Turc, L., 1954, "Le bilan d'eau des sols. Relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement," *Annales Agronomique*, Vol. 5, No., pp. 491-596.

Turc, L., 1955, "Le bilan d'eau des sols. Relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement," *Annales Agronomique*, Vol. 6, No., pp. 5-131.

Van Bavel, C. H. M., and Hillel, D., 1976, "Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat," *Agric. For. Meteorol*, Vol. 17, No., pp. 453-476.

Van de Griend, A. A., and O'Neill, P. E., 1986, "Discrimination of soil hydraulic properties by combined thermal infrared and microwave remote sensing," *Zurich, Switz*, pp. 839-845.

Van de Griend, A. A., and Owe, M., 1994, "Bare Soil Surface-Resistance to Evaporation by Vapor Diffusion under Semiarid Conditions," *Water Resources Research*, Vol. 30, No. 2, pp. 181-188.

Verhoef, A., Fernandez-Galvez, J., Diaz-Espejo, A., Main, B. E., and El-Bishti, M., 2006, "The diurnal course of soil moisture as measured by various dielectric sensors: Effects of soil temperature and the implications for evaporation estimates," *Journal of Hydrology*, Vol. 321, No. 1-4, pp. 147-162.

WESCOR, I., 2004, "PSYPRO Water Potential System _ Users Manual," *Wescor, Logan, UT 84321-5294 USA*.

Wilson, G. W. (1990). "Soil evaporative fluxes for geotechnical engineering problems," *University of Saskatchewan, Saskatchewan*.

Wilson, G. W., Fredlund, D. G., and Barbour, S. L., 1994, "Coupled soil-atmosphere modelling for soil evaporation," *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 31, No. 2, pp. 151-161.

Yamanaka, T., Takeda, A., and Sugita, F., 1997, "A modified surface resistance approach for representing bare-soil evaporation: Wind tunnel experiments under various atmospheric conditions," *Water Resources Research*, Vol. 33, No. 9, pp. 2117-2128.

Zhan, T. L. T., Ng, C. W. W., and Fredlund, D. G., 2007, "Instrumentation of an unsaturated expansive soil slope," *Geotechnical Testing Journal*, Vol. 30, No. 2, pp. 113-123.