

1.1 Phénomène d'évaporation

Dans notre étude, l'évaporation correspond au passage de l'eau de l'état liquide à l'état gazeux et le processus d'évaporation correspond à une évaporation continue dans le temps. Dans ce mémoire, on utilise ainsi le terme d'évaporation pour le processus d'évaporation.

L'évaporation à la surface du sol se produit et se poursuit dans la nature généralement avec trois conditions réunies : (1) une alimentation d'énergie continue ; (2) un gradient de pression de vapeur d'eau négatif entre l'air proche de la surface et l'air à la surface du sol et le vent ; (3) une alimentation d'eau continue du sol (Lal et Shukla 2004; Musy et Higy 2004).

L'énergie (1) est utilisée pour produire la chaleur latente pour la vaporisation. Cette énergie provient souvent de la radiation solaire. Elle est positive dans la journée et nulle dans la nuit. Cette énergie peut également émaner directement du sol lui-même en le refroidissant.

La deuxième condition parmi les conditions dites atmosphériques est le déficit de la pression de vapeur d'eau. Si cette condition n'est pas vérifiée, l'évaporation est impossible. A noter que la vapeur dans l'air doit être balayée par le vent pour assurer un passage continu à l'état gazeux de l'eau.

La dernière condition pour l'évaporation concerne le sol qui doit présenter une certaine capacité à alimenter de l'eau continuellement. Cette condition est d'abord caractérisée par des conditions en surface telles que la teneur en eau et/ou la succion puis par des paramètres liés au transfert d'eau dans le sol comme la conductivité hydraulique.

Ces trois conditions sont indispensables et déterminantes pour l'évaporation. En effet, une forte radiation, un fort gradient de pression de vapeur d'eau et/ou une surface de sol humide engendrent un taux d'évaporation important. Ce dernier dépend encore de plusieurs autres facteurs tels que la salinité de l'eau, la profondeur de la couche d'eau en surface, l'état géométrique de la surface et la couleur du sol.

Bref, l'évaporation est un processus qui demande de l'énergie, une alimentation d'eau en continu et un transporteur de vapeur d'eau comme le vent.

On trouve dans la littérature différentes méthodes pour estimer le taux d'évaporation. Ce dernier peut être déduit directement du bilan d'eau à la surface du sol, ou indirectement à partir du bilan d'énergie. Le taux d'évaporation peut également être calculé directement à partir des paramètres du sol et de l'air comme la teneur en eau du sol, la vitesse du vent, la radiation etc. Ces méthodes seront détaillées dans les prochaines sections après une présentation des dispositifs expérimentaux qui sont souvent utilisées pour étudier l'évaporation, l'évolution des différents paramètres durant l'évaporation, et les phénomènes influençant l'évaporation.

I.2 Dispositifs expérimentaux utilisés pour étudier le phénomène d'évaporation

De nombreux dispositifs expérimentaux développés dans le passé permettent l'étude sur l'évaporation. On peut citer ici le bac d'eau, le lysimètre, la chambre environnementale, le système de wind-tunnel, la station météorologique, etc.

Le bac d'évaporation (Figure I.1) est le dispositif le plus simple qui peut être utilisé en laboratoire (Wilson et al. 1994; Wilson et al. 1997) ou in-situ (Blight 1997; Singh et Xu 1997). Il s'agit simplement d'un bac contenant de l'eau et la quantité d'eau évaporée est calculée soit par pesée soit par suivi des repères de la hauteur. Ce dispositif permet en réalité de déterminer le taux d'évaporation maximale (Singh et Xu 1997).



Figure I.1. Bac d'eau d'après Wang (2006)

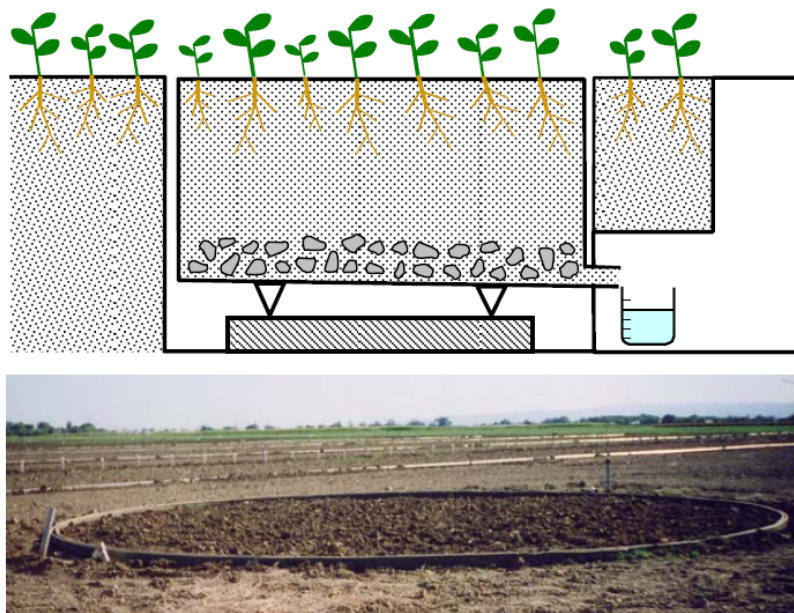


Figure I.2. Lysimètre d'après Wang (2006)

Le lysimètre (Figure I.2) est très utilisé grâce à sa capacité de simuler de réelles conditions du sol et de l'atmosphère (Blight 1997; Penman 1948). Il est en général utilisé in-situ. Le lysimètre consiste en un massif de sol découpé de son milieu pour empêcher tout échange thermique et hydraulique. L'eau dans ce massif ne s'infiltre pas dans la couche plus profonde mais elle est récupérée et quantifiée. Le poids du massif est également suivi. Ces mesures permettent d'établir le bilan d'eau du massif et en tirer la quantité d'eau évaporée. En outre, le grand massif de sol considéré permet en général une installation importante des capteurs pour suivre les variations de différents paramètres dans le sol tels que la teneur en eau, la succion et la température. Ces données expérimentales sont utiles pour l'étude sur l'évaporation.

D'autre part, pour l'étude de l'évaporation en laboratoire, il existe des systèmes plus ou moins volumineux avec un massif de sol dont l'épaisseur varie de 0,7 à 300 mm, comme par exemple le bac de sol développé par Kondo et al. (1992) qui permet d'étudier le phénomène d'évaporation sur un massif de sol dont l'épaisseur varie entre 100 et 130 mm. Trois types de sol différents sont considérés : un terreau, un sable et un sable fin. Les conditions atmosphériques sont contrôlées et la quantité d'eau évaporée est calculée par pesée.

Kondo et al. (1990) utilisent ce même système mais avec une couche de sol mince de 20 mm et avec une grande variation des conditions atmosphériques : la vitesse du vent varie de 0,3 à 2,7 m/s ; la température varie de 4,3 à 30,9 °C et le rayonnement est compris entre 59 et 1029 W/m². La température dans le sol est également suivie dans ces systèmes par des thermocouples, le nombre des thermocouples dépendant de l'épaisseur de sol.

Les systèmes de Kondo et al. (1990, 1992) présentent à la fois des avantages et des inconvénients. En effet, ces systèmes relativement simples permettent de changer rapidement le type de sol étudié. De plus, comme ils sont relativement petits, le temps d'équilibre est assez court. Les mesures de température à différentes profondeurs dans le sol permettent d'établir le profil de température dans le sol mais la teneur en eau du sol n'est pas suivie. Dans le cas d'une faible épaisseur de sol (20 mm), la teneur en eau moyenne pour l'ensemble de la couche de sol est estimée. Cette estimation peut avoir des erreurs importantes quand le séchage est rapide, engendrant une grande différence entre la teneur en eau à la surface et celle à 20 mm de profondeur.

Ce problème d'erreur ne se pose plus dans le travail de Wilson et al. (1997) car ils développent un système particulier (Figure I.4) qui est similaire à celui de Kondo et al. (1990) mais avec une couche de sol extrêmement mince : de 0,3 à 0,7 mm. La mise en place de cette couche de sol nécessite la définition d'une procédure spécifique. On note que la température du sol est également suivie dans ce système. La faible épaisseur du sol permet d'avoir une teneur en eau relativement homogène. Lors d'un essai, peu de temps après le séchage, le sol se sépare en plusieurs morceaux et la question sur le bilan d'énergie pourrait se poser car le fond du dispositif expérimental est également exposé à l'air. En outre, un autre inconvénient existe quand le massif de sol a une faible épaisseur : il est impossible d'étudier les échanges hydriques dans le sol à différentes profondeurs ; on ne peut pas réaliser d'études sur le profil hydrique dans le sol durant l'évaporation avec des systèmes développés par Kondo et al. (1990); Kondo et al. (1992) et Wilson et al. (1997).

L'étude sur les profils hydriques et thermiques durant l'évaporation nécessite logiquement un grand massif de sol pour la mise en place d'un nombre significatif de capteurs. Wilson et al. (1994) réalisent une étude sur une grande colonne de sable équipée avec des capteurs de température dans le sol (Figure I.5). Cette colonne est également munie d'un grand nombre de trous le long de sa hauteur permettant un suivi de teneur en eau massique par pesée.

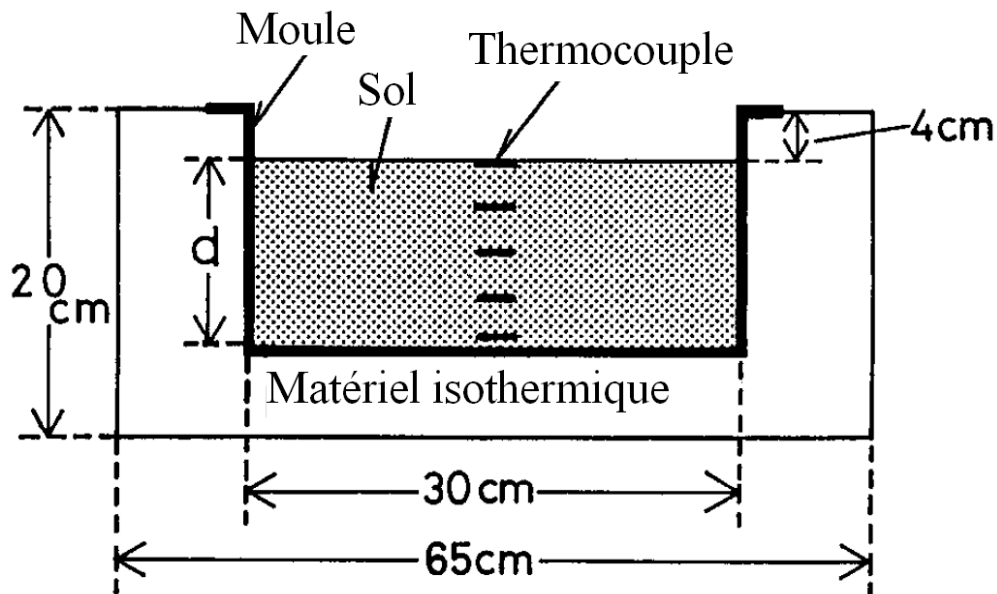


Figure I.3. Bac de sol avec une petite couche de sol (Kondo et al. 1992)

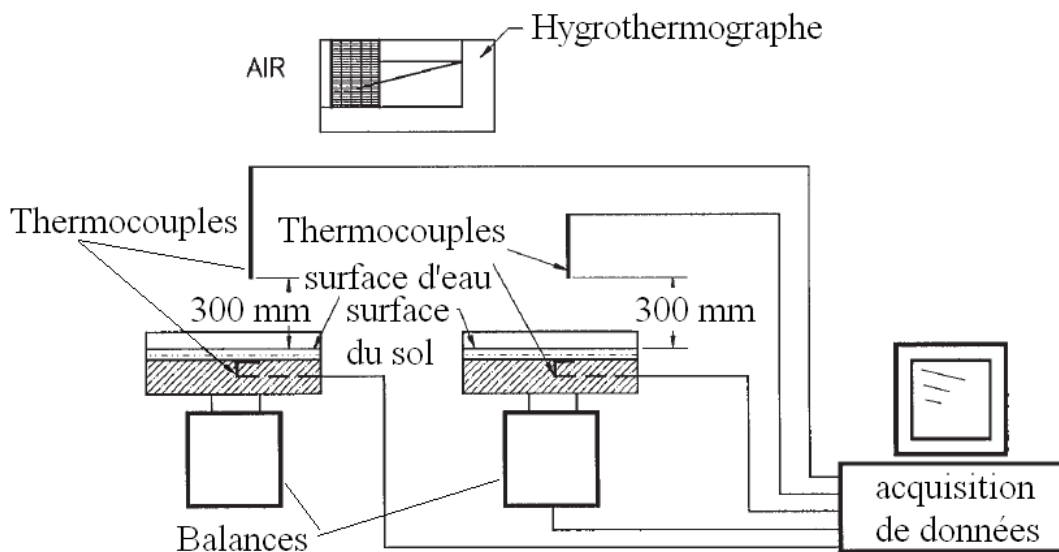


Figure I.4. Bac de sol avec une couche de sol très mince (Wilson et al. 1997)

Le système développé par Kuhn et Zornberg (2006) est similaire à celui de Wilson et al. (1994) au niveau de la dimension. En revanche, les capteurs utilisés sont différents et l'instrumentation est plus complète. Ils ont implanté des sondes de teneur en eau volumique TDR (Time Domain Reflectometry) et des sondes de succion (HDU – Heat Dissipation Unit) à quatre niveaux différents dans le sol. L'avantage majeur de ce système par rapport à celui de Wilson et al. (1994) est le suivi continu de la teneur en eau et de la succion. En revanche, la température n'est pas mesurée dans le sol. Il semble que la dimension de ces dispositifs ne soit pas suffisamment grande pour implanter plus de capteurs sans d'effets négatifs conséquents.

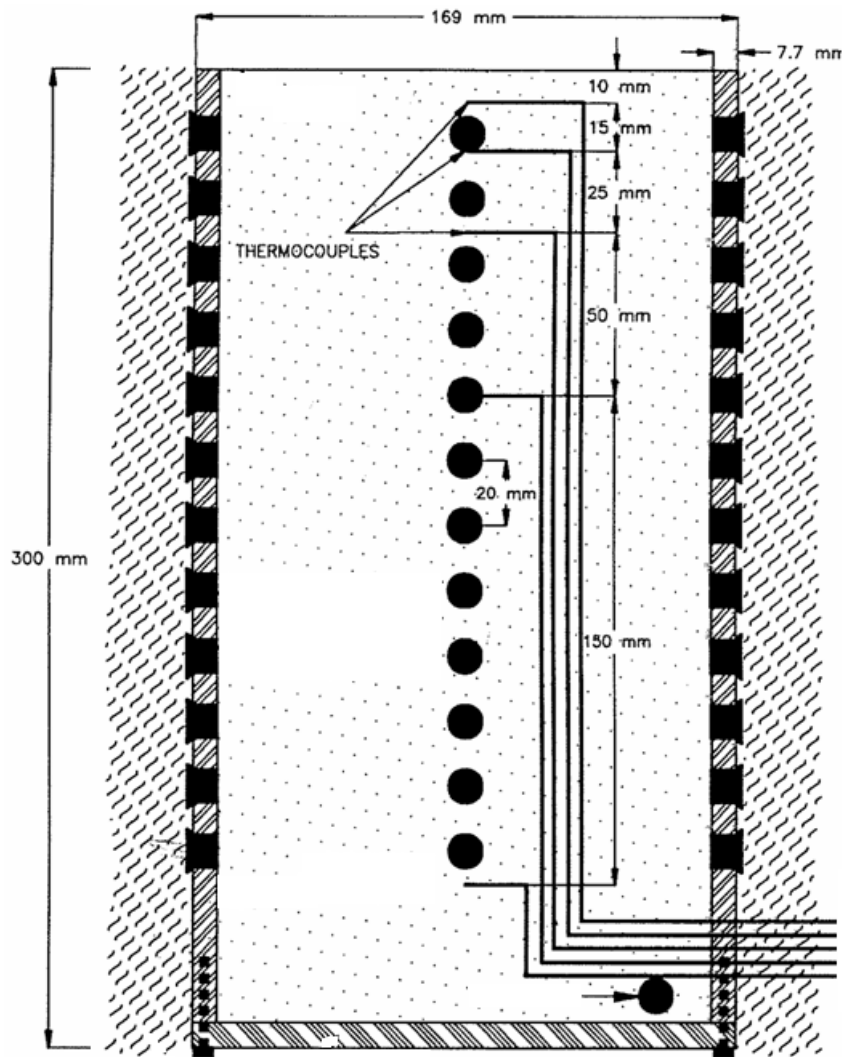


Figure I.5. Une grande colonne de sable (Wilson et al. 1994)

Le système de chambre environnementale permet d'une part de reproduire le vent voulu et d'autre part de suivre les variations de la température et de l'humidité relative de l'air. Ce système est proposé pour la première fois par Kohsiek (1981, Figure I.6). Il est largement utilisé par van de Griend et Owe (1994). Aluwihare et Watanabe (2003) développent une nouvelle chambre environnementale plus sophistiquée, avec comme point original, la surface ouverte. De plus, les mesures de l'humidité relative et de la température à l'entrée de la chambre sont réalisées à travers quarante collecteurs d'air. Les mesures hygrométriques dans l'air à l'entrée et à la sortie sont comparées pour déduire le taux d'évaporation.

Le système de chambre environnementale peut être utilisé en laboratoire comme in situ. Le contrôle de conditions atmosphériques est jusqu'à présent bien développé. En revanche, les équipements dans le sol restent à étudier de façon plus approfondie.

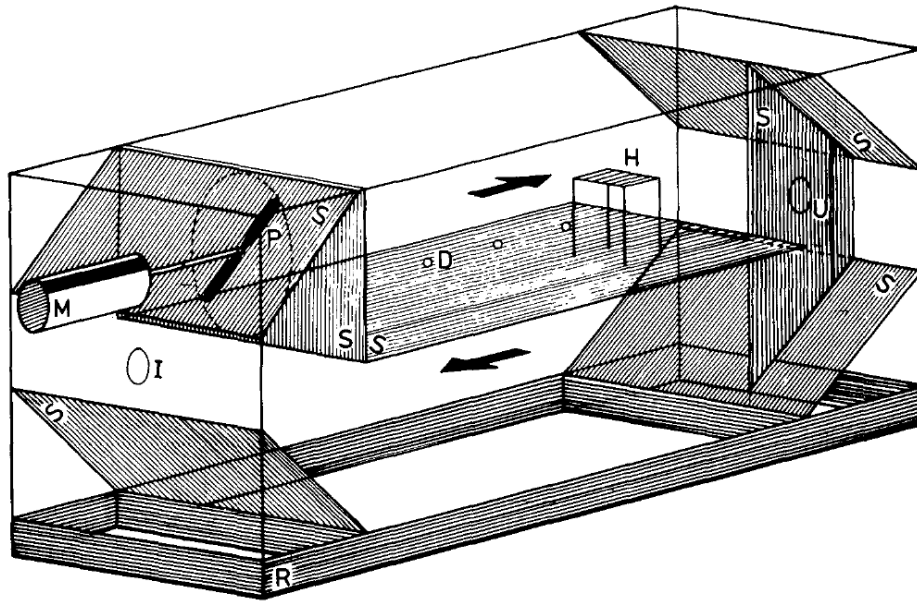


Figure I.6. Une des premières chambres environnementales (S : cloison en plexiglas ; P : hélice ; M : moteur électrique ; H, D : points de mesure de l'humidité relative et de température ; I, U : points d'entrée et de sortie d'air, (Kohsiek 1981)

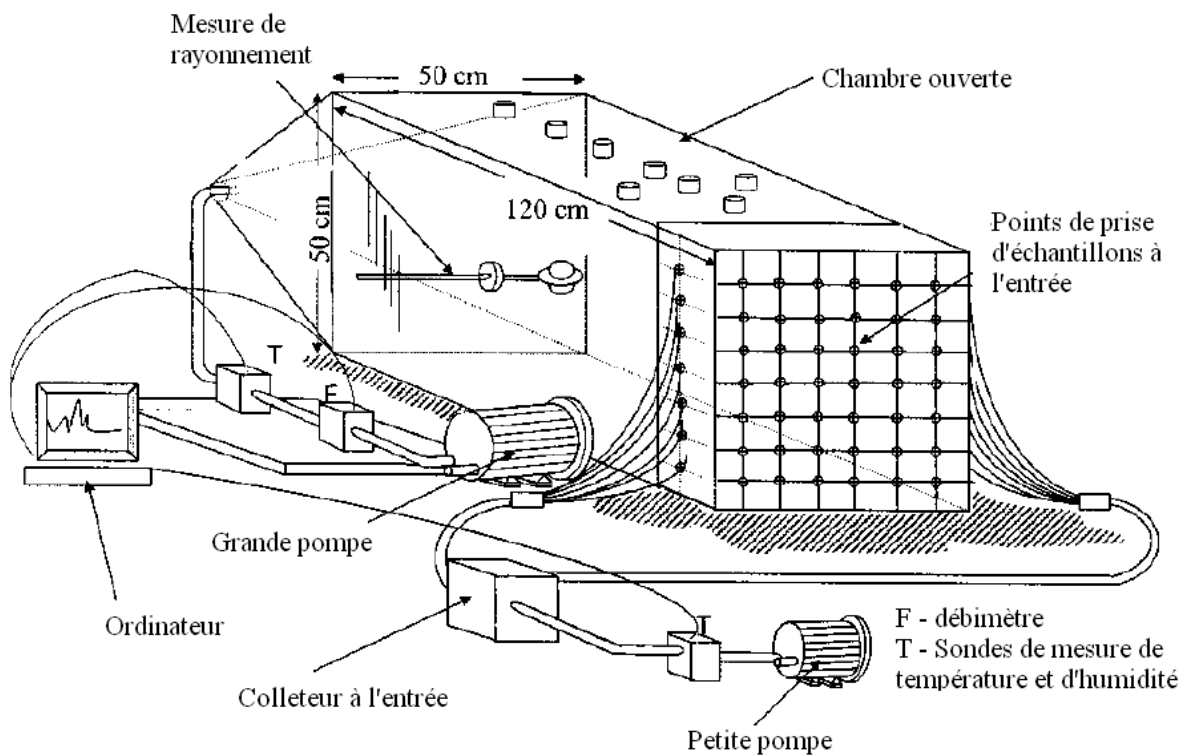


Figure I.7. Chambre environnementale de Aluwihare et Watanabe (2003)

Le système wind-tunnel est plus utilisé que la chambre environnementale. Il permet généralement une étude plus complète sur le vent (Figure I.8 et Tableau I-1). Le rayonnement et la vitesse du vent sont contrôlés tandis que la température et l'humidité relative sont mesurées (Wang 2006; Yamanaka et al. 1997). Dans le travail de Yamanaka et al. (1997), on réalise un suivi complet des paramètres dans le sol : la succion, la teneur en eau et la température. En fait, ce système peut être considéré comme la combinaison d'un wind-tunnel et d'un lysimètre.

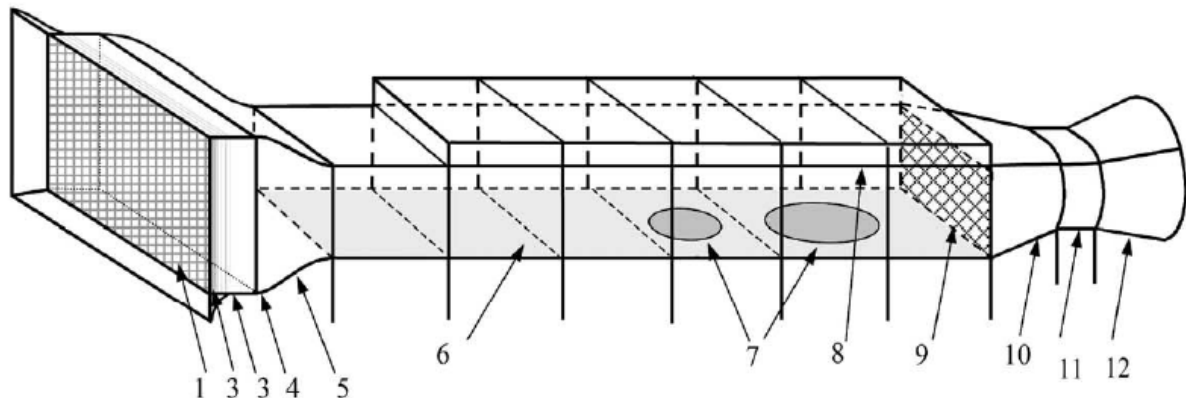


Figure I.8. Wind-tunnel (Wang 1996)

Tableau I-1. Elements du Wind-tunnel de Wang (2006)

Numéro	Numéro
1. Toile de protection	7. Plateau de rotation
2. Tube de nid d'abeille	8. Toit modulable
3. Toile fine	9. Toile de sécurité
4. Débit de la partie avec section réduite	10. Partie avec section réduite
5. Partie avec section réduite	11. Ventilateur pour écoulement axial
6. Zone d'essai	12. Sortie

Les stations météorologiques sont très utilisées pour le suivi in-situ (Figure I.10). Il s'agit d'un ensemble complet des mesures de vitesse du vent, de température, d'humidité relative, de rayonnement dans l'air et de température dans le sol. Cet ensemble est parfois équipé d'un instrument de mesure de la précipitation. Ces données peuvent être utilisées pour calculer le taux d'évaporation.

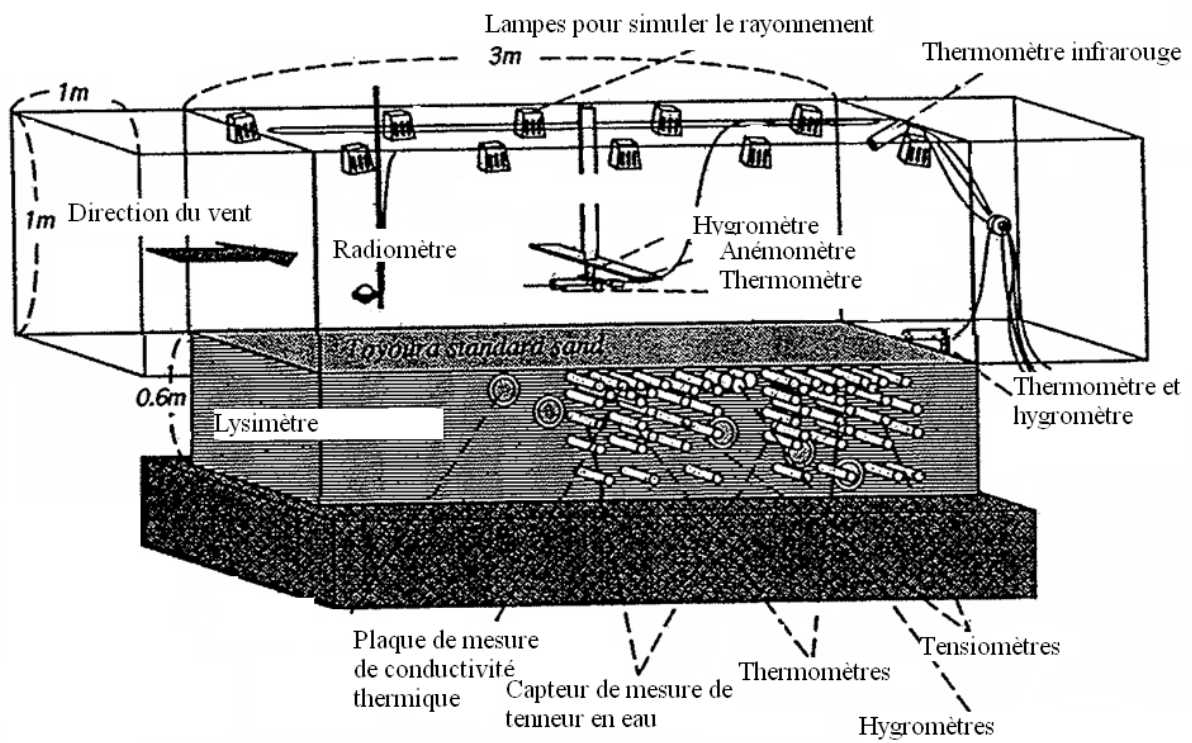


Figure I.9. Wind-tunnel complété par des mesures dans le sol (Yamanaka et al. 1997)

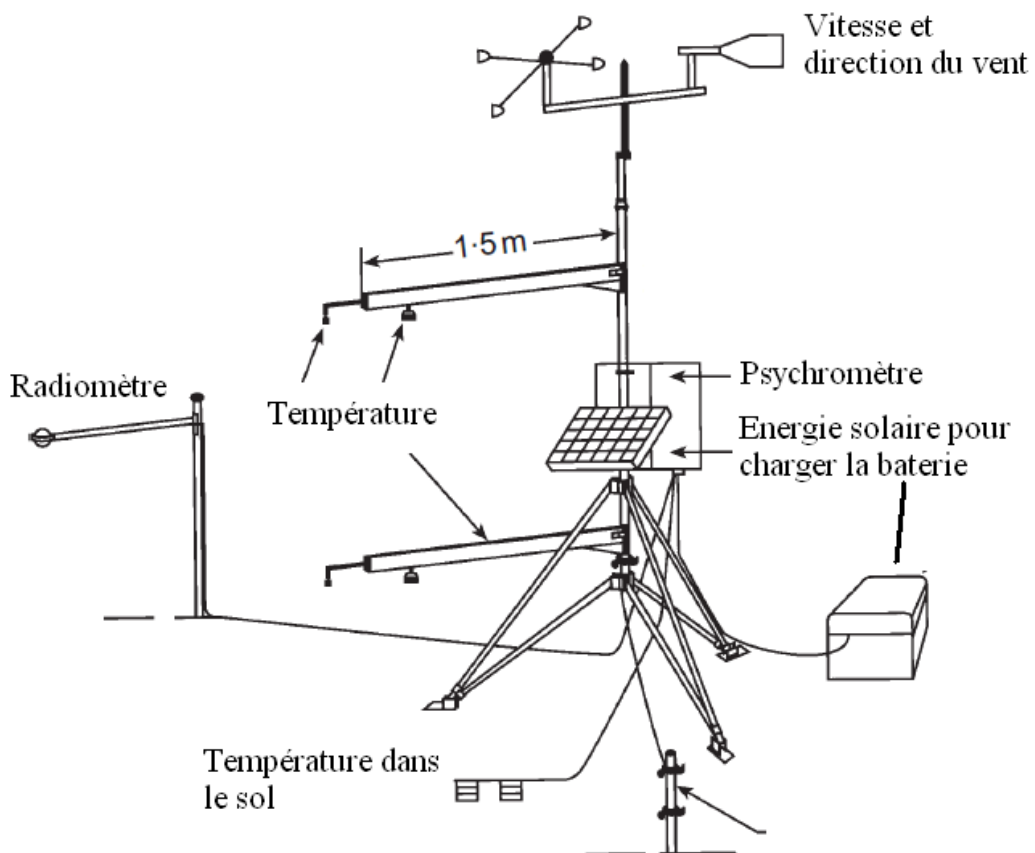


Figure I.10. Station météorologique (Blight 1997)

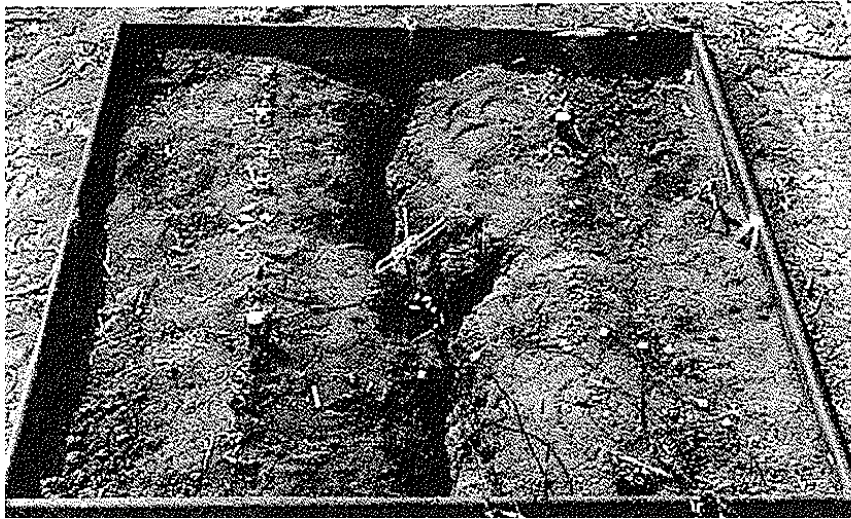


Figure I.11. Lysimètre avec une grande fissure à la surface du sol (Ritchie et Adams 1974)

Etant donné que l'évaporation entraîne souvent des modifications géométriques importantes à la surface du sol par le retrait et surtout par la fissuration, l'étude sur la fissuration paraît indispensable pour mieux interpréter le phénomène d'évaporation. Ceci a été réalisé par Ritchie et Adams (1974) à l'aide d'un lysimètre avec une grande fissure au milieu (Figure I.11).

Dans le cas d'un réseau de fissures plus complexe, la méthode de traitement d'image s'avère très pratique car il permet de déterminer un grand nombre de paramètres comme le taux de fissures, la longueur, la largeur des fissures avec une bonne précision (Lakshmikantha 2009; Tang et al. 2008b; Tang et al. 2008c). En revanche, cette méthode n'est praticable en général qu'en laboratoire, et elle ne permet pas de déterminer la profondeur des fissures. Ainsi, des mesures directes semblent aussi nécessaires afin d'avoir accès à d'autres paramètres et de vérifier la pertinence de la méthode du traitement d'images. Les mesures directes sont souvent réalisées simplement à l'aide d'une règle ou des outils spécifiques tant qu'il s'agit d'une grande surface (RingroseVoase et Sanidad 1996).

1.3 Processus d'évaporation et évaporation potentielle

1.3.1 Les trois phases de l'évaporation

Afin d'étudier le processus d'évaporation dans les plus simples conditions, on s'intéresse d'abord au cas où il n'y a pas de nappe phréatique et les conditions climatiques ne changent pas durant l'expérimentation. Ces conditions ne peuvent être obtenues qu'en laboratoire sachant qu'en place, le cycle journalier naturel ne permet pas de les avoir.

Hillel (1980 d'après Wilson et al. 1994) a réalisé une expérimentation où la surface du sol est initialement saturée. Cet essai est répété quatre fois en faisant varier les conditions atmosphériques : la température, le vent et l'humidité relative. La Figure I.12 présente la relation entre le rapport AE/PE (taux d'évaporation réel/taux d'évaporation potentiel) avec la variation de la teneur en eau. On observe que l'évaporation peut être divisée en trois phases.

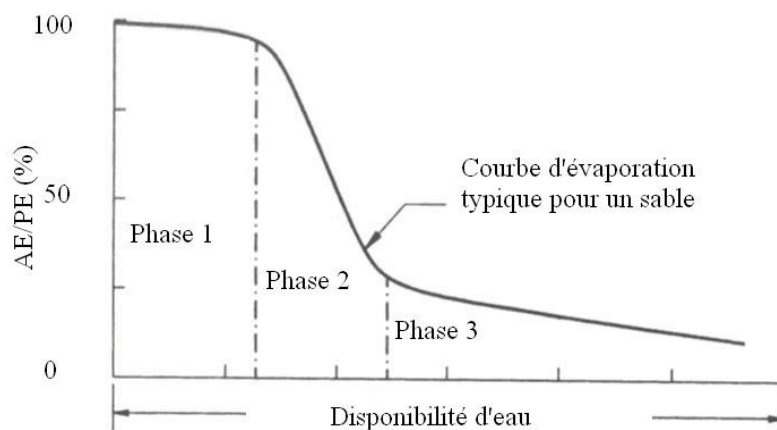


Figure I.12. Les trois phases de l'évaporation développées par Hillel (1980 d'après Wilson et al. 1994)

La première phase correspond à un taux d'évaporation constant et maximal. Cette phase apparaît quand le sol est saturé ou quasi saturé. En général, la première phase se termine après quelques heures ou quelques jours.

La deuxième phase est caractérisée par un taux d'évaporation décroissant. On constate une chute relativement importante. Ceci montre que le sol n'est plus saturé à la surface et il n'est plus capable de répondre à la demande de l'atmosphère. Le taux d'évaporation est donc limité par des propriétés hydrauliques du sol.

La troisième phase est la phase résiduelle avec un taux d'évaporation faible. Cette phase peut être atteinte, en fonction des sols et des conditions climatiques, après une longue durée d'évaporation de quelques semaines voire de quelques mois. Elle commence quand la surface du sol est suffisamment sèche et quand le transfert d'eau en phase liquide cesse. Le transfert se passe en phase vapeur seulement.

Bref, le processus d'évaporation comprend trois phases relativement bien distinctes par la valeur du taux d'évaporation. L'ampleur et la durée de chaque phase sont gouvernées soit par les conditions atmosphériques soit par le sol ou par les deux.

1.3.2 *Evaporation potentielle à partir de différentes surfaces et sous différentes conditions atmosphériques*

On s'intéresse dans cette section au taux d'évaporation maximal. Dans la littérature, ce taux est souvent connu sous le nom du taux d'évaporation potentiel. Tous ces termes font référence à la valeur la plus grande du taux d'évaporation pendant le processus d'évaporation.

En réalité, on trouve dans la littérature différentes définitions du taux d'évaporation maximal (Oudin 2004). Par exemple, pour Penman (1948), l'évaporation maximale se produit quand il y a une quantité d'eau abondante sur une pelouse sous les mêmes conditions atmosphériques. Pour Wilson (1990), le taux maximal se produit pour un sol saturé sous des conditions climatiques fixes. Il est ainsi clair que le taux d'évaporation maximal change selon sa définition. Cependant, les différents auteurs sont plutôt d'accord sur les conditions climatiques constantes pour définir le taux d'évaporation maximal.

La Figure I.13 présente quatre résultats de l'évolution du taux d'évaporation pour le même type de sol mais sous différentes conditions climatiques. On observe d'abord que les quatre courbes peuvent être schématisées par une courbe composée de trois phases. On observe ensuite une différence importante au niveau du taux d'évaporation maximal et de la durée de la première phase, à relier aux différentes conditions climatiques imposées. Il est clair qu'avec une température plus élevée, une vitesse plus grande, un air plus sec, le taux sera plus grand. De plus, avec un taux d'évaporation plus faible, la durée sera logiquement plus longue.

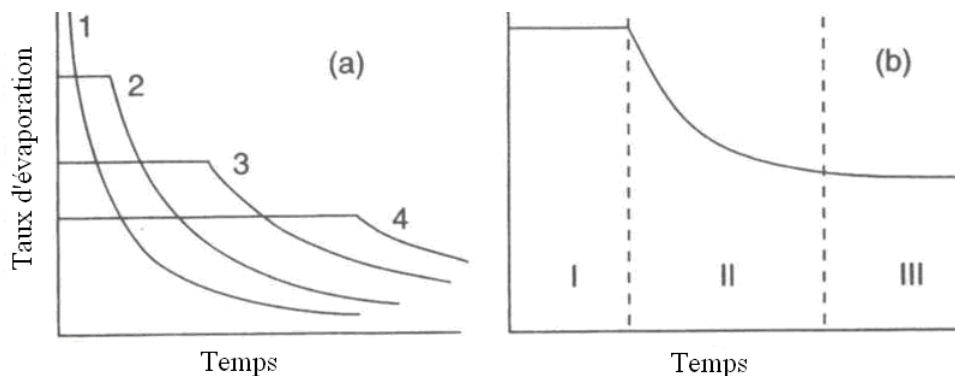


Figure I.13. Les trois phases de l'évaporation sous différentes conditions climatiques (Hillel 2004)

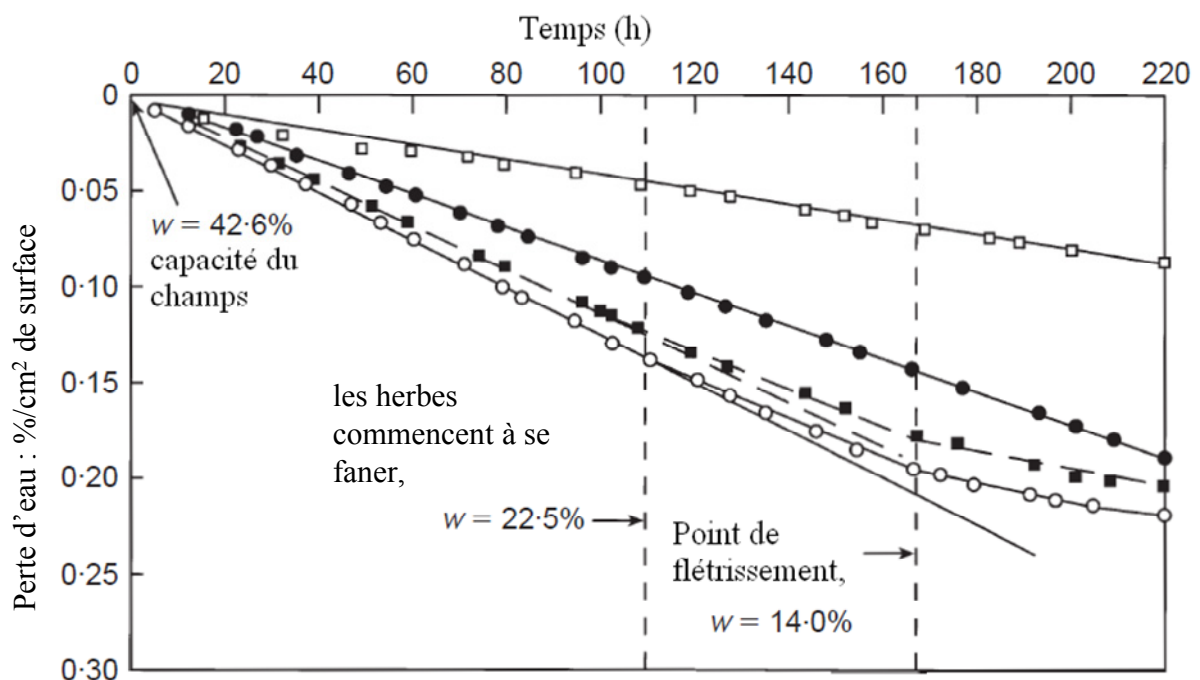


Figure I.14. Perte d'eau dans le temps du sol avec différents couverts : (□) : surface de sable, (●) : surface d'eau libre, (■) : sol nu, (○) : surface d'herbes (Blight 1997)

D'autre part, une étude avec différentes surfaces de sol soumises aux mêmes conditions atmosphériques est réalisée par Blight (1997). Quatre surfaces différentes sont considérées : surface couverte de sable, surface d'eau, surface d'un sol nu, surface enherbée. Le taux

d'évaporation est calculé par pesée. L'évolution du taux d'évaporation est présentée sur la Figure I.14.

On note que pour les surfaces couvertes de sable et d'eau libre, le taux est constant et c'est le taux maximal. En revanche, pour la surface du sol nu et pour la surface enherbée, on observe des changements de pente correspondant aux passages de phases évoquées précédemment.

En comparant les taux maximaux, on observe que la surface du sol nu et la surface enherbée présentent des valeurs plus grandes que la surface d'eau libre et la surface de sable. La valeur plus grande pour le sol nu est liée à la couleur plus foncée de sa surface qui adsorbe plus d'énergie. Pour la surface d'herbe, c'est la transpiration des herbes qui joue le rôle important. De plus, grâce aux valeurs plus grandes dans ces deux cas, l'évaporation passe plus tôt à la deuxième et à la troisième phase.

En conclusion, les conditions atmosphériques exercent une grande influence sur le taux d'évaporation potentiel ainsi que sa durée. On note également que ces deux caractéristiques sont aussi influencées par les conditions du sol telles que le type de sol, la couleur à la surface, la végétation etc.

1.4 Evolution de différents paramètres durant l'évaporation

1.4.1 Evolution de différents paramètres lors d'essais d'évaporation en laboratoire

L'évaporation entraîne les variations de différents paramètres dans le sol tels que la teneur en eau et la température. Ces variations provoquent par la suite des modifications notables des propriétés thermo-hydro-mécaniques du sol, ce qui montre l'importance de l'étude sur les évolutions de différents paramètres du sol. Pour une raison de simplicité, on étudie dans notre travail ces évolutions en laboratoire où les conditions atmosphériques sont contrôlées.

1.4.1.1 Teneur en eau et succion

La Figure I.15 présente l'évolution de la teneur en eau dans le sol avec l'évaporation à la surface du sol (Wilson et al. 1994). Il s'agit des résultats avec deux colonnes identiques remplies de sable de 300 mm de hauteur (Figure I.5), intitulées A et B. Ces deux colonnes sont munies de trous tout au long de leurs hauteurs permettant le suivi de teneur en eau par pesée. La durée de l'essai est de 42 jours.

On voit d'abord que la teneur en eau initiale à la surface est inférieure à celle en profondeur ; ceci tout au long de l'essai. On observe également une chute importante de teneur en eau à la surface du sol 3 jours après le démarrage de l'essai. La valeur est d'environ 2% seulement. A 20 mm de la surface, la teneur en eau au troisième jour est toujours supérieure à 10%. Il faut une dizaine de jours pour que la teneur en eau à 10 mm de profondeur ait la même valeur qu'à la surface (2%). Cette période correspond à la deuxième phase dans le processus d'évaporation.

Avec l'avancement de l'évaporation, la teneur en eau à la surface continue à diminuer pour atteindre une valeur très faible de 1%. Pour cette période, on voit que vingt jours sont nécessaires pour que la teneur en eau de la couche juste en dessous de la surface puisse diminuer à cette valeur. Cette période correspond à la troisième phase dans le processus d'évaporation (Wilson et al. 1994).

D'autre part, on observe un agrandissement d'une zone proche de la surface avec la même valeur de teneur en eau. En effet, après les dix premiers jours, cette couche est encore très mince. Après quarante jours, son épaisseur atteint en revanche 80 mm. Le développement d'une telle couche correspond à l'avancement d'un front sec où l'évaporation se produit.

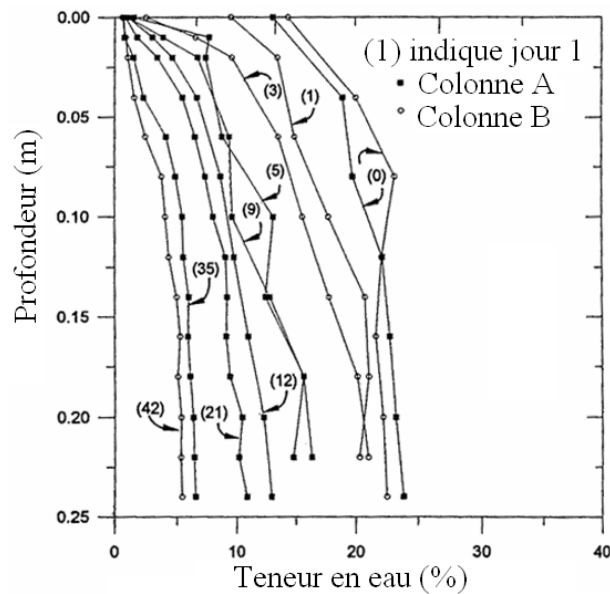


Figure I.15. Evolution du profil de teneur en eau dans le sol durant un essai d'évaporation (Wilson et al. 1994)

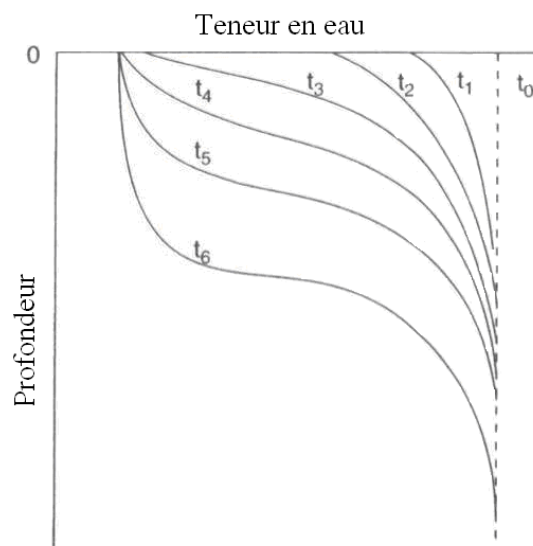


Figure I.16. Evolution hypothétique du profil de teneur en eau durant l'évaporation. Les numéros représentent les étapes successives (Hillel 2004)

La notion d'un front sec est initialement proposée par Philip (1974). Elle est ensuite reprise et développée par van Keulen et Hillel (1974 d'après Hillel 2004). Selon ces auteurs, les profils de teneur en eau pourraient avoir des parties de forme concave (Figure I.16) et les points d'inflexion pourraient résulter de la variation de la diffusivité D en fonction de la teneur en eau (Figure I.17).

La Figure I.17 montre effectivement qu'une diminution de teneur en eau entraîne généralement une diminution de la diffusivité. Cependant, avec le séchage du sol la diffusivité de vapeur augmente rapidement, et il se peut qu'à partir d'un certain moment, cette augmentation devienne plus importante que la diminution de la diffusivité de l'eau liquide. Ceci provoque un rebond de la diffusivité totale de l'eau comme on peut observer sur la Figure I.17. La teneur en eau à laquelle la diffusivité de vapeur devient dominante par rapport à celle de l'eau liquide correspond au front de séchage. A ce front on pourrait avoir un point d'inflexion sur le profil de teneur en eau.

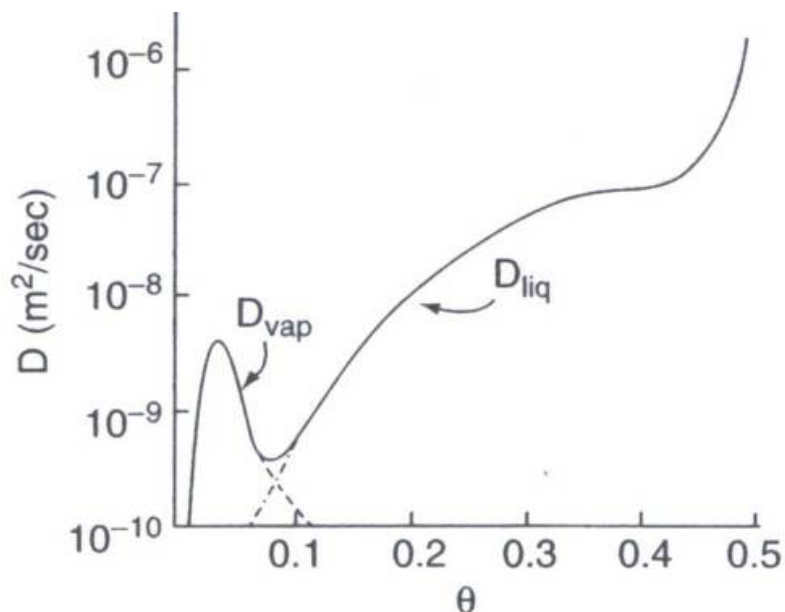


Figure I.17. Diffusivité D en fonction de la teneur en eau (d'après Philip 1974 cité par Hillel 2004)

Une étude sur le profil de succion réalisée par Ayad et al. (1997) montre également un gradient important de succion dans le sol (Figure I.18). De plus, il semble que ce profil prenne une forme parabolique. Une étude similaire de Kuhn et Zornberg (2006) confirme l'existence d'un gradient important de succion dans la zone proche de la surface.

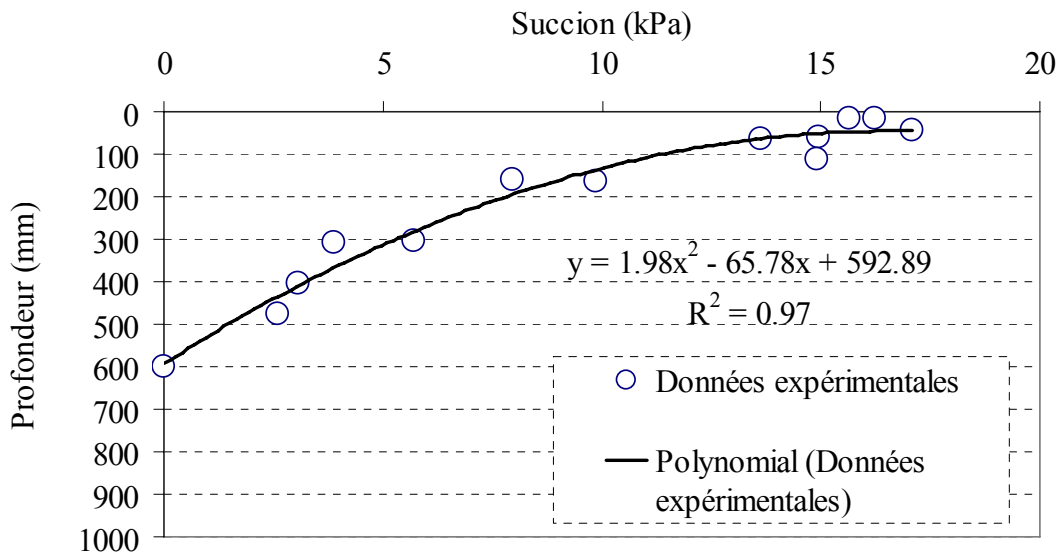


Figure I.18. Corrélation entre la suction et la profondeur pour un séchage (Ayad et al. 1997)

I.4.1.2 Température

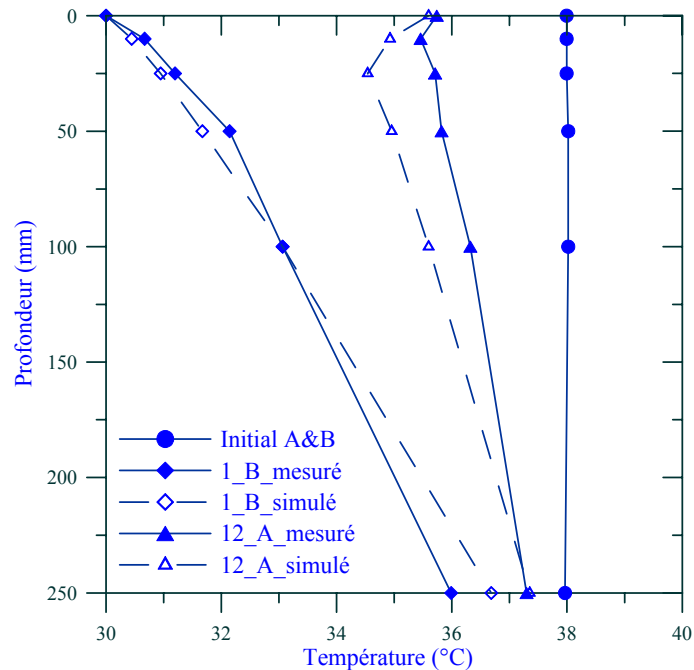


Figure I.19. Profils de température mesurés et simulés. Les numéros indiquent le nombre de jours après le lancement de l'essai (Wilson et al. 1994)

L'évolution du profil de température observée par Wilson et al. (1994) est présentée sur la Figure I.19 (l'expérimentation est présentée sur la Figure I.5). Les profils simulés sont également présentés sur cette figure. La simulation est basée sur les équations de transfert d'eau et d'énergie

en admettant quelques hypothèses telles que le squelette indéformable et le transfert par convection négligeable par rapport aux transferts par conduction et par diffusion.

Initialement, la température est homogène sur toute la hauteur. On observe une chute importante de température à la surface du sol juste un jour après le lancement de l'essai, de 38 à 30°C. Cette diminution importante est liée à la demande d'énergie importante pour l'évaporation, la chaleur latente. On observe également un profil linéaire de température, définissant un gradient de température relativement important : 6° C/ 250 mm.

Au jour $t = 12$, on observe deux phénomènes : d'abord un rapprochement du profil de température au profil initial, correspondant à une augmentation de température dans l'ensemble de la colonne, ensuite un déplacement vers le bas du point de la température la plus faible.

L'augmentation de température (à la surface, de 30 à 36°C ; au fond, de 36 à 37,5°C) est probablement le résultat d'une diminution du taux d'évaporation d'eau à la surface du sol. En effet, cette diminution entraîne logiquement une demande d'énergie plus faible pour l'évaporation, ce qui se traduit par une perte moins importante de la chaleur dans le sol.

Le deuxième phénomène est la descente du point de température la plus faible. Il indique une descente du front où la perte de la chaleur dans le sol est la plus importante, c'est-à-dire, la surface à laquelle le phénomène de vaporisation se produit. Cette surface d'évaporation correspond au front de séchage évoqué précédemment. En fait, après 12 jours, cette zone sèche reste encore mince, rendant la comparaison entre les profils de teneur en eau et les profils de température délicate.

I.4.2 Evolution de la teneur en eau durant l'évaporation dans le cas naturel

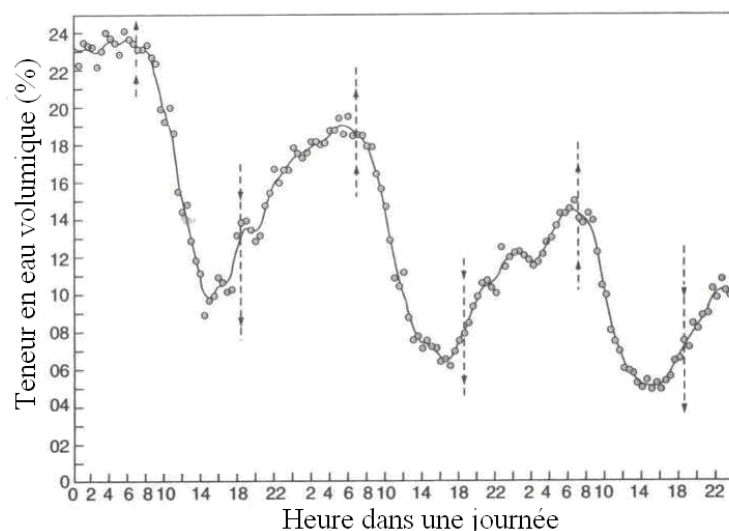


Figure I.20. Variation de la teneur en eau à la surface (0-5 mm) d'un terreau durant un essai de séchage (d'après Jackson 1973 cité par Hillel 2004)

La plus grande différence entre un essai in situ et un essai en laboratoire réside dans la variation journalière des conditions climatiques. En effet, la Figure I.20 montre une grande fluctuation de la

teneur en eau, de l'ordre de 10%, dans la couche proche de la surface. On observe tout de même une tendance générale de diminution de la teneur en eau durant le séchage.

La fluctuation observée est fortement liée au processus d'évaporation journalier. En effet, l'évaporation se produit pendant la journée, séchant la zone proche de la surface. Cela crée un gradient hydraulique vers le haut. Ainsi, la surface du sol est remouillée pendant la nuit par les flux de vapeur et de liquide provenant de la couche inférieure. Ceci explique les rebonds importants de la teneur en eau pendant la nuit.

Cette fluctuation significative implique le phénomène d'hystérésis dans la relation entre la succion et la teneur en eau. Mahfouf et Noilhan (1991) et van de Griend et Owe (1994) mettent également en évidence ce phénomène et demande la prudence dans l'utilisation de l'hypothèse d'une teneur en eau ou d'une succion constante pendant un jour. La comparaison des taux d'évaporation simulés dans deux cas différents, avec et sans hystérésis (d'après Hillel 1975 cité par Hillel 2004), montre que la prise en compte de l'hystérésis fait diminuer le taux de 33%.

1.5 Paramètres influençant l'évaporation

1.5.1 Paramètres physiques

L'évaporation se produit à l'interface sol-atmosphère ; elle est donc influencée à la fois par les paramètres du sol et de l'air. On a observé dans la partie du processus d'évaporation que cette influence est non seulement sur la valeur du taux d'évaporation mais également sur son évolution (I.3).

D'autre part, il existe une interaction entre les différents paramètres. En effet, dans l'air, il est difficile de séparer l'influence des paramètres comme la vitesse du vent, la température, l'humidité relative et le rayonnement. Il est clair qu'un rayonnement intensif augmente la température de l'air et pourrait diminuer l'humidité relative ; une vitesse du vent importante pourrait, elle aussi, diminuer l'humidité relative de l'air. D'un autre côté dans le sol, l'étude sur l'évaporation potentielle (I.3) a montré une influence des propriétés géométriques de la surface du sol sur le taux d'évaporation ; l'étude sur l'albédo a a montré une dépendance de ce paramètre vis-à-vis de la teneur en eau du sol. On constate ainsi encore une fois une interaction forte entre les différents paramètres du sol.

Dans ce contexte, il est nécessaire d'étudier les principaux paramètres influençant le taux d'évaporation. Pour l'air, ils sont le rayonnement et la vitesse du vent. Pour le sol, c'est la teneur en eau.

Wang (2006) développe un dispositif expérimental spécifique, le wind-tunnel, pour étudier le phénomène d'évaporation. Ce dispositif est présenté sur la Figure I.8. L'emplacement pour le sol ou le bac d'eau se trouve à la position 7. L'expérimentation est réalisée deux fois avec une surface d'eau pour déterminer le taux d'évaporation potentiel. Le cas avec différentes colonnes de sol à différentes teneurs en eau est ensuite étudié. Pour ces deux types d'essais, on fait varier la vitesse du vent et le rayonnement.

La Figure I.21 présente la variation du taux d'évaporation potentiel (dans le cas d'une surface d'eau) en fonction de la vitesse du vent et du rayonnement net. La vitesse du vent varie entre 0 et 10 m/s et le rayonnement varie entre 0 et 600 W/m². Un effet important des deux paramètres est observé. A titre d'exemple, à une vitesse du vent de 6 m/s, un rayonnement net de 600 W/m²

engendre un taux d'évaporation de 12,82 mm/jour, tandis qu'à une vitesse du vent de 6 m/s, un rayonnement net de 200 W/m² n'engendre qu'un taux de 9,44 mm/jour, soit 36% de moins. Quant à l'effet du vent, avec un rayonnement nul, quand on passe d'une vitesse de 4 à 8 m/s on obtient un taux d'évaporation double, de 6,89 à 12,61 mm/jour. Il paraît que l'effet du vent soit plus efficace que l'effet du rayonnement. De plus, au-delà d'une valeur relativement importante de la vitesse du vent (6 m/s) et du rayonnement (400 W/m²), on observe un effet combiné beaucoup plus important.

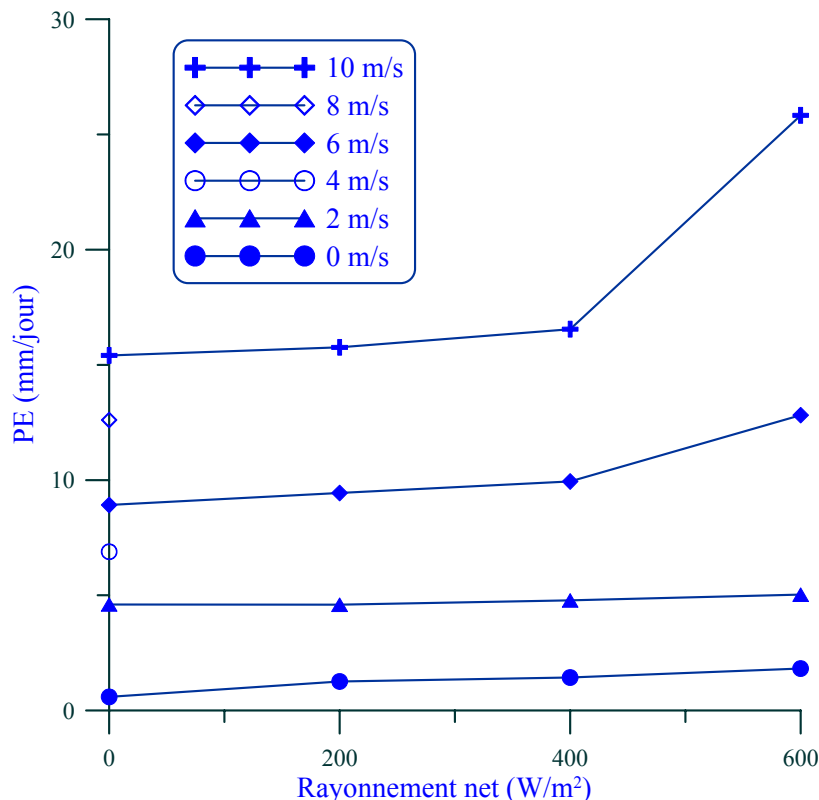


Figure I.21. Evaporation potentielle à différentes vitesses du vent et à différents rayonnements nets (à partir des données expérimentales de Wang 2006)

Le taux d'évaporation réel *AE* est étudié en faisant varier la teneur en eau du sol, la vitesse du vent et le rayonnement. Quatre vitesses du vent (0, 2, 6, 10 m/s) et quatre teneurs en eau (32,80, 30,23, 27,85, 25,77%) sont considérées. Le rayonnement est changé à la fin de chaque essai, de 0 à 600 W/m². Les résultats sont présentés sur la Figure I.22.

De nouveau, on observe un effet important du vent sur le taux d'évaporation. La relation entre le taux d'évaporation et la vitesse du vent pour un sol donné et avec un rayonnement fixe est pratiquement linéaire. D'autre part, le déplacement vers le haut des courbes avec l'augmentation de la teneur en eau confirme que plus le sol est humide, plus le taux d'évaporation est grand. Ce phénomène peut être simplement expliqué par une capacité d'approvisionnement d'eau plus importante pour un sol plus humide. On note également que ces courbes s'écartent davantage quand la vitesse du vent est plus grande et/ou quand le rayonnement est plus important. Néanmoins, on pourrait regretter l'utilisation d'une petite gamme de variations de teneur en eau dans ces essais. De plus, ces valeurs sont assez grandes, ce qui explique pourquoi dans le cas avec

une teneur en eau de 32,80%, une vitesse du vent de 10 m/s et un rayonnement de 600 W/m², la valeur de AE (23 mm/jour) trouvée est proche de la valeur de PE (26 mm/jour) mesurée.

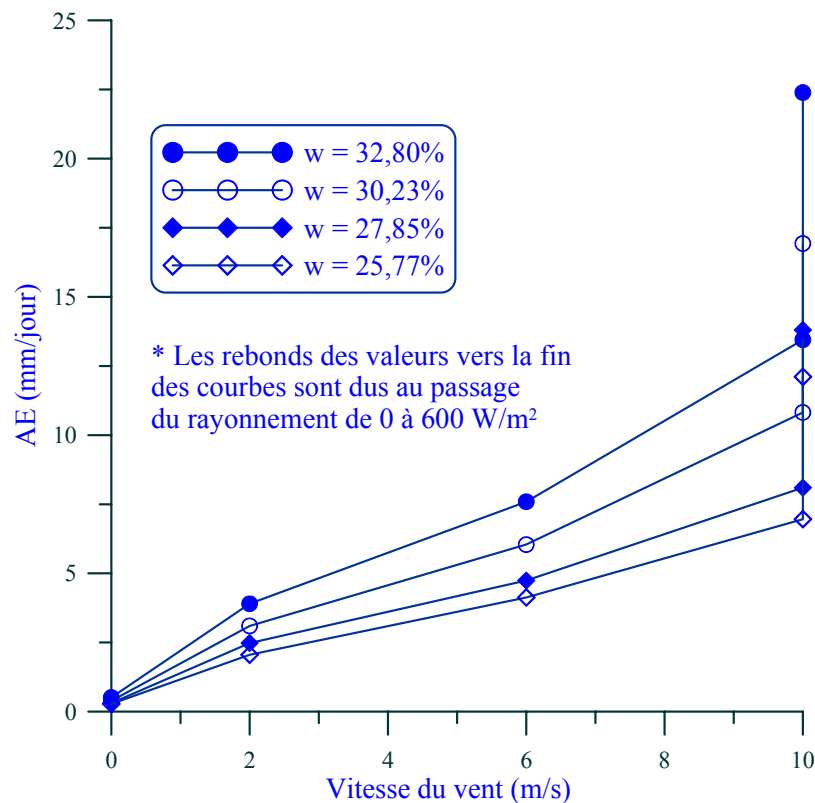


Figure I.22. Evaporation réelle à différentes vitesses du vent et différentes teneurs en eau (à partir des données expérimentales de Wang 2006)

En somme, le taux d'évaporation est proportionnel à la vitesse du vent, au rayonnement et à la teneur en eau du sol. Il est également proportionnel à la température de l'air. En revanche, l'humidité relative de l'air devrait présenter un effet inverse. On rappelle que ces paramètres sont interdépendants.

1.5.2 Paramètres géométriques : fissures

Le séchage d'une argile entraîne souvent l'apparition des fissures à la surface du sol. La fissuration affecte réciproquement l'évaporation. En effet, la fissuration augmente considérablement la surface d'évaporation. L'eau peut s'évaporer à partir des surfaces de fissures. Cette augmentation peut tripler, voire quadrupler pour certains sols comme l'argile Houston Black (d'après Adams et Hanks 1964 cité par Ritchie et Adams 1974).

D'autre part, les nouvelles surfaces créées par la fissuration sont souvent plus humides que la surface initiale. Ainsi, elles pourraient contribuer majoritairement au taux d'évaporation total. La géométrie de fissures influence donc le taux d'évaporation de façon importante (Ritchie et Adams 1974). Selim et Kirkham (1970) font une comparaison et montrent qu'en condition de laboratoire, l'évaporation sur une surface avec des fissures de 6,6 mm de largeur augmente de 12 à 16% par rapport à une surface sans fissures. Avec des fissures de 19,1 mm de largeur, l'évaporation augmente de 30%.

Un autre résultat de laboratoire de Kuhn et Zornberg (2006) montre que le taux d'évaporation peut doubler (200%) avec la fissuration (Figure I.23). En effet, ils réalisent un essai avec deux colonnes de deux hauteurs différentes (200 mm et 40 mm) et avec un sol de même état initial. Les deux colonnes de sol sont soumises aux mêmes conditions atmosphériques. La différence entre ces deux colonnes réside dans l'introduction des vis à la surface de la colonne 1 pour restreindre la fissuration. Le rapport du taux d'évaporation de deux colonnes est calculé et présenté en fonction du temps (Figure I.23). On observe logiquement que dans la colonne 2, les fissures se développent jusqu'à une profondeur importante et ces fissures augmentent la surface d'évaporation qui est, en plus, plus humide.

D'autre part, on observe sur la Figure I.23 une diminution de ce rapport du taux d'évaporation avec le temps. Cette diminution est due à une profondeur plus faible de la colonne 2 (40 mm). Effectivement, une grande profondeur (200 mm) permet à la colonne 1 de maintenir l'évaporation plus longtemps tandis que la réserve dans la colonne 2 s'épuise plus tôt.

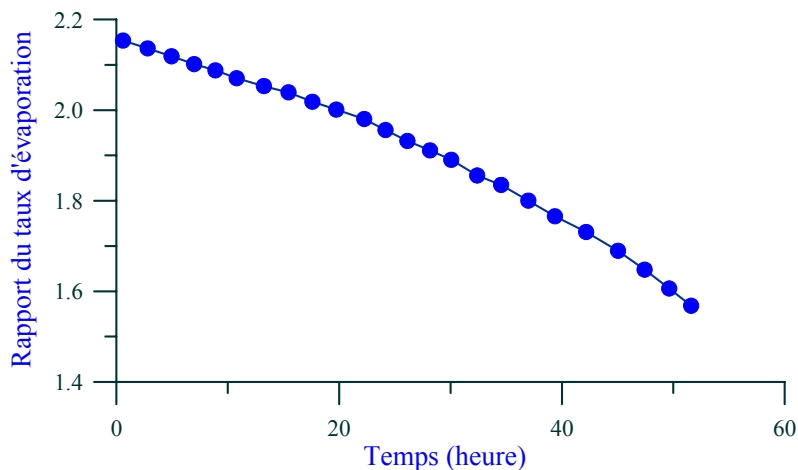


Figure I.23. Rapport du taux d'évaporation de deux colonnes de sol (Kuhn et Zornberg 2006)

L'expérimentation de Ritchie et Adams (1974) menée in-situ à l'aide d'un lysimètre (Figure I.11) a pour objectif de vérifier ces influences de la fissuration sur l'évaporation dans de vraies conditions. Afin d'étudier l'impact de la fissuration sur le taux d'évaporation total, ces auteurs utilisent un plastique pour couvrir la zone non fissurée et comparent le changement du taux d'évaporation. Ils observent que le taux d'évaporation diminue de 0,90 mm/jour à 0,65 mm/jour pendant les 5 premiers jours. Une fois la zone non fissurée couverte, le taux d'évaporation mesuré diminue de 0,65 mm/jour à 0,35 mm/jour. A l'évidence, cette évaporation provient de la fissure. En comparant ces valeurs, on remarque une contribution importante des fissures à l'évaporation totale (de 40 à 100%). De plus, cette contribution est plus importante vers la fin du processus d'évaporation quand le sol devient sec à la surface initiale. En effet, le profil de teneur en eau dans le sol présenté sur la Figure I.24 montre des valeurs beaucoup plus grandes dans la fissure que celle à la surface du sol. On note également la taille importante de la fissure, impliquant un taux d'évaporation notable à travers le réseau de fissures.

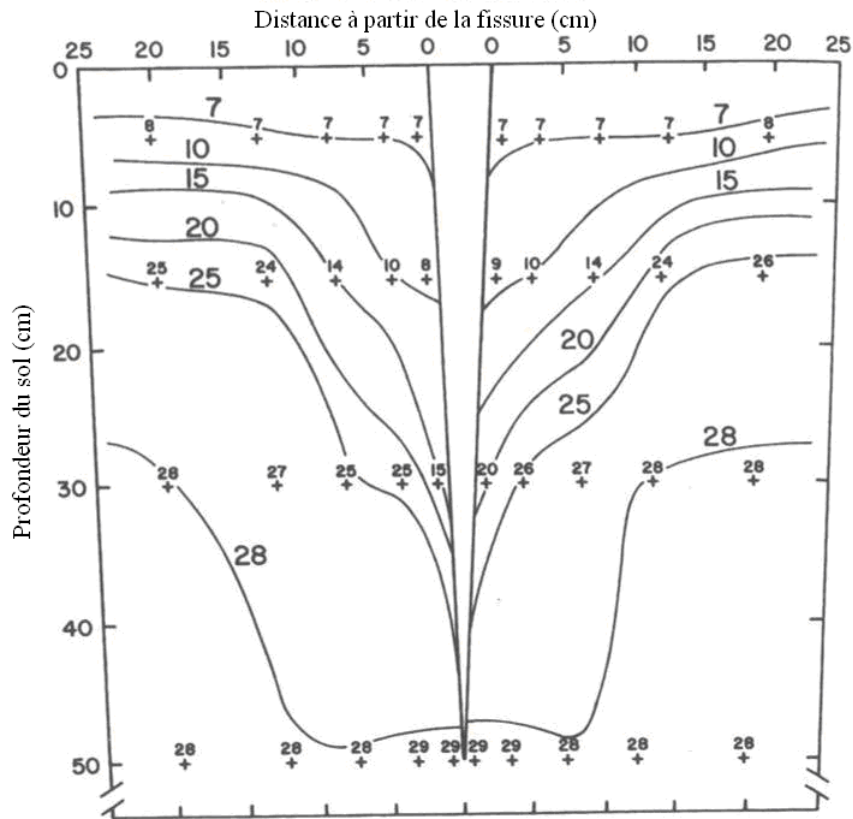


Figure I.24. Distribution de la teneur en eau en 2-D dans une fissure (100 mm de largeur et 550 mm de profondeur, (Ritchie et Adams 1974))

En conclusion, les résultats dans cette section montrent un impact important de la fissuration sur l'évaporation : la part d'évaporation liée aux fissures est loin d'être négligeable. La contribution des fissures peut même dépasser l'évaporation produite à la surface non fissurée.

1.6 Utilisation du bilan d'eau pour estimer le taux d'évaporation

L'utilisation du bilan d'eau paraît dans un premier temps comme la méthode la plus simple pour la détermination du taux d'évaporation. Elle consiste à déterminer le taux d'évaporation en se basant sur la précipitation, l'infiltration et le stockage d'eau dans le sol. La Figure I.25 présente les différents composants du bilan d'eau dans la zone proche de la surface et ce bilan peut être exprimé par l'expression suivante (Blight 1997) :

$$P - (I_{\text{int}} + R_{\text{off}}) = AE + R_{\text{ech}} + \Delta S = AE + I_{\text{inf}} \quad [I.1]$$

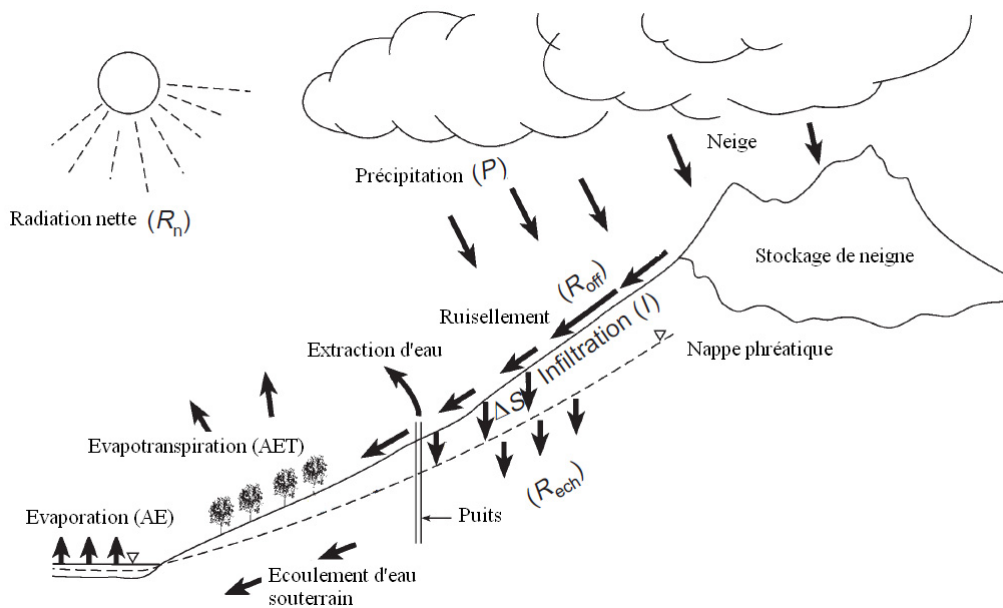


Figure I.25. Composants du bilan d'eau (Blight 1997)

Une partie de la précipitation P est interceptée par la végétation I_{int} , une autre partie R_{off} est emportée par le ruissellement et une dernière partie correspond à la source d'eau fournie au sol. A la surface du sol, une quantité d'eau AE s'évapore et une quantité I_{inf} s'infiltré dans le sol. L'infiltration fait augmenter le stockage d'eau ΔS ainsi que le rechargement de la nappe phréatique R_{ech} .

Parmi les échanges à la surface du sol, les deux processus les plus importants sont l'infiltration et l'évaporation. Ces deux processus sont en réalité de nature différente. En effet, l'infiltration se produit en phase liquide tandis que l'évaporation se produit en phase vapeur. Ces deux processus font l'objet de beaucoup d'études dans la littérature. Néanmoins, si le mécanisme de l'infiltration est relativement bien connu, ce n'est pas le cas pour le mécanisme d'évaporation. Il est nécessaire de réaliser d'avantage d'études pour mieux comprendre ce mécanisme. On note également la difficulté dans la détermination du ruissellement qui dépend de plusieurs facteurs comme la tomographie, les propriétés du sol à la surface, l'intensité de la précipitation etc.

A cause des difficultés de déterminer le ruissellement et l'infiltration, la méthode du bilan d'eau est souvent difficile à utiliser dans le cas de grande échelle où on possède en général peu de données.

I.7 Utilisation du bilan d'énergie pour estimer le taux d'évaporation

Le bilan d'énergie permet de déterminer le flux de chaleur latente (L_e). Ce dernier est en rapport direct avec la quantité d'eau évaporée via la chaleur latente de vaporisation (L_v).

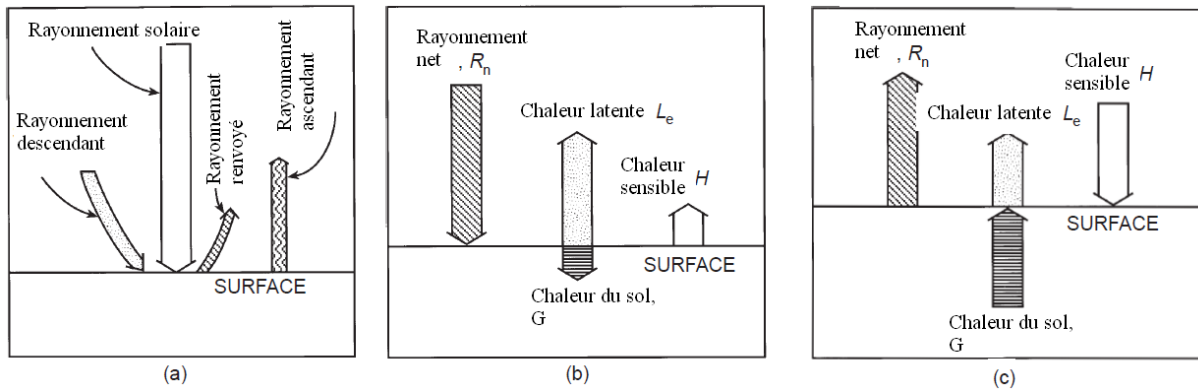


Figure I.26. Différents composants du bilan d'énergie (d'après Tanner 1968 cité par Hillel 2004)

Comme l'indique la section I.1, l'énergie est la source pour le processus d'évaporation et cette énergie provient majoritairement du soleil. Cette source d'énergie sert à chauffer le sol, l'air et à l'évaporation d'eau à la surface du sol. Le bilan d'énergie peut être exprimé par l'expression suivante (Blight 1997) :

$$R_n = G + H + L_e \quad [I.2]$$

où R_n est le rayonnement net, G est le flux de chaleur dans le sol, H est le flux de chaleur dans l'air et L_e est la chaleur latente, la chaleur pour l'évaporation. Les valeurs typiques de ces composants sont présentées sur la Figure I.27, mesurées par Blight (1997) pendant deux jours consécutifs à l'aide d'une station météorologique de Campbell Scientifique. Les chutes de R_n sont dues aux passages de nuages. On observe une bonne distinction entre le jour et la nuit où tous les quatre composants sont pratiquement nuls. Pendant la journée, on observe qu'une part importante du rayonnement solaire sert à l'évapotranspiration : les flux de chaleurs dans le sol et dans l'air sont minimales par rapport au rayonnement solaire et à la chaleur latente. Cette remarque changerait dans le cas où l'évaporation est presque impossible comme sur une surface de béton sec. Dans ce cas-là, le flux de chaleur dans le béton devrait être proche du rayonnement solaire.

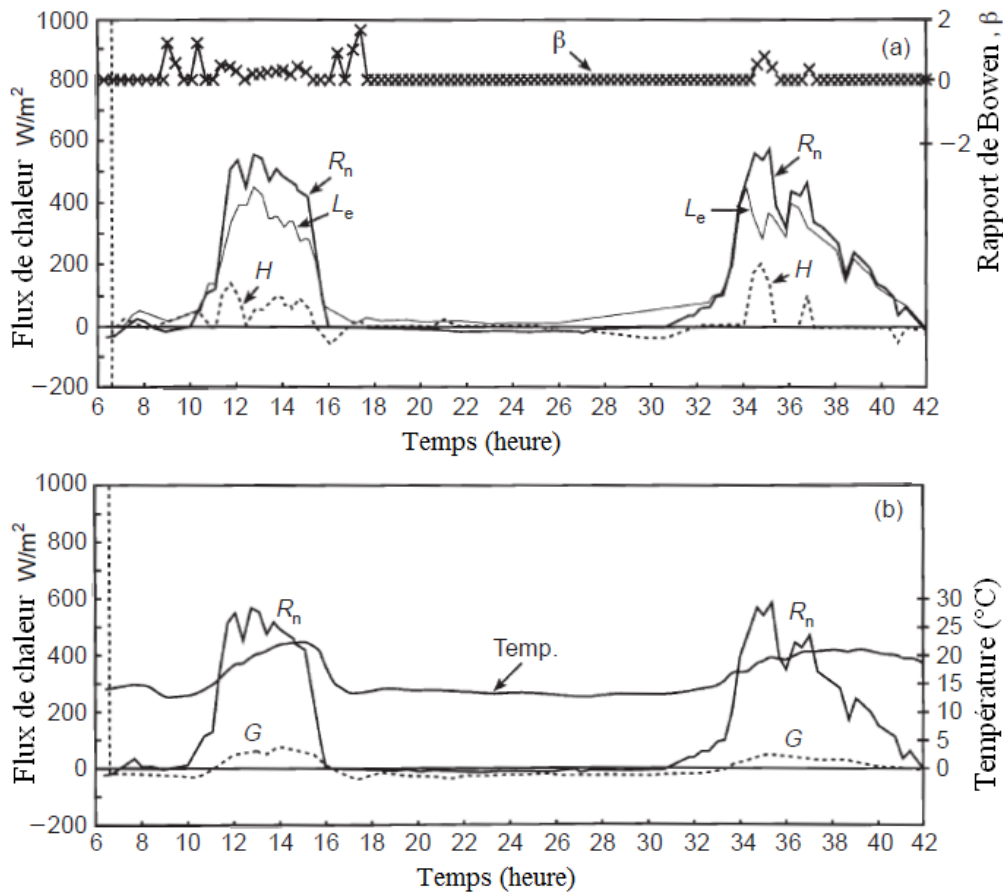


Figure I.27. Valeurs typiques des composants dans le bilan d'énergie (Blight 1997)

La détermination par calcul de ces composants est détaillée dans les sections suivantes.

I.7.1 Flux de rayonnement net

Le rayonnement net est défini comme la quantité d'énergie adsorbée par l'interface sol-atmosphère (Brutsaert 1988) :

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} = (1-a)R_s + (\epsilon_s R_{nl} - R_{nu}) = (1-a)R_s - \epsilon_s \sigma T_s^4 + \epsilon_s \epsilon_a \sigma T_a^4 \quad [I.3]$$

Où R_{ns} est le rayonnement net des courtes ondes, R_{nl} est le rayonnement net des longues ondes ou le rayonnement atmosphérique, R_{nu} est le rayonnement sortant des longues ondes de la surface, R_s est le rayonnement global de courtes ondes, a est l'albédo, T_a est la température de l'air, T_s est la température du sol, ϵ_s est l'émissivité du sol et ϵ_a est l'émissivité de l'air.

I.7.1.1 Rayonnement global de courtes ondes R_s

Ce rayonnement est le flux radiant provenant directement du rayonnement solaire. La longueur des ondes est comprise entre 0,1 et 4,0 μm et son énergie, avant d'entrer dans l'atmosphère, est d'environ 1395 W/m^2 (Brutsaert 1988). La valeur de R_s peut être mesurée facilement par un radiomètre. Faute de mesures, le rayonnement R_s peut être estimé en utilisant différentes méthodes, comme par exemple la méthode de Prescott (1940) d'après Brutsaert (1988) :

$$R_s = R_{se} (a + b(n/N)) \quad [I.4]$$

Où a et b sont des constantes fonction de la position, de la saison et des conditions atmosphériques, n/N est le rapport d'heures d'ensoleillement dans une journée, R_{se} correspond à la valeur du rayonnement constant : 1395 W/m^2 à l'équateur. a peut être pris égal à 0,25 et b à 0,50. A Paris (longitude est de 2° et latitude est de 48°), R_{se} est égal à 288 W/m^2 , qui est deux fois plus petit que R_{se} à l'équateur.

I.7.1.2 Albédo a

L'albédo a représente le pourcentage de la quantité d'énergie reflétée dans l'air par le sol. Il dépend de la texture, de la couleur, de la composition et surtout de l'état d'humidité du sol. Ce paramètre est également fonction des propriétés des ondes comme leurs longueurs et leurs angles incidents à la surface du sol.

La formule simple suivante est souvent utilisée pour estimer l'albédo a en fonction de la teneur en eau volumique du sol (d'après van Bavel et Hillel 1976 cité par Saito et al. 2006) :

$$a = 0,25 \text{ pour } \theta_s < 0,1$$

$$a = 0,10 \text{ pour } \theta_s \geq 0,25$$

$$a = 0,35 - \theta_s \text{ pour } 0,1 \leq \theta_s < 0,25$$

Notons que Passerat de Silans (1986) propose une autre formule similaire pour l'estimation de l'albédo a .

Comme l'albédo dépend de l'angle incident du rayonnement, sa valeur change durant la journée. Néanmoins, une valeur moyenne est souvent utilisée dans les analyses (Gao 2006). Les valeurs moyennes pour différentes surfaces sont présentées dans le Tableau I-2

Tableau I-2. Valeurs moyennes de l'albédo a (Gao 2006)

La nature de la surface	Albédo a
L'eau profonde	0,04 – 0,08
Sol humide et foncé, champ labouré	0,05 – 0,15
Sol gris, champ nu	0,15 – 0,25
Sol sec, désert	0,20 – 0,35
Sable clair, chaux	0,30 – 0,40
Herbe verte et végétations courtes	0,15 – 0,25
Herbe sèche, chaume	0,15 - 0,20
Prairie sèche, savane	0,20 – 0,30
Forêt de conifères	0,10 – 0,15
Forêt à feuilles caduques	0,15 – 0,25
Forêt avec neige fonte	0,20 – 0,30
Couvert de neige âgée et sale	0,35 – 0,65
Couvert de neige propre et stable	0,60 – 0,75
Neige fraîche et sèche	0,80 – 0,90

On observe que la valeur est grande (0,80 – 0,90) pour une surface de neige âgée (la glace), petite pour une surface d'eau (inférieure à 0,1). Ces deux valeurs permettent l'explication du phénomène de fonte de la banquise qui est accéléré en ce moment aux pôles. En effet, la neige reflète majoritairement l'énergie du soleil tandis que la surface d'eau adsorbe presque 100% cette énergie, impliquant une accélération conséquente de la fonte de la banquise et une augmentation de la surface d'eau de mer.

Quant au sol, comme une surface humide ayant une couleur foncée ($a = 0,1$) adsorbe plus de rayonnements qu'une surface claire ($a = 0,3$), la surface humide présente logiquement une évaporation plus importante.

I.7.1.3 Rayonnement des longues ondes ou terrestre

Le rayonnement des longues ondes est le flux radiant résultant de l'émission des gaz atmosphériques et de la terre et/ou de la surface d'eau de la terre. Comme toutes les matières sur terre et celles autour ont une température beaucoup plus faible que celle du soleil, la radiation émise par ces matières a une longueur d'ondes beaucoup plus grande que celle du soleil. Elle est comprise entre 4 et 100 μm .

A. Rayonnement ascendant des longues ondes

L'émissivité du sol nu peut s'exprimer en fonction de la teneur en eau volumique (d'après van Bavel et Hillel 1976 cité par Saito et al. 2006) :

$$\varepsilon_s = \min(0,90 + 0,18 \times \theta_s ; 1,0)$$

où θ_s est la teneur en eau volumique du sol.

Cette formule indique une émissivité de 0,9 pour un sol sec et de 0,98 pour un sol saturé à $\theta_s = 0,45$. Certaines valeurs sont présentées dans le Tableau I-3.

Tableau I-3. Valeurs d'émissivité de quelques surfaces (Brutsaert 1988)

Nature de la surface	Emissivité
Sol nu (minéral)	0,95 – 0,97
Sol nu (organique)	0,97 – 0,98
Végétation d'herbes	0,97 – 0,98
Végétation d'arbre	0,96 – 0,97
Neige (âgée)	0,97
Neige (fraîche)	0,99

B. Rayonnement descendant des longues ondes

Les formules de calcul utilisées pour estimer le rayonnement descendant des longues ondes sont majoritairement empiriques. Brutsaert (1988) présente une dizaine de formules différentes dont la plus simple est la suivante :

$$\varepsilon_a = 1,24 \left(\frac{P_{va}}{T_a} \right)^{1/7} \quad [I.5]$$

où P_{va} est la pression de vapeur d'eau de l'air (mb) et T_a est la température de l'air (K).

Selon Idso (1981 d'après Saito et al. 2006), l'émissivité de l'air peut être calculé avec :

$$\varepsilon_a = 0,70 + 5,95 \times 10^{-5} P_{va} \exp(1500/T_a) \quad [I.6]$$

où la pression de vapeur d'eau de l'air P_{va} est exprimée en kPa.

1.7.2 Flux de chaleur dans l'air

Le flux de chaleur dans l'air est lié au gradient de température (Cui et al. 2005) :

$$H = -\lambda_a \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_{air} \quad [I.7]$$

On note qu'il existe une discontinuité du gradient de la température à la surface de sol (Cui et al. 2005) :

$$\left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_{air} \neq \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_{sol}$$

Le flux de chaleur sensible H peut s'écrire comme suit (Blight 1997) :

$$H = -\rho_a C_a k_H \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_{air} \quad [I.8]$$

On note que le gradient de température peut être lié à une perte de chaleur à la surface du sol en raison de l'évaporation engendrant une température plus faible à la surface du sol. Ce flux de chaleur ne concerne donc qu'une hauteur limitée de l'atmosphère (Musy et Higy 2004).

1.7.3 Flux de chaleur latente

Ce flux correspond à l'énergie pour l'évaporation. Il est dû au gradient de pression de vapeur d'eau proche de la surface. Il inclut plusieurs paramètres et il dépend également de la température. La formule de calcul est (Blight 1997) :

$$L_e = \frac{L_v \rho_a \varepsilon D_{vap}}{P} \frac{\partial P_{va}}{\partial y} \quad [I.9]$$

où L_v est la chaleur latente de vaporisation, ρ_a est la masse moléculaire de l'air humide, ε est le rapport du poids moléculaire de l'eau et celui de l'air, $\varepsilon = 0,622$, D_{vap} est le coefficient de diffusion de la vapeur dans l'air, P est la pression atmosphérique, P_{va} est la pression de vapeur d'eau dans l'air.

I.7.3.1 Chaleur latente de vaporisation L_v

« On appelle chaleur latente massique de vaporisation d'un corps pur à la température T la variation d'enthalpie de l'unité de masse de ce corps passant de l'état liquide à l'état gazeux sous pression constante à la température T . Or on sait que la variation d'enthalpie d'un système représente la quantité de chaleur fournie quasi statiquement à pression constante » (Bertin et al. 1976).

La chaleur latente de vaporisation (J/kg) est uniquement fonction de la température. Elle est calculée avec la formule de Regnault :

$$L_v = 4,186 \times 10^3 \times (607 - 0,7 \times T) \quad [\text{I.10}]$$

Où T est la température en °C. Cette formule s'applique dans la gamme de température de 100°C à 200°C. Pour une gamme plus large, ces auteurs Bertin et al. (1976) proposent d'introduire les termes de T^2 .

Frelin (1998) propose une autre formule simple pour une gamme de température plus large, entre 0 et 180 °C :

$$L_v = 4,186 \times 10^3 \times (597,5 - 0,592 \times T) \quad [\text{I.11}]$$

Où T est aussi la température en °C et L_v est en J/kg.

I.7.3.2 Coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air

En se basant sur les données de Krischer et Rohalter (1940), de Vries (1963) et Philip et de Vries (1957) proposent la formule suivante pour calculer le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau D_{vap} ($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) :

$$D_{vap} = \frac{17,6}{P} \left(\frac{T}{273} \right)^{2,3} = 4,42 \times 10^4 T^{2,3} / P \quad [\text{I.12}]$$

Où P (mmHg) est la pression totale, qui est prise égale à la pression atmosphérique dans la plupart des cas, $P = 760$ mmHg ; T est la température absolue (°K) dans la gamme de 20 à 70°C.

Cette formule est améliorée plus tard par de Vries (1987) :

$$D_{vap} = D_0 (P_0/P) (T/T_0)^{1,88} \quad (\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}) \quad [\text{I.13}]$$

Où $P_0 = 101325$ Pa, $T_0 = 273,16$ °K et $D_0 = 21,7 \times 10^{-6}$ $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

La formule de de Vries (1963) est reprise par Wilson (1990) sous la forme suivante :

$$D_{vap} = 5,82 \times 10^{-11} \times T^{2,3} \quad (\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}) \quad [\text{I.14}]$$

Après différentes analyses, Wilson (1990) propose d'utiliser une autre formule de Kimball et al. (1976) :

$$D_{vap} = 0,299 \times 10^{-4} \times (1 + T/273)^{1,75} \text{ (m}^2 \cdot \text{s}^{-1}\text{)} \quad [\text{I.15}]$$

où T est la température absolue (°K).

On note que la formule [I.15] est également utilisée par plusieurs autres auteurs (Camillo et al. 1983; Kondo et al. 1990).

I.7.3.3 Rapport de Bowen

Le bilan d'énergie comprend quatre composants et il est possible d'établir des rapports entre eux comme le rapport de Bowen (1926), entre le flux de chaleur sensible dans l'air H et le flux de chaleur latente L_e . En supposant que $k_H = D_{vap}$, ce rapport peut s'exprimer comme :

$$\beta = \frac{H}{L_e} = \frac{PC_a(T_1 - T_2)}{L_v \varepsilon (P_{va1} - P_{va2})} \quad [\text{I.16}]$$

En utilisant le bilan d'énergie [I.2], on obtient :

$$L_e = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \text{ et } H = \beta L_e$$

Notons que ce rapport est initialement développé pour le cas d'un lac à l'état d'équilibre stationnaire. En étudiant trois situations de vent différentes, une formule simplifiée est proposée (Bowen 1926) :

$$\beta = 0,46 \left(\frac{T_s - T_a}{P_{vs} - P_{va}} \right) \frac{P}{760} \quad [\text{I.17}]$$

A titre d'exemple : avec $T_w = 20^\circ\text{C}$, $T_a = 15^\circ\text{C}$, l'humidité relative $h_a = 50\%$ et $P = 760$ mmHg, on a $\beta = 0,21$.

I.7.4 Flux de chaleur du sol

Le flux de chaleur du sol G peut être mesuré directement par des plaques de chaleur (Cui et Zornberg 2008). Il peut être également déduit des mesures de température et de teneur en eau. On présente ici quelques méthodes de mesure indirecte.

I.7.4.1 Méthode du gradient de température

Le flux de chaleur du sol est défini par l'expression suivante :

$$G = \lambda \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_{sol} \quad [\text{I.18}]$$

La conductivité thermique λ du sol représente la facilité de la propagation de la chaleur par conduction thermique. Elle dépend des fractions volumiques de ses composants tels que l'eau, l'air et les solides et des propriétés thermiques de chaque composant. Le Tableau I-4 présente les valeurs de conductivité thermique et de capacité thermique spécifique de différentes matières, ensemble avec les masses volumiques de ces matières.

Tableau I-4. Propriétés thermiques et densités de différentes matières (de Vries 1963)

Substance	λ (J.m ⁻¹ .sec ⁻¹ .°K ⁻¹)	C (J.m ⁻³ .°K ⁻¹)	ρ_s (Mg.m ⁻³)
Quartz	8,790	2,01x10 ⁶	2,66
Minéraux argileux	2,930	2,01x10 ⁶	2,65
Matière organique	0,251	2,51x10 ⁶	1,3
Eau	0,573	4,19x10 ⁶	1,00
Glace	2,176	1,88x10 ⁶	0,92
Air	0,025	1,26 x10 ³	0,00125

Le coefficient de conductivité thermique λ du sol dépend non seulement de la fraction des composants du sol, il dépend également des modes d'occupation de ces composants dans le sol. Afin de simplifier la description, de Vries (1963) utilise deux hypothèses : 1.) les grains solides sont de forme ellipsoïdale, et 2.) il y a un espace suffisant entre les grains pour éviter toutes interférences thermiques. Si les axes principaux a , b , c des grains ellipsoïdaux sont orientés d'une manière aléatoire, on a :

$$\lambda = \frac{\sum_{i=0}^N f_i x_i \lambda_i}{\sum_{i=0}^N f_i x_i} \text{ ou } \lambda = \frac{f_s \theta_s \lambda_s + f_w \theta_w \lambda_w + f_a \theta_a \lambda_a}{f_s \theta_s + f_w \theta_w + f_a \theta_a} \quad [I.19]$$

avec

$$f_i = \frac{1}{3} \sum_{a,b,c} \left(1 + \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_0} - 1 \right) g_a \right)^{-1} \quad [I.20]$$

$$g_a = \frac{1}{2} abc \int_0^\infty \frac{du}{(a^2 + u)^{3/2} (b^2 + u)^{1/2} (c^2 + u)^{1/2}} \quad [I.21]$$

Où λ_s , λ_w , λ_a sont les coefficients de conductivité thermique des solides, de l'eau et de l'air respectivement, N est le nombre de types de grains.

f_i est le rapport du gradient de température moyen dans les grains à celui du milieu continu. f_i dépend du rapport λ_i/λ_0 , de la dimension, de la forme des grains et des positions relatives des grains. Selon les deux hypothèses de de Vries (1963), f_i dépend seulement de la forme et de l'orientation des grains ainsi que du rapport λ_i/λ_0 .

g_a , g_b et g_c sont appelés les facteurs de dépolarisation de l'ellipsoïde dans les directions des axes a , b et c respectivement. g_a , g_b , g_c dépendent de la forme de l'ellipsoïde. La somme de ces trois quantités est égale à l'unité :

$$g_a + g_b + g_c = 1$$

Ainsi pour des grains sphériques, on a $g_a = g_b = g_c = 1/3$.

L'erreur due à ces hypothèses est souvent inférieure à 10% pour un sol humide. Pour un sol sec, il est important d'introduire dans l'équation de λ un coefficient de correction de 1,25 (de Vries 1963).

On trouve dans la littérature plusieurs autres développements visant à prendre en compte l'influence de la vapeur d'eau et à établir des corrélations entre le facteur de dépoliarisation g et la teneur en eau (de Vries 1963; Jame 1977; van de Griend et O'Neill 1986).

I.7.4.2 Méthodes de calorimétrie

Le flux de chaleur peut être déterminé à travers les changements du stockage de chaleur dans le sol.

$$G_{H1} - G_{H2} = \int_{z_1}^{z_2} C_s(z) \frac{\partial T}{\partial t} dz \quad [I.22]$$

Où G_{H1} et G_{H2} sont les flux de chaleur au niveau z_1 et z_2 , respectivement. Le niveau z_1 correspond à la surface tandis que le niveau z_2 est à une certaine profondeur dans le sol où le terme G_{H2} est connu. Si z_2 est suffisamment grand, G_{H2} est négligeable ; dans le cas contraire, G_{H2} peut être calculé en utilisant le gradient de température.

I.7.4.3 Méthode « force restore »

Cette méthode est basée sur un modèle de sol composé de 2 couches : la couche supérieure est thermiquement active, tandis que la couche inférieure est thermiquement inactive :

$$G(t) = \Delta z \times C \times \frac{\partial T}{\partial t} + \left(\frac{\omega \times C \times \lambda}{2} \right)^{0,5} \left(\frac{1}{\omega} \frac{\partial T}{\partial t} + T(t) - \bar{T} \right) \quad [I.23]$$

Où T est la température de la couche mince supérieure, qui est approximativement égale à celle de la surface. \bar{T} est la température moyenne de la couche inférieure. ω est une constante de fréquence, égale à $2\pi/86400 \text{ s}^{-1}$.

La question centrale de cette méthode est sur le choix de l'épaisseur de la couche inférieure. Stull (1988) d'après Liebethal et Foken (2007) propose la formule suivante pour calculer cette épaisseur :

$$\Delta z = \sqrt{\frac{\lambda \omega}{2C}} \quad [I.24]$$

I.7.4.4 Relations empiriques

Dans les relations empiriques, le flux G est estimé en rapport avec les autres termes du bilan d'énergie.

A. G en rapport linéaire avec H

$$G = c_h H \quad [I.25]$$

où c_h est une constante. Kasahara et Washington (1971 d'après Brutsaert 1988) prennent $c_h = 1/3$. Cellier et al. (1996) proposent d'introduire l'effet du vent dans cette relation :

$$G(t) = \delta \frac{\alpha \cos(\omega t + \varphi(G_0))}{\sqrt{u} \cos(\omega t + \varphi(H))} H(t) \quad [I.26]$$

où δ est l'intégral du rapport $\cos(\omega t + \varphi(G_0)) / \cos(\omega t + \varphi(H))$ sur une journée, ω est la fréquence correspondant à la période de 24h ($\omega = 2\pi/86400 \text{ s}^{-1}$) et φ est le déphasage entre le flux respectif et R_n ; la valeur de α est fonction du type de sol.

Liebenthal et Foken (2007) améliorent cette formule en considérant que α doit dépendre seulement de la teneur en eau du sol. Ils proposent une corrélation avec la valeur moyenne des teneurs en eau volumiques sur les 10 premiers centimètres de la surface $\overline{\theta_{0-10}}$:

$$\alpha = a_\alpha \overline{\theta_{0-10}} + b_\alpha \quad [I.27]$$

où $a_\alpha = 9,62$ et $b_\alpha = 0,402$ sont trouvés par régression. A noter que cette approche est employée seulement pour la journée.

B. G est estimé avec la radiation nette

$$G = c_R R_n \quad [I.28]$$

où c_R est une constante qui fait l'objet de plusieurs études. Sa valeur varie de 0,10 à 0,50 (Liebenthal et Foken 2007). Selon Brutsaert (1988), $c_R = 0,3$ est un bon compromis pour un sol nu. Liebenthal et Foken (2007) définissent une valeur de 0,14 pour leurs essais. En réalité, ce paramètre varie fortement durant la journée et pendant la nuit. Il peut même changer de signe. Des calages spécifiques paraissent nécessaires pour des moments critiques de la journée.

C. La relation linéaire simple est améliorée en ajoutant les termes du temps (Liebenthal et Foken 2007) :

$$G(t) = a R_n (t + \Delta t_G) + b \quad [I.29]$$

où a , b et Δt sont des paramètres de calage. Afin de faciliter le calage de ces paramètres, Santanello Jr et Friedl (2003) proposent une approche universelle :

$$G(t) = A \cos[2\pi(t + 10800)/B] R_n(t) \quad [I.30]$$

où t est le temps en s ; les deux paramètres A et B sont liés à la température à la surface et ils sont à déterminer en utilisant les données expérimentales (Liebenthal et Foken 2007) :

$$A = 0,0074 \times (\Delta T_s) + 0,088$$

$$B = 1729 \times (\Delta T_s) + 65013$$

I.7.4.5 Solution analytique pour les cas simplifiés

Dans certains cas simples de transfert de chaleur, la résolution de l'équation de transfert de chaleur donne directement le profil de température (Brutsaert, 1988) :

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \Rightarrow \frac{\partial T}{\partial t} = D_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad [I.31]$$

Où D_T est la diffusivité thermique.

I.7.4.6 Comparaison des méthodes

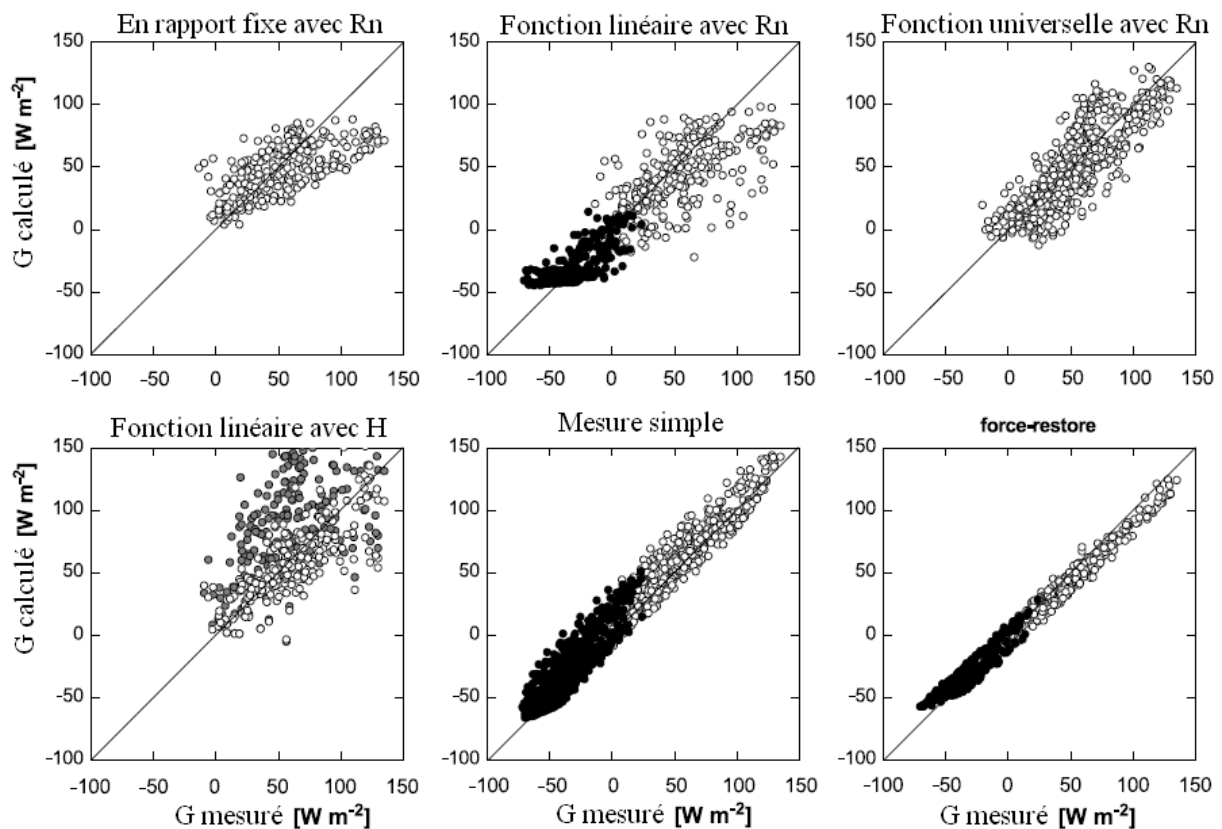


Figure I.28. Comparaison des différentes méthodes (Liebethal et Foken 2007)

Une évaluation de ces différentes méthodes est réalisée par Liebethal et Foken (2007) et le résultat est présenté sur la Figure I.28. On observe une bonne pertinence de la méthode « *force restore* ». Il est important de rappeler que cette méthode demande une bonne détermination de la frontière entre les deux couches dites thermiquement active et inactive. De plus, les méthodes utilisant les rapports G/H et G/R donnent également des résultats satisfaisants, surtout la méthode avec le rapport G/R .

En comparaison avec la méthode du bilan d'eau, la méthode du bilan d'énergie est bien plus praticable. En revanche, cette dernière méthode inclut un nombre de paramètres importants. Ces paramètres concernent à la fois l'air et le sol. Comme la méthode du bilan d'eau, la méthode du

bilan d'énergie est aussi difficile à utiliser sur une grande surface, à l'échelle régionale par exemple.

1.8 Utilisation des méthodes aérodynamiques pour estimer le taux d'évaporation

Les méthodes aérodynamiques utilisent les paramètres de l'air et du sol pour calculer directement le taux d'évaporation qui peut être une valeur moyenne sur une longue période, une semaine ou un mois, ou une valeur instantanée. Les formules proposées sont généralement empiriques ou semi-empiriques.

1.8.1 Vent

Comme indiqué dans la partie précédente (I.1), le vent est essentiel dans le processus d'évaporation. En effet, lors de l'évaporation, l'air au voisinage de la surface du sol serait saturé rapidement, ralentissant l'évaporation. Le vent apporte l'air plus sec et l'évaporation est accélérée. On note que la turbulence du vent favorise cet échange entre l'air sec et l'air humide (Musy et Higy 2004).

L'étude de la morphologie du vent s'avère être compliqué. Ainsi les approches proposées sont souvent empiriques et même discutables (Brutsaert 1988). Comme d'autres grandeurs physiques de l'air telles que la température et l'humidité relative, la vitesse du vent est souvent supposée être une fonction logarithmique de la hauteur z (d'après Prandtl 1932 cité par Brutsaert 1988 et d'après Charnock 1955). Une approche plus théorique est basée sur l'analyse de dimensionnement et elle est exprimée par l'expression suivante (Brutsaert 1988) :

$$\frac{u_*}{z \left(\frac{du}{dz} \right)} = \kappa \quad [I.32]$$

où κ est la constante adimensionnelle de Von Karman et égal à 0,40 ; u_* (m/s) est la vitesse de frottement traduisant le frottement dû aux turbulences de l'air au-dessus de la surface du sol. Elle est définie comme suit :

$$u_* = \sqrt{\tau / \rho_f} \quad [I.33]$$

où τ (Pa) est la contrainte de cisaillement et ρ_f (kg/m³) est la masse volumique du fluide.

En intégrant l'équation [I.32] de z_{0m} à z , on obtient :

$$\bar{u} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_{0m}} \right) \quad [I.34]$$

Avec z_{0m} , une constante d'intégration dont la dimension est celle d'une longueur. z_{0m} est considéré comme le paramètre de rugosité de vitesse. On note qu'à la hauteur z_{0m} , la vitesse est nulle. z_{0m} est souvent calculé à travers la rugosité intrinsèque de surface z_0 .

I.8.2 Rugosités de surface

Il existe plusieurs paramètres de rugosités de surface ; parmi eux, on cite d'abord la longueur de rugosité de surface z_0 qui est un paramètre intrinsèque du sol (Brutsaert 1988). Ensuite, pour le calcul de la vitesse du vent, le taux d'évaporation et l'échange de chaleur à la surface, la rugosité de vitesse z_{0m} et les rugosités scalaires z_{0v} et z_{0h} sont utilisées. Ces paramètres de rugosités sont souvent liés entre eux.

I.8.2.1 Longueur de rugosité de surface

z_0 est intitulée la longueur de rugosité de surface. C'est un paramètre intrinsèque de la surface qui caractérise l'état de la surface et son impact sur le profil du vent, l'échange de chaleur et l'évaporation. A l'exception des obstacles flexibles en surface ou les vagues d'eau, la valeur de z_0 est théoriquement indépendante de l'écoulement d'air et elle est uniquement fonction de la nature de la surface, c'est-à-dire la géométrie, la taille et la disposition de rugosité (Brutsaert 1988). Les valeurs de z_0 pour différentes surfaces sont présentées dans le Tableau I-5.

Tableau I-5. Différentes valeurs de z_0 (Brutsaert 1988)

Description de la surface	z_0 (m)	Référence
Boue plane, glace	10^{-5}	Sutton (1953)
Piste d'aviation glissante	2×10^{-5}	Bradley (1968)
Grande surface d'eau ("conditions moyennes")	$10^{-4} - 6 \times 10^{-4}$	Plusieurs références
Pelouse (hauteur jusqu'à 0,01 m)	10^{-3}	Sutton (1953)
Pelouse (aéroport)	$4,5 \times 10^{-3}$	Kondo (1962)
Pelouse (prairie in Nebraska)	$6,5 \times 10^{-3}$	Kondo (1962)
Pelouse (artificielle, $7,5 \times 10^{-2}$ m de hauteur)	10^{-2}	Chamberlain (1966)
Pelouse (dense, 10^{-1} m de hauteur)	$2,3 \times 10^{-5}$	Sutton (1953)
Pelouse (clairsemée, 5×10^{-1} m de hauteur)	5×10^{-2}	Sutton (1953)
Plaine de blé (18 cm, Kansas)	$2,4 \times 10^{-2}$	Businger et al. (1971)
Pelouse (avec un peu de buissons et de massifs d'arbres dispersés ; valeur régionale pour la plaine de Salisbury, Angleterre)	4×10^{-2}	Deacon (1973)
Végétation d'une hauteur de 1 à 2 m (Cape Canaveral, Florida)	2×10^{-1}	Fichtl et McVehil (1970)
Arbres (10-15 m d'hauteur, Cape Canaveral, Florida)	$4 \times 10^{-1} - 7 \times 10^{-1}$	Fichtl et McVehil (1970)
Broussailles de Savannah (25% d'arbre \cong 8 m; 65% de pelouse sèche \leq 1 m; sable et pelouse brûlée 10%)	4×10^{-1}	Garratt (1978)
Grand ville (Tokyo, Japon)	1,65	Yamamoto et Shimanuki (1964)

Les valeurs de z_0 peuvent être regroupées et classifiées dans le Tableau I-6.

Tableau I-6. La classification de Davanport (Wallace et Hobbs 2006)

<i>Description de la surface</i>	<i>Classification</i>	<i>z₀ (m)</i>
Mer calme, surface pavée, plaine plat couvert de neige, désert glisse	Large (sea)	2×10 ⁻⁴
Plage, glace, champ couvert de neige, borbier	Glissant	5×10 ⁻³
Plaine herbeuse, aéroport, toundra, bruyère	Ouvert	3×10 ⁻²
Surface cultivée avec une faible récolte et des obstacles occasionnels	Approximativement ouvert	0,1
Culture de grandes plantes, de différentes hauteurs avec des obstacles dispersés comme arbres	Rugueux	0,25
Mélange de forêts et de champs, verger, bâtiments dispersés	Très rugueux	0,5
Grands obstacles dispersés par leurs tailles, maisons citadines, villages, forêts d'adulte	Serré (closed)	1,0
Centre de grandes villes, forêts irrégulières	Chaotique	≥ 2

On observe une variation considérable de z_0 de 10^{-5} à plusieurs mètres, ce qui montre les difficultés dans le choix d'une valeur appropriée.

I.8.2.2 Estimation de z_0

La valeur de z_0 peut être estimée selon la hauteur moyenne d'obstacles de rugosité h_0 (d'après Paeschke 1937 cité par Brutsaert 1988) :

$$h_0/z_0 = 7,35 \quad [I.35]$$

En réalité, il est incorrect de donner une valeur fixe au rapport h_0/z_0 car il dépend également de la densité de rugosité. En effet, quand cette densité est faible, son augmentation entraîne une diminution du rapport h_0/z_0 . En revanche, quand cette densité est suffisamment grande, l'effet est inverse car à ce moment-là, le vent rase le sol et n'entre plus dans l'espace entre les obstacles. Peu de formules existantes dans la littérature tiennent compte de cette caractéristique. Faute de données, la formule [I.35] est souvent utilisée (Brutsaert 1988).

Dans le cas d'un vent modéré causant des vagues, on accepte généralement une dépendance de z_0 vis-à-vis de la contrainte de cisaillement en surface (Charnock 1955) :

$$z_0 = \frac{u_*^2}{bg} \quad [I.36]$$

Où b est une constante. Selon Charnock (1958), b peut être pris égal à 81.

Une autre formule similaire est proposée par Ueno et Deushi (2003) :

$$z_0 = 0,0057/u_*^2$$

Cette formule peut être utilisée quand le vent est relativement faible mais suffisamment forte pour provoquer des vagues à la surface d'eau.

I.8.2.3 Rugosité de vitesse et rugosité scalaire

La rugosité de vitesse z_{0m} est utilisée pour déterminer le profil du vent. Les rugosités scalaires (z_{0v} , z_{0h}) sont utilisées pour déterminer le taux d'évaporation et le flux de chaleur à la surface. Pour déterminer ces grandeurs, il est nécessaire de distinguer si la surface est lisse ou aérodynamiquement rugueuse. Les formules proposées par Brutsaert (1988) sont récapitulées dans le Tableau I-7.

Tableau I-7. Formules de calcul de rugosités de surface (Brutsaert 1988)

Rugosité (m)	Surface lisse ($u_* z_0 / \nu < 0,13$)	Surface rugueuse ($u_* z_0 / \nu > 2$)
z_{0m}	$z_{0m} = 0,135 \nu / u_*$	$z_{0m} = z_0$
z_{0v}	$z_{0v} = 0,624 \nu / u_*$	$z_{0v} / z_0 = 7,4 \exp(-2,25 z_{0+}^{1/4})$
z_{0h}	$z_{0h} = 0,395 \nu / u_*$	$z_{0h} / z_0 = 7,4 \exp(-2,46 z_{0+}^{1/4})$

Où z_{0+} est le nombre de rugosité Reynolds, il est calculé comme suit :

$$z_{0+} = \frac{u_* z_0}{\nu}$$

ν est la viscosité de l'air.

En somme, un profil logarithmique du vent est souvent supposé sur la hauteur. La détermination de ce profil nécessite la longueur de rugosité de surface z_0 . Malheureusement, ce paramètre est encore peu étudié et sa valeur est souvent prise de façon empirique.

I.8.3 Group 1. Méthodes pour une grande surface – Echelle régionale

Les méthodes pour une grande surface permettent d'estimer en général l'évaporation moyenne sur une longue durée grâce aux données météorologiques. On cite ici quelques unes qui sont les plus utilisées :

1.) Méthode de Thornthwaite (1948 d'après Wilson 1990) :

$$AE = 1,6 \frac{L}{12} \frac{N}{30} \left(\frac{10T_a}{I} \right)^{a_1} \quad [I.37]$$

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

$$i = \left(\frac{T_a}{5} \right)^{1,514}$$

$$a = 6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,71 \times 10^{-5} \times I^2 + 1,79 \times 10^{-2} I + 0,49$$

Cette méthode est assez simple. Elle ne demande pas de données compliquées et elle est recommandée d'être utilisée dans les zones avec peu de données. Néanmoins, elle présente quelques inconvénients. Premièrement, elle n'est valable que pour une longue période : 1 mois. Deuxièmement, l'utilisation d'un seul paramètre comme la température moyenne peut entraîner des erreurs de calcul importantes. En effet, la température moyenne n'est pas toujours représentative pour la radiation du soleil qui est la source principale pour l'évaporation. De plus, comme il existe toujours un décalage entre la température à la surface et celle de l'air, de même pour la radiation, il y a certainement un décalage entre la température et l'évaporation.

2.) Méthode de Thornthwaite (1954 d'après Blight 1997) propose une autre formule plus simple :

$$AE_m = 16,2 \left(\frac{10t_m}{\sum i} \right)^a \quad [I.38]$$

Où : AE_m est l'évaporation mensuelle (mm), t_m est la température moyenne mensuelle (°C), i est $(T/5)^{1,5}$, où T est la température moyenne journalière 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 pour toutes les températures normales.

Cette méthode s'applique plutôt pour des zones humides et elle n'est pas appropriée pour les zones arides. De plus, elle ne peut pas éviter les inconvénients de la méthode de Thornthwaite (1948).

3.) Méthode de Turc (1954, 1955 d'après Blight 1997) propose une formule qui tient compte de la limite d'alimentation d'eau par la prise en compte de la précipitation :

$$AE_m = \frac{P_m}{0,9 + (P_m/T_m)^2} \quad [I.39]$$

où AE_m est l'évaporation mensuelle (mm), P_m est la précipitation mensuelle (mm) et T_m représente la température moyenne. Comme la valeur de AE_m est exprimée en fonction de P_m , la formule n'est pas correcte dans la période de sécheresse où la précipitation est nulle mais l'évaporation continue à se produire.

Conclusion pour le group 1 : Il s'agit des méthodes simples qui demandent peu de paramètres. Ainsi ces méthodes peuvent être utilisées dans les cas avec peu de données. A noter qu'elles sont plutôt destinées au calcul sur une longue période et pour une grande surface.

1.8.4 Group 2. Méthodes dite Dalton modifiées

L'équation de Dalton (1802 d'après Penman 1948) est la suivante :

$$AE = f(u) (P_{vs} - P_{va}) \quad [I.40]$$

où $f(u)$ est une fonction de la vitesse du vent, de la rugosité, et du tourbillon de diffusion. Cette formule est à la base de nombreux développements dans la littérature. On en présente dans cette

section quelques uns. On note que dans la formule originale, Dalton utilise la pression de vapeur d'eau saturante à la surface du sol P_{vs}^s . Ainsi, dans le cas d'un sol sec, l'utilisation de cette formule va logiquement surestimer le taux d'évaporation.

1.) Méthode de Thornthwaite et Holzman (1942 d'après Wilson 1990)

$$AE = \rho_a K^2 \frac{(h_{a2} - h_{a1})(u_2 - u_1)}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)^2} \quad [I.41]$$

où : h_{a1} , h_{a2} , u_1 , u_2 sont les humidités relatives et les vitesses du vent aux altitudes z_1 et z_2 respectivement. Cette formule demande à la fois le profil de l'humidité relative et celui du vent.

2.) Penman (1948) propose une approche jugée la plus rationnelle dans la littérature. Cette approche est développée en se basant sur le bilan d'énergie et l'équation de Dalton :

$$AE = \frac{\Delta R_n / \lambda + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad [I.42]$$

où : $E_a = 0,35(P_{va}^s - P_{va})(1 + 9,8 * 10^{-3} u_2)$ (mm/jour)

où u_2 est la vitesse à 2 m de la surface et sa dimension est miles/jour.

Dans le cas où la pression de vapeur d'eau saturante à la surface est connue, on calcule le taux d'évaporation potentiel directement en utilisant la formule ci-dessous.

$$AE = 0,35(P_{vs}^s - P_{va})(1 + 9,8 * 10^{-3} u_2)$$

La méthode de Penman est la plus utilisée dans l'estimation de l'évapotranspiration potentielle (Rosenberg et al. 1983; Wilson 1990). Sa popularité est due principalement à sa simplicité. En effet, 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 à la surface d'eau libre (en fait, une pelouse inondée d'eau); elle est ensuite étendue au sol nu et au gazon. Selon Penman (1956), le rapport AE/PE , dont AE est l'évaporation réelle, varie entre 0,6 et 0,8.

La méthode de Penman (1948) elle-même est la source d'inspiration de plusieurs développements dans la littérature comme la méthode de Penman-Monteith. La méthode de Penman et les méthodes de Penman modifiées sont largement utilisées par différentes institutions comme par exemple la Météo France.

La méthode de Penman présente également des points faibles. D'abord elle n'est pas fiable dans le cas d'une advection horizontale forte (Wilson et al. 1994). Puis elle nécessite l'introduction d'un facteur de correction quand l'eau n'est plus disponible à la surface. En général, la méthode de Penman surestime l'évapotranspiration dans une zone sèche. Enfin, cette méthode ignore la chaleur du sol qui peut être importante pour un sol sec.

Une comparaison entre différentes formules similaires à celle de Penman est réalisée par Singh et Xu (1997). 13 formules différentes (Tableau I-8) sont étudiées et elles sont regroupées dans 7 catégories différentes (Tableau I-9). La différence réside généralement dans la manière de considérer la vitesse du vent et la température. La vitesse du vent est souvent prise en compte dans les formules sous une forme linéaire ou parfois exponentielle. Quant à la température, la différence entre celle de l'air et celle de la surface est souvent considérée. La formule F est particulièrement différente des autres formules car elle n'utilise que deux paramètres de l'air : humidité relative et température avec une seule constante. Faute de données à la surface du sol, l'auteur propose de remplacer la pression de vapeur d'eau saturante à la surface P_{vs}^s par la pression de vapeur saturante dans l'air P_{va}^s . On note que la différence de ces deux valeurs est liée à la différence de température entre la surface et l'air. Ainsi, dans le cas d'un grand gradient de température à la surface du sol, cette hypothèse pourrait rendre les calculs incorrects.

Tableau I-8. Formules considérées (Singh et Xu 1997)

Auteur	Evaporation réelle AE (mm/jour)	Notes
Dalton (1802)	$AE = 0,85a(P_{vs}^s - P_{va})$	$a = 15$ pour une petite surface d'eau peu profonde et $a = 11$ pour une grande surface d'eau
Fitzgerald (1886)	$AE = 0,85(0,4 + 0,199u)(P_{vs}^s - P_{va})$	
Meyer (1915)	$AE = 9,35(1 + 0,1u)(P_{vs}^s - P_{va})$	
Horton (1971)	$AE = 0,34(2 - \exp(-2u))(P_{vs}^s - P_{va})$	
Rohwer (1931)	$AE = 19,6(1,465 - 0,0186p_b)$ $(0,44 + 0,118u)(P_{vs}^s - P_{va})$	p_b = la pression barométrique (pouce de mercure)
Penman (1948)	$AE = 8,89(1 + 0,24u)(P_{vs}^s - P_{va})$	
Harbeck et al. (1954)	$AE = 1,49u_8(P_{vs}^s - P_{va})$ $AE = 1,85u_4(P_{vs}^s - P_{va})$	
Kuzmin (1957)	$AE = 5,1(1 + 0,21u_8)(P_{vs}^s - P_{va})$	
Harbeck et al. (1958)	$AE = 0,046u(P_{vs}^s - P_{va})$ $(1 - 0,03(T_a - T_s))$	T_a = Température moyenne de l'air, °C + 1,9 °C T_s = Température moyenne à la surface, °C
Konstantinov (1968)	$AE = 0,61((t_w - t_2)/u_1 + 0,166u_1)(1 + 0,1u)(P_{vs}^s - P_{va})$	
Romanenko (1961)	$AE = 0,000594(T_a + 25)^2(100 - h_a)$	

Auteur	Evaporation réelle AE (mm/jour)	Notes
Sverdrup (1946)	$AE = \frac{864 \times 10^3 \left(0,623 \rho K_0^2 u_8 \left(P_{v(a=0)}^s - P_{v(a=8)} \right) \right)}{P \left(\ln(800/z) \right)^2}$	P = pression atmosphérique
Thornthwaite et Holzman (1939)	$AE = \frac{864 \times 10^3 \left(0,623 \rho_a K_0^2 (u_8 - u_2) \left(P_{v(a=2)}^s - P_{v(a=8)} \right) \right)}{P \left(\ln(800/200) \right)^2}$	

Tableau I-9. Sept formes généralisées

(A)	$AE = a(P_{va}^s - P_{va})$
(B)	$AE = a \times u(P_{va}^s - P_{va})$
(C)	$AE = a(1 - \exp(-u))(P_{va}^s - P_{va})$
(D)	$AE = a(1 + b \times u)(P_{va}^s - P_{va})$
(E)	$AE = a \times u(P_{va}^s - P_{va})(1 - b(T_a - T_s))$
(F)	$AE = a(T_a + 25)^2(100 - h_a)$
(G)	$AE = a(1 + b \times u)(P_{va}^s - P_{va})(1 - c(T_a - T_s))$

Les données de quatre stations météorologiques sont utilisées pour d'abord caler les paramètres, ensuite vérifier la performance de ces formules. A noter que Singh et Xu (1997) utilisent en parallèle les bacs d'eau pour déterminer le taux d'évaporation potentiel à chaque station météorologique. Les paramètres des 7 formules généralisées sont présentés dans le Tableau I-10.

Tableau I-10. Paramètres de 7 formules généralisées

Formule	Paramètre					Moyenne de quatre stations
		Atikokan	Lansdown	Pickle Lake	Rawson lake	
(A)	a	$2,848 \pm 0,071$	$1,295 \pm 0,076$	$2,302 \pm 0,111$	$1,982 \pm 0,044$	2,107
(B)	a	$1,334 \pm 0,047$	$0,586 \pm 0,017$	$0,651 \pm 0,039$	$0,731 \pm 0,019$	0,826
(C)	a	$3,262 \pm 0,082$	$2,346 \pm 0,076$	$2,380 \pm 0,115$	$2,128 \pm 0,046$	2,529
(D)	a	$2,504 \pm 0,508$	$0,382 \pm 0,706$	$2,112 \pm 0,967$	$1,507 \pm 0,575$	1,626
	b	$0,065 \pm 0,103$	$1,280 \pm 1,62$	$0,026 \pm 0,142$	$0,116 \pm 0,185$	0,372
(E)	a	$1,832 \pm 0,256$	$0,684 \pm 0,081$	$0,850 \pm 0,173$	$0,802 \pm 0,110$	1,042
	b	$0,054 \pm 0,018$	$0,027 \pm 0,016$	$0,037 \pm 0,024$	$0,012 \pm 0,019$	0,032
(F)	$+a$	$1,982 \pm 0,043$	$1,197 \pm 0,063$	$1,922 \pm 0,127$	$1,834 \pm 0,066$	1,914
(G)	a	$3,143 \pm 0,644$	$1,185 \pm 0,953$	$2,990 \pm 1,21$	$1,682 \pm 0,652$	2,250
	b	$0,088 \pm 0,107$	$0,368 \pm 0,464$	$0,014 \pm 0,109$	$0,114 \pm 0,179$	0,146
	c					0,034

Formule	Paramètre				Moyenne de quatre stations
	Atikokan	Lansdown	Pickle Lake	Rawson lake	
	0,047 ± 0,015	0,035 ± 0,016	0,042 ± 0,017	0,013 ± 0,014	

⁺ *a* : le paramètre est multiplié par 10⁵

On observe qu'en général, quand le site change, les constantes changent également. Cela signifie qu'il n'existe pas une formule universelle avec les mêmes constantes qui donne de bons résultats pour les sites différents. Ainsi, un calage spécifique des constantes pour chaque site s'impose quand on utilise ces formules.

De plus, la variation de certains paramètres est importante, de 20, 40 voire 100%. L'utilisation de ces paramètres, ainsi que ces formules, exige donc une précaution particulière.

La formule F présente une variation limitée des paramètres et une bonne précision pour chaque site. Il paraît que l'utilisation d'un paramètre comme l'humidité relative de l'air est pertinente. On observe aussi que la présence explicite de la température de l'air pourrait apporter une meilleure précision.

Conclusion pour le group 2 : Les méthodes proposées dans ce group sont souvent valables pour les champs irrigués et pour un climat dont le bilan d'eau annuel est positif (plus de précipitation qu'évaporation). De plus, il n'y a pas de limite d'approvisionnement en eau. Dans ces conditions, l'évapotranspiration réelle est proche de l'évapotranspiration potentielle. On note que toutes ces méthodes servent seulement à estimer l'évapotranspiration (ou l'évaporation) potentielle (maximale).

Pour les zones arides ou semi arides, le scénario est différent : il y a une disponibilité d'eau bien limitée. Et cette limite va réduire considérablement le taux d'évapotranspiration : quand la succion dans le sol augmente, plus d'énergie est nécessaire pour extraire de l'eau du sol. Ainsi, la première consommation d'énergie sert à retirer de l'eau du sol, c'est-à-dire : surmonter la succion. Cette augmentation de succion réduit également la conductivité hydraulique du sol ; en conséquence, l'approvisionnement d'eau devient plus difficile.

On trouve dans la littérature plusieurs modifications apportées à la formule de Penman (1948) et à la formule de Dalton (1802). Cependant, la plupart des formules modifiées restent à être utilisées pour estimer le taux d'évaporation potentiel. D'autre part, les modifications comme celles de Choudhury et Monteith (1988); Wilson (1990) portent seulement sur les paramètres climatiques. Or, on observe une influence notable des propriétés du sol sur le taux d'évaporation dans les trois phases d'évaporation évoquées précédemment (I.5), surtout dans les deux dernières phases. Il est donc nécessaire de développer une méthode qui inclut à la fois les paramètres atmosphériques et les propriétés du sol.

I.8.5 Group 3. Méthode de résistances

Cette méthode consiste à considérer le flux de vapeur d'eau évaporée comme un courant électrique en assimilant différents milieux à des résistances.

En fait, le processus d'évaporation du sol nu est dominé par la diffusion de la vapeur à travers la couche proche de la surface. Ce processus n'est pas uniquement fonction des paramètres comme l'humidité, la pression de vapeur, le gradient de température, mais également fonction de la turbulence d'air à l'interface sol – atmosphère (van de Griend et Owe 1994). La simulation d'un tel processus nécessite un modèle raffiné avec une très haute résolution du millimètre afin d'assurer la continuité des flux à l'interface (Mahfouf et Noilhan 1991). Face à ces difficultés, Mahfouf et Noilhan (1991) et van de Griend et Owe (1994) proposent de développer des modèles atmosphériques à mésoéchelle et avec des résistances.

La Figure I.29 présente un schéma d'évaporation généralement admis (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 laminaire ou turbulent. Il semble que cette approche soit plus adaptée au sol granulaire qu'au sol fin comme les argiles.

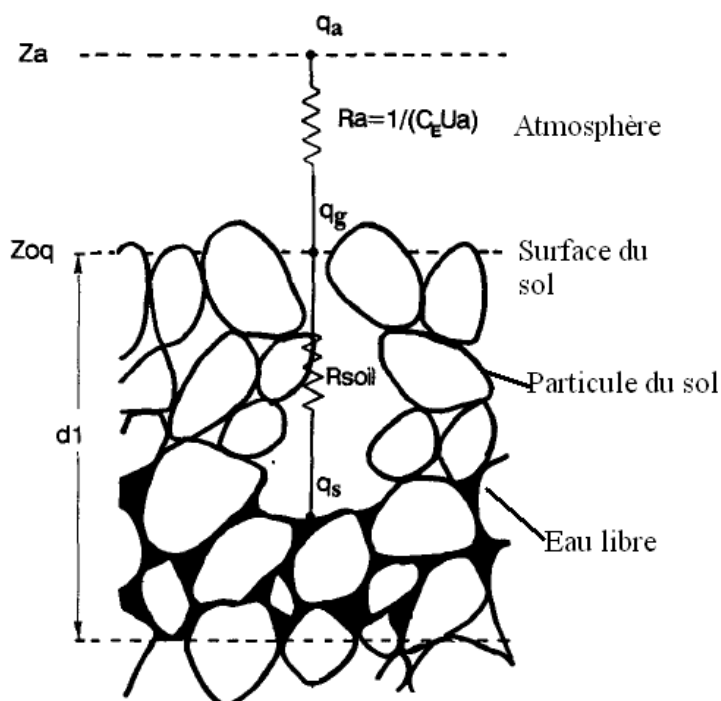


Figure I.29. Schéma de passage de l'eau lors de l'évaporation (Mahfouf et Noilhan 1991)

L'échange entre la surface et l'atmosphère est contrôlé 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 à la fois de la texture et de la microstructure du sol.

Parmi les méthodes de type aérodynamique volumique classique, deux méthodes sont souvent utilisées. La première méthode, intitulée α méthode, ne tient compte que des propriétés dans la partie de z_{oq} à z_a . L'évaporation est calculée comme suit :

$$AE = \frac{\rho_a}{R_a} (q_g - q_a) \quad [I.43]$$

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

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

Dans la deuxième méthode, β méthode, le processus entier est décrit au niveau de la surface d'eau libre à l'atmosphère :

$$AE = \frac{\rho_a}{R_a + R_s} (q_s - q_a) = \frac{\rho_a}{R_a} \beta (h_s q_{sat}(T_s) - q_a) \quad [I.44]$$

Avec

$$q_s = h_s q_{sat}(T_s)$$

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

ρ_a est la densité de l'air.

I.8.5.1 Résistance atmosphérique R_a

La résistance atmosphérique R_a peut être calculée à l'aide d'une loi logarithmique simple pour le profil du vent (Choudhury et Monteith 1988):

$$R_a = \frac{1}{K^2 u_a} \left[\ln \frac{z_a}{z_o} \right]^2 = \frac{1}{K^2 u_a} \left[\ln \frac{z_a - d}{z_o} \right]^2 \quad [I.45]$$

Choudhury et Monteith (1988) proposent également une autre formule prenant en compte la température :

$$R_a = R_{ao} \frac{1}{(1 + R_i (T_s - T_a))^\eta} \quad [I.46]$$

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

$\eta = 0,75$ pour la condition instable ($T_s > T_a$) et $\eta = 2$ pour la condition stable ($T_s < T_a$). z_o est le paramètre de rugosité défini comme la hauteur à laquelle la vitesse du vent est nulle.

Camillo et Gurney (1986) proposent d'introduire les correcteurs de stabilité P_1 et P_2 :

$$R_a = \frac{\left(\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - P_1 \right) \left(\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - P_2 \right)}{K^2 u} \quad [I.47]$$

P_1 et P_2 sont fonction de la longueur de Monin-Obukhov. Cette formule est également utilisée par Aluwihare et Watanabe (2003) dans leur modèle avec trois résistances qui sera détaillé plus tard.

La longueur de Monin-Obukhov est calculée comme suit :

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

Camillo et Gurney (1986) distinguent trois cas pour estimer les valeurs des correcteurs :

- 1. Dans le cas d'une atmosphère neutre définie par $|T_a - T_s| < 0,1K$, les correcteurs de stabilité P_1 et P_2 sont de zéro.
- 2. Dans le cas d'une atmosphère instable définie par $T_a - T_s < -0,1K$, les formules 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. Dans le cas d'une atmosphère stable définie par $T_a - T_s > 0,1K$, le rapport z/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 comprise en général entre 10 et 100 s/m pour le sol couvert de végétation (Musy et Higy 2004).

I.8.5.2 Résistance à la surface d'évaporation R_s

La détermination de la résistance du sol R_s a fait l'objet d'un certain nombre de travaux de recherche dans la littérature. Dans la plupart des cas, on cherche à établir une relation entre R_s et la teneur en eau d'une couche de sol proche de la surface.

Mahfouf et Noilhan (1991) comparent d'abord différentes formules de calcul de R_s des groupes α et β , et ils font ensuite une comparaison avec les formules de la méthode de seuils qui est basée sur les concepts de la demande d'eau de l'atmosphère et de la capacité d'approvisionnement d'eau du sol. On y ajoute également d'autres formules de van de Griend et Owe (1994) et de Kondo et al. (1992). Le Tableau I-11 présente l'ensemble de ces méthodes.

Tableau I-11. Différentes méthodes de résistance pour calculer le taux d'évaporation

Formulations aérodynamiques volumiques		Formulation de seuil
$\frac{\rho_a}{R_a} (\alpha q_{sat}(T_s) - q_a)$	$\frac{\rho_a}{R_a} \beta (h_{rs} q_{sat}(T_s) - q_a)$	$\min \left\{ \rho_w E_t, \frac{\rho}{R_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \right\}$
$\alpha = \min \left\{ 1; \frac{1,8\theta_g}{\theta_g + 0,30} \right\}$ (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)
$\alpha = \frac{1}{2} \left(1 - \cos \left(\frac{\theta_g - \theta_{fc}}{\theta_{fc}} \frac{\pi}{2} \right) \right)$ 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) $R_s = R_{s1} e^{\alpha(\theta_{min} - \theta)} = 10 e^{0,3563(15 - \theta)}$ (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 formule proposée par van de Griend et Owe (1994), on voit la présence de deux nouveaux paramètres : θ_{min} et R_{s1} (Figure I.30). En fait, θ_{min} correspond à la teneur en eau minimale à partir de laquelle l'évaporation potentielle se produit (van de Griend et Owe 1994). Les valeurs minimales de R_s et de R_{s1} correspondent à la résistance à la diffusion moléculaire à partir d'une surface d'eau.

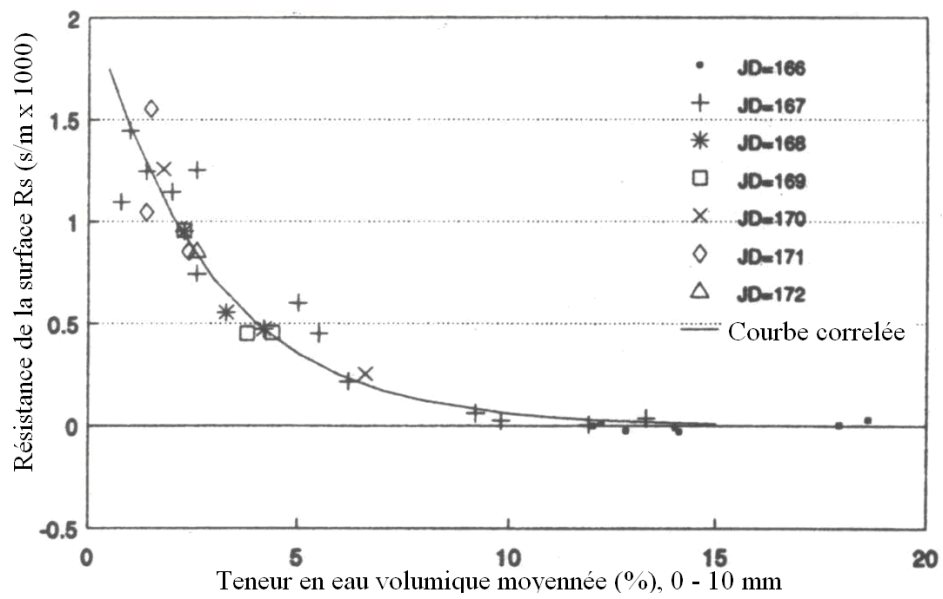


Figure I.30. Corrélation entre la résistance de la surface et la teneur en eau volumique du premier centimètre du sol à partir de la surface (Mahfouf et Noilhan 1991)

Quant à la formule développée par Kondo et al. (1990), (l'expérimentation est présentée sur Figure I.3), la corrélation entre la résistance et la teneur en eau volumique suit plutôt une loi de puissance. Les constantes F_1 et F_2 pour trois sols différents sont présentées dans le

Tableau I-12. Ces valeurs sont trouvées en considérant une couche de sol de 20 mm à partir de la surface (Figure I.31).

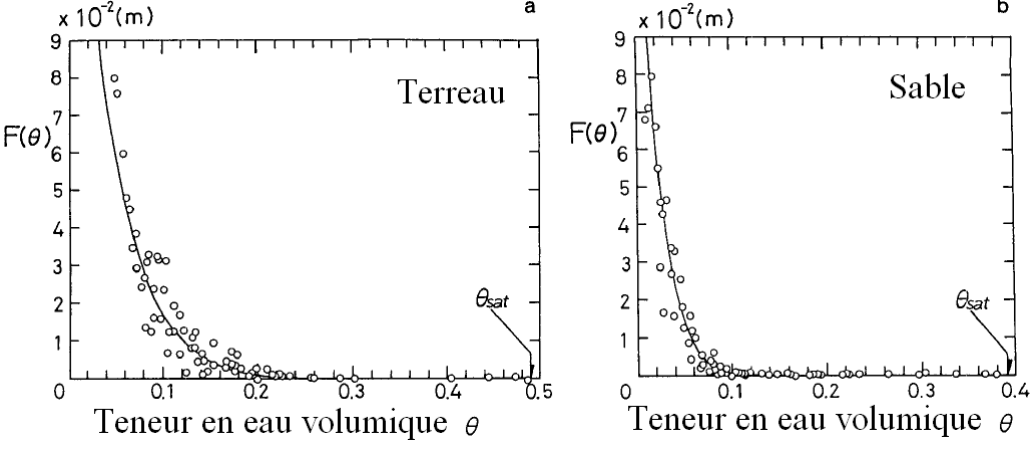


Figure I.31. Relation expérimentale entre la résistance à la surface et la teneur en eau volumique pour deux cas : (a) terreau et (b) sable (Kondo et al. 1990)

Tableau I-12. Constantes dans la formule de Kondo et al. (1990)

Type de sol	F_1 (m)	F_2	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 Noilhan (1991) font 5 calculs du taux d'évaporation avec les formules présentées au Tableau I-13. Les résultats de calcul sont ensuite comparés avec les résultats expérimentaux (Figure I.32).

Tableau I-13. Cinq essais de comparaison des formules de calcul d'évaporation (Mahfouf et Noilhan, 1991). Les références des équations sont mentionnées dans le Tableau I-11

Essai	Formules de calcul	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 $E_t = \text{Eq. (WC87)}$

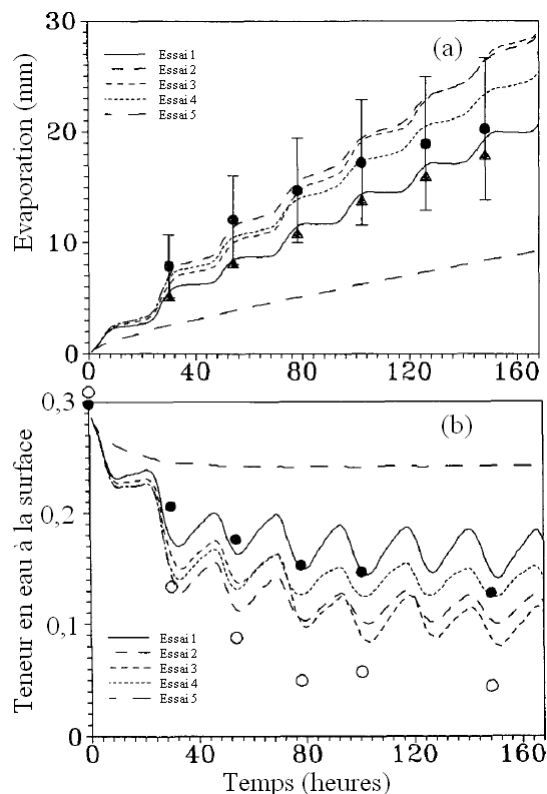


Figure I.32. Evaporation cumulée et évolution de la teneur en eau. (a) Estimation à partir du bilan d'eau (cercle rond) et de la mesure aérodynamique (triangle plein), (b) Observation journalière de la teneur en eau à 15 mm de profondeur (cercle plein) et à 5 mm de profondeur (cercle vide) (Mahfouf et Noilhan 1991)

On observe que la méthode des seuils surestime largement le taux d'évaporation. La teneur en eau ne change pas après un temps court. Les essais 2 et 3 présentent un taux d'évaporation légèrement plus grand que les autres essais. Cela peut être expliqué par le fait que la valeur saturante est considérée dans le calcul des essais 2 et 3. Les résultats des essais 1 de la méthode α et 4 de la méthode β correspondent aux résultats observés à 15 mm de profondeur.

En conclusion, les méthodes étudiées dans la deuxième approche donnent souvent une bonne indication du taux d'évaporation réel. En effet, les résultats de calcul s'accordent bien avec les résultats expérimentaux. Cependant, ces modèles présentent également des points faibles. En premier lieu, chaque formule est seulement comparée avec une seule série de données expérimentales et les formules ne prennent pas toujours la même forme : elles suivent souvent une loi de puissance mais parfois elles prennent une fonction linéaire ou exponentielle. Le deuxième inconvénient réside dans le choix de l'épaisseur de la couche pour le calcul de la résistance du sol. Il est confus et arbitraire. En effet, 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) et de 15 mm (Mahfouf et Noilhan 1991).

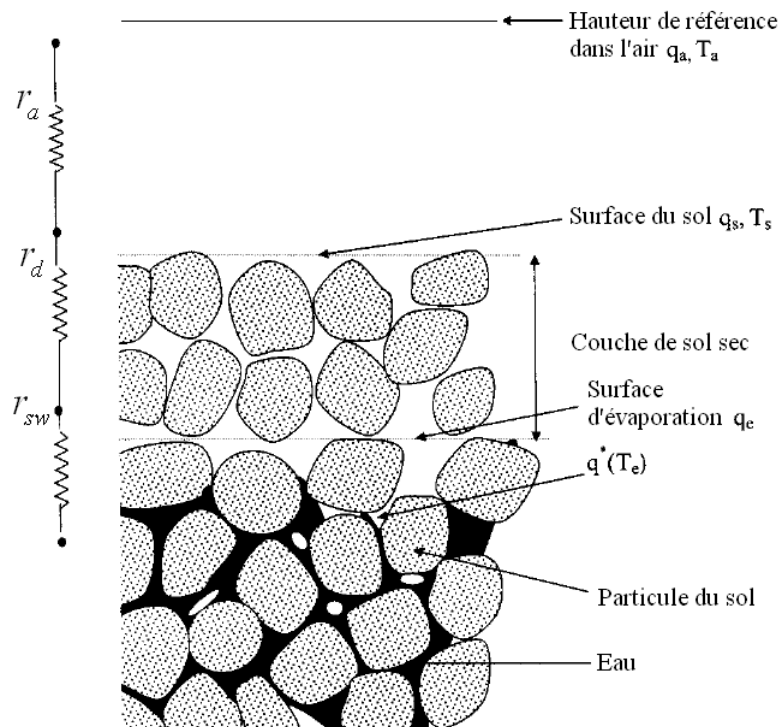


Figure I.33. Schéma d'évaporation à travers plusieurs milieux (Aluwihare et Watanabe 2003)

Aluwihare et Watanabe (2003) et Yamanaka et al. (1997) développent un modèle plus compliqué afin d'élucider l'effet de l'épaisseur de la couche du sol. La particularité fondamentale de leur modèle est l'introduction d'une couche de sol sec bien définie à la surface du sol (Figure I.33) : la résistance du sol R_s est divisée en deux parties : la résistance d'une couche de sol sec R_d et la résistance de diffusion R_{sw} . Cette résistance R_{sw} est analogue à la résistance R_s dans le cas où il n'y a pas la couche de sol sec. La notion de la surface d'évaporation devient ainsi plus claire. Ils supposent que l'évaporation ne se produit qu'à cette surface. On note que ce schéma n'est possible que pour un sol grossier. Dans le cas des sols fins, le scénario devrait être différent.

La formule de calcul du taux d'évaporation peut être écrite comme :

$$AE = \rho_a \frac{q^*(T_e) - h_a q_a(T_a)}{R_s + R_d + R_a} \quad [I.48]$$

Dans la couche de sol sec :

$$AE = \rho_a \frac{q_e - q_s}{R_d} = \frac{D_v}{z_d} (q_e - q_s) \rightarrow R_d = \frac{z_d}{D_v \rho_a} \quad [I.49]$$

Afin de vérifier ces développements, Aluwihare et Watanabe (2003) développent un dispositif expérimental présenté sur la Figure I.7. Il s'agit d'une chambre modulable permettant de mesurer les conditions atmosphériques dans l'air, à l'entrée et à la sortie de la chambre. Ces mesures permettent par la suite de calculer le taux d'évaporation. Les résultats de calcul sont présentés sur la Figure I.34 et la Figure I.35. La Figure I.34 présente l'évolution des résistances du sol dans le

temps, tandis que la Figure I.35 présente la somme de ces résistances en fonction de la teneur en eau moyenne d'une couche de 10 mm d'épaisseur à partir de la surface du sol.

La Figure I.34 montre un grand décalage entre la résistance de la couche de sol sec R_d et celle à la surface d'évaporation R_{sw} . Ce résultat montre l'importance de la contribution de la couche de sol sec à la résistance totale du sol. On note cependant que même avec une valeur relativement faible, la résistance à la surface d'évaporation R_{sw} pourrait jouer un rôle important dans le taux d'évaporation cumulée sur une longue durée.

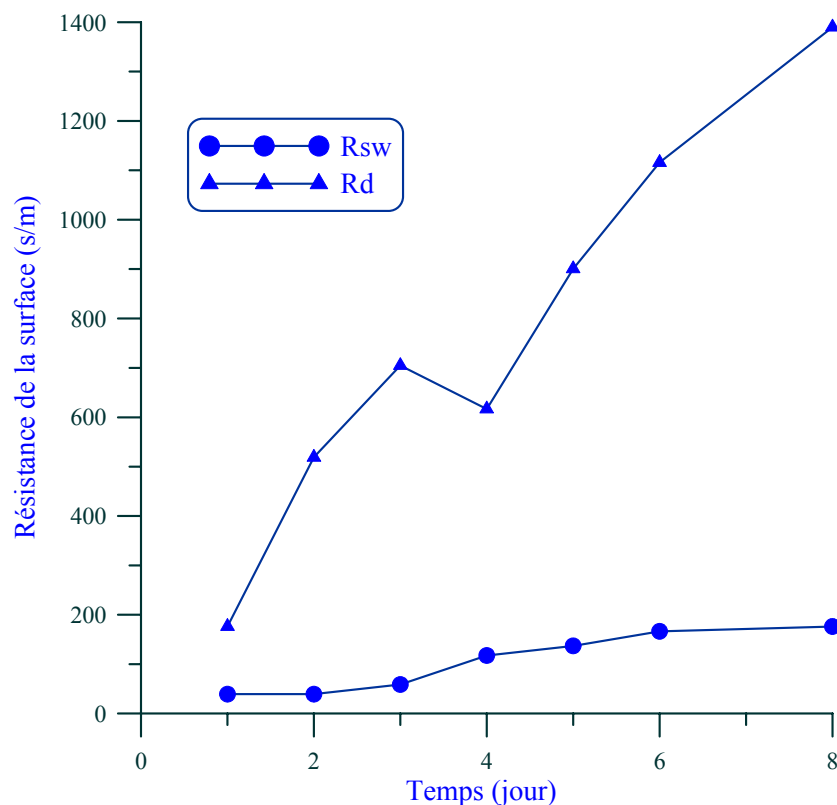


Figure I.34. Comparaison entre la résistance de la surface d'évaporation avec celle de la couche sèche (Aluwihare et Watanabe 2003)

Le résultat sur la Figure I.35 montre de nouveau une bonne corrélation entre la résistance totale (R_s , dans les autres travaux) et la teneur en eau volumique.

En conclusion, on constate dans la littérature un effort important consacré à l'élaboration de modèles de résistances. L'interface sol-atmosphère est divisée en plusieurs couches plus ou moins minces avec une résistance correspondante. Un grand nombre de travaux sont ensuite réalisés pour établir des corrélations entre les résistances et les caractéristiques des milieux. A l'heure actuelle, on a plutôt un consensus sur le développement concernant la résistance atmosphérique R_a qui ne dépend que des paramètres atmosphériques. En revanche, pour la résistance de la surface du sol (R_s), la question reste ouverte. Il s'agit souvent d'une corrélation entre cette résistance et la teneur en eau volumique. Bien que des résultats de corrélation satisfaisants sont souvent obtenus, on voit que :

1. les travaux réalisés sont souvent limités à un ou deux types de sol ;
2. les formules diffèrent fortement d'un travail à l'autre : elle peut être linéaire, exponentielle ou logarithmique ;
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 varie fortement sur l'épaisseur de la couche de sol ;
4. la teneur en eau n'est pas le facteur unique gouvernant le taux d'évaporation : Chanzy et Bruckler (1993) montrent qu'il y a aussi l'évaporation potentielle et/ou la vitesse du vent comme facteurs importants.

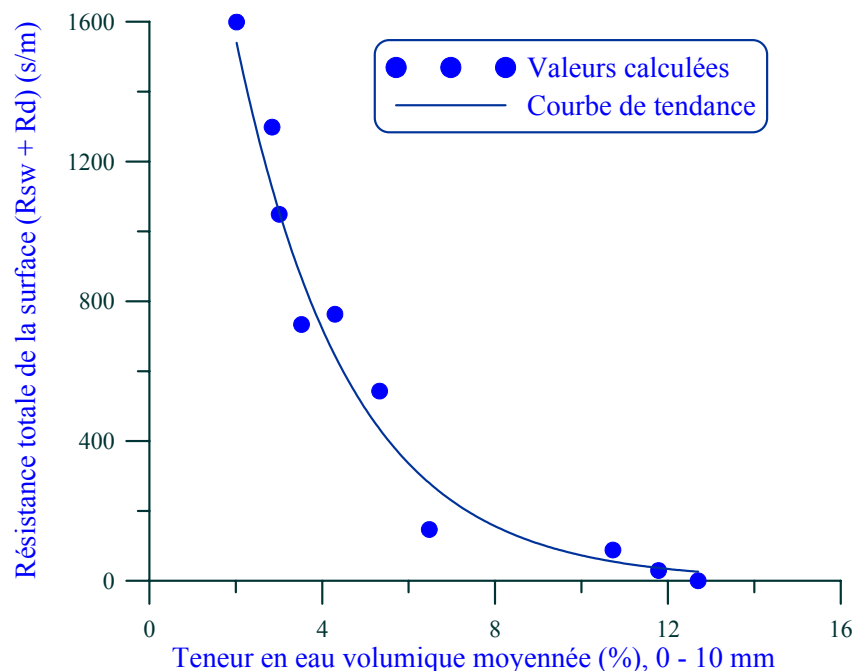


Figure I.35. Relation entre la résistance totale de la surface et la teneur en eau volumique moyennée sur les 10 premiers millimètres à partir de la surface (Aluwihare et Watanabe 2003)

1.9 Utilisation de la succion à la surface pour l'estimation du taux d'évaporation

L'utilisation de la succion à la surface du sol pour estimer le taux d'évaporation est proposée par Wilson et al. (1997). Ils proposent d'estimer le rapport AE/PE avec la succion du sol. Afin de développer cette idée, Wilson et al. (1997) réalisent un essai d'évaporation sur une couche de sol de faible épaisseur (moins d'un millimètre) et un autre essai d'évaporation avec un bac d'eau dans des conditions atmosphériques contrôlées (Figure I.4). Notons que le deuxième essai sert à déterminer le taux d'évaporation potentiel. Ces deux essais sont répétés avec trois sols différents : un limon, une argile et un sable.

Les résultats du rapport AE/PE sont d'abord présentés en relation avec la teneur en eau massique (Figure I.36). On y observe une bonne répétitivité de l'essai. En revanche, les courbes de chaque

sol sont éloignées et une expression commune n'est donc pas possible à établir. C'est un problème qu'on a rencontré dans la partie précédente (I.8.5) quand le taux d'évaporation est estimé en considérant les résistances du sol.

Quand la teneur en eau est convertie en succion à l'aide de la courbe de rétention d'eau, une nouvelle corrélation du rapport AE/PE avec la succion est établie (Figure I.36). On observe une convergence nette des courbes pour les trois sols différents. Ainsi, à partir de l'équation de Dalton avec quelques simplifications, Wilson et al. (1997) proposent la relation simple suivante :

$$\frac{AE}{PE} = \frac{h_s - h_a}{1 - h_a}$$

A noter que l'humidité relative à la surface h_s est une fonction logarithmique avec la succion suivant la loi de Kelvin.

Le développement de Wilson et al. (1997) ouvre une nouvelle perspective dans l'élaboration de lois d'évaporation. Néanmoins, avant tout développement, certaines questions restent à vérifier.

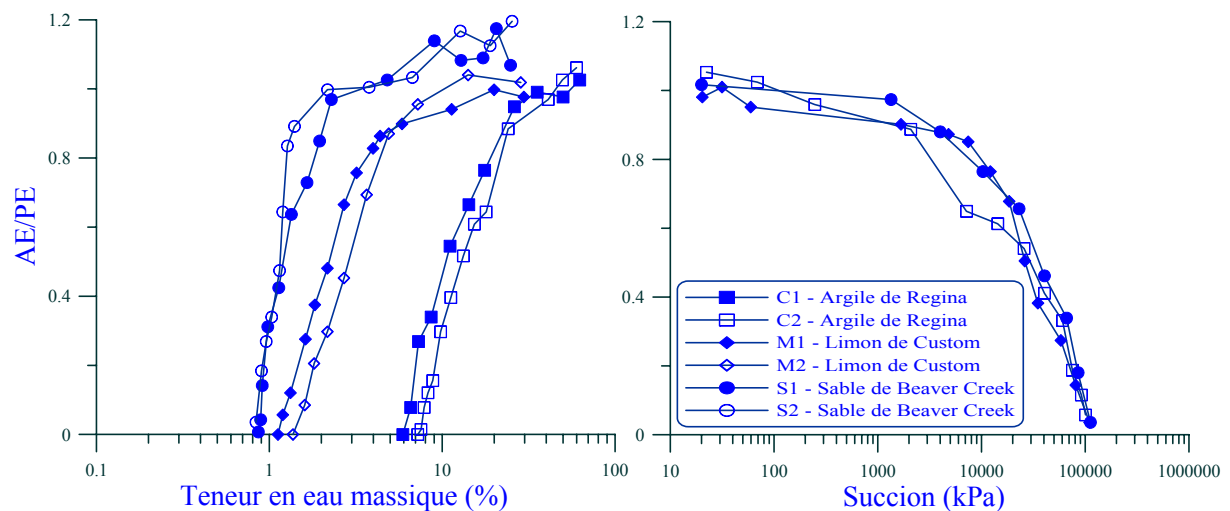


Figure I.36. AE/PE en fonction de la teneur en eau et de la succion (Wilson et al. 1997)

Premièrement, concernant les conditions des essais de Wilson et al. (1997), une très faible gamme de températures de l'air est considérée, de 22 à 25°C. L'effet de la température n'est donc pas encore vérifié. Ceci pourrait expliquer la forme simple de la formule élaborée.

Deuxièmement, l'utilisation d'une couche de sol très mince pour étudier un processus d'évaporation n'est pas très pertinente, car un tel processus implique en général une longue durée et des interactions entre différentes couches de sol. Dans les essais de Wilson et al. (1997), puisque l'épaisseur est très faible, la notion de stockage d'eau ne s'applique pas. Par conséquent, le processus de compensation d'eau évaporée par transfert au sein du sol ne se produit pas. De plus, comme la Figure I.36 indique, il manque la troisième phase d'évaporation dans le processus d'évaporation. Ce manque est dû probablement à la faible épaisseur de la couche de sol considérée.

Enfin, comme on peut avoir *la fissuration* durant les essais, en particulier pour le limon et l'argile, le fond du bac peut être exposé à l'air via les fissures. Or, comme évoqué précédemment, l'évaporation est un processus d'échange d'énergies. Cette exposition du fond du bac peut évidemment affecter le bilan d'énergie.

1.10 Conclusions

La sécheresse présente un enjeu important au niveau environnemental et économique en France comme à l'Etranger. La fréquence de cette catastrophe naturelle ne cesse d'augmenter ces dernières années, particulièrement dans le contexte du changement climatique global. Comme physiquement la sécheresse est liée au processus d'évaporation, il est donc nécessaire, dans une démarche de prévention du risque de sécheresse, de bien comprendre le phénomène d'évaporation dans le cas des sols soumis à des variations climatiques.

L'évaporation correspond en fait à un phénomène naturel complexe. Elle est non seulement conditionnée par différents paramètres de l'air comme la radiation, la vitesse du vent, la température, l'humidité relative etc., mais également par les paramètres du sol tels que la teneur en eau, la succion, la température, la conductivité hydraulique, la végétation etc. Cette dépendance évolue dans le temps selon la phase d'évaporation : au début, pendant la phase d'évaporation maximale, les conditions atmosphériques emportent, puis pendant les deux dernières phases, c'est plutôt les propriétés du sol qui contrôle ce taux d'évaporation.

De plus, l'évaporation entraîne les variations des paramètres du sol comme la teneur en eau, la succion, la température, et réciproquement. Le nouvel état de sol détermine un nouveau taux d'évaporation. C'est donc une interaction continue.

Dans la littérature, un grand nombre de travaux porte sur l'évaporation. Malheureusement, aucune méthode ne s'avère être pertinente pour être utilisée de façon universelle. En effet, les méthodes utilisant le bilan d'eau et le bilan d'énergie sont difficiles à appliquer car les données sont difficiles à obtenir. Quant aux méthodes aérodynamiques de résistances utilisant la teneur en eau comme le paramètre central, les résultats obtenus sont relativement bons, mais elles ont un champ de validité limité. De plus, il existe un grand nombre de formules de formes très différentes, qui rend le travail d'analyses difficile.

L'approche utilisant la succion à la surface du sol paraît particulièrement prometteuse car il s'agit d'une formule simple et indépendante du type de sol. Cependant, il manque un vrai modèle physique permettant de simuler le processus d'évaporation de façon contrôlée et de valider cette approche théorique. Ceci constitue l'objectif de l'étude dans le cadre de cette thèse. Plus précisément, le travail de thèse consiste à :

1. développer un modèle théorique avec la succion comme paramètre représentatif du sol, et avec prise en compte de l'effet de la fissuration ;
2. développer un modèle de calcul du taux d'évaporation à partir des données météorologiques, avec prise en compte des interactions entre l'état du sol et le processus d'évaporation ;
3. développer et mettre en oeuvre une chambre environnementale en laboratoire afin d'acquérir les données nécessaires pour valider les développements théoriques. Les essais géotechniques

élémentaires sont également nécessaires afin de compléter la caractérisation géotechnique du matériau étudié.

