



Université Cadi Ayyad

Faculté des Sciences et Techniques Marrakech

MÉMOIRE

Présenté à la Faculté des Sciences et Techniques Marrakech pour obtenir :

Licence :

« Eau et Environnement »

Analyse de l'évapotranspiration et sa partition sur une culture de blé dans la région de Tensift AL Haouz : Eddy covariance et la méthode isotopique

Présenté et soutenu par : **AMJJAT Laila**

Encadrée par :

- **AOUADE Ghizlane** FST Marrakech- LMI (FSSM)
- **BENKADDOUR Abdelfattah** Faculté des Sciences et Techniques – Marrakech

Soutenu : Le 26 juin 2014 devant le jury :

- **BERRADA Samia** Faculté des Sciences et Techniques – Marrakech
- **BENKADDOUR Abdelfattah** Faculté des Sciences et Techniques – Marrakech

Dédicaces

Pour l'âme de ma mère

A Mon très cher père aucun mot ne saurait exprimer ce que je ressens pour toi.

A mes encadrants, pour leurs soutiens, accompagnement et présence.

*A ceux et celles que j'admire et j'apprécie, ceux et celles qui m'ont montré la fraternité au vrai sens du terme, Toujours fiers de moi, et toujours près de moi : **Mes frères et Mes sœurs**. A une vie de famille riche et chaleureuse qui influence un rapport tel que celui-ci de façons nombreuses, profondes mais inexplicables.*

A mes chers amis, pour leurs patiences et leurs soutiens qu'ils n'ont cessés d'apporter au cours de cette formation.

Remerciement

Au terme de ce travail, je saisis cette occasion pour exprimer mes vifs remerciements à toute personne ayant contribué, de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Tout d'abord, je remercie Mr le doyen et toute la direction de la faculté des sciences et techniques de Marrakech de m'avoir permis d'effectuer ma formation au sein de cet établissement.

J'adresse mes profonds respects et mes salutations les plus distinguées à mes encadrants Monsieur BENKADDOUR Abdelfattah Professeur à la faculté des sciences et techniques Marrakech et Mme AOUADE Ghizlane doctorante au Laboratoire Mixte Internationale de la Faculté des Sciences Semlalia pour la confiance qu'ils m'ont témoignée le long de ce travail. Leur disponibilité et leur constant souci de faire avancer ma recherche m'ont poussé à donner le meilleur de moi-même. Leur lecture attentive de ce document, leurs conseils et leurs remarques sont judicieux et ont grandement aidé à améliorer ce mémoire.

Je tiens à remercier également les membres du Laboratoire Mixte International (LMI) de la Faculté des Sciences Semlalia - Marrakech. Ce travail n'aurait pas pu aboutir sans la contribution ou l'encouragement de plusieurs personnes d'entre eux. Particulièrement, j'aimerais adresser mes vifs remerciements à Monsieur KHABBA Saïd, Professeur à la Faculté des Sciences Semlalia et Directeur du LMI, ainsi qu'à Monsieur JARLAN Lionel, Chargé de recherche au Centre d'Etude Spatiales de Biosphère CESBIO, pour leur disponibilité à tout moment.

J'exprime également ma gratitude aux membres du jury, qui m'ont honoré en acceptant de juger ce modeste travail.

Enfin Je tiens à remercier le responsable BOURGEOINI Yamina et l'ensemble du corps enseignant de la filière « eau et environnement ».

Merci

Sommaire

INTRODUCTION GENERALE.....	10
I : METHODES DE MESURE ET D'ESTIMATION DE LA PARTITION DE L'EVAPOTRANSPIRATION « REVUE BIBLIOGRAPHIQUE »	14
I-1) Généralités	15
1-1) Description du processus physique de l'évaporation « Sol-Atmosphère »	16
1-2) Description du processus physiques de transpiration « Plante- Atmosphère »	17
I-2) Méthodes de mesure de l'évapotranspiration « ET » et sa partition en évaporation du sol et transpiration de la plante	18
2-1) Méthode Eddy covariance.....	18
2-2) Technique isotopique.....	20
2-2-1) les isotopes stables et lourds de l'eau dans l'étude du continuum « sol-plante- atmosphère ».....	20
- Définitions et notations.....	20
2-2-2) Fractionnement isotopiques.....	21
2-2-3) Variations des teneurs isotopiques « deutérium ^2H » et « oxygène 18 » dans le continuum « sol-plante-atmosphère »	21
- Les isotopes de la composante « sol ».....	21
- Les isotopes de la composante « Plante ».....	22
2-2-4) Séparation évaporation et Transpiration (la méthode Keeling plot).....	23
- Définition et explication.....	23
- Calcul de δET	24
II : SITE D'ETUDE ET DONNEES EXPERIMENTALES	27
II-1) Contexte géographique et climat de la zone d'étude	28
1-1) Description géographique du site d'étude (R3 Blé)	28
1-2) Conditions climatiques du site d'étude Sidi Rahal (R3 Blé)	31
II-2) Données expérimentales.....	31
2-1) Données Micro-Météorologiques	31
2-2) Données isotopiques	32

2-2-1) Prélèvement des échantillons du continuum « sol-plante-atmosphère ».....	32
- Echantillonnage du sol.....	33
- Echantillonnage de la vapeur atmosphérique.....	34
- Echantillonnage de la plante.....	36
2-2-2) Extraction et analyse isotopique des échantillons.....	36
III : RESULTATS ET DISCUSSIONS.....	37
III-1) Résultats de l'Eddy covariance.....	38
1-1 Variables météorologiques.....	38
1-2 Evapotranspiration de référence ET0.....	40
1-3 Evapotranspiration réelle ETR.....	41
III-2) Résultats isotopiques.....	42
2-1) Signature isotopique du sol.....	42
2-2) Signature isotopique de l'atmosphère.....	43
2-3) Signature isotopique de la plante.....	44
2-4 Contribution de l'évaporation et de la transpiration dans l'évapotranspiration	45
- Séparation de E et T par la technique « Keeling plot ».....	45
- Keeling plot $\delta^2\text{H}$ en fonction de $(1/ [\text{H}_2\text{O}])$	45
- Calcul des paramètres isotopiques du flux de l'évapotranspiration « δ_{ET} »....	46
CONCLUSION	48
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	50

Liste des figures

Figure 1 : Principaux termes du bilan hydrique	15
Figure 2 : Chemin de l'eau depuis l'absorption par les racines jusqu'à la transpiration par les feuilles	18
Figure 3 : Instruments de l'Eddy covariance : Hygromètre Krypton et anémomètre sonique	20
Figure 4 : Profil isotopique théorique d'un sol insaturé isotherme d'après Barnes et Allison (1983)	22
Figure 5 : Signatures isotopiques (^{18}O) des composantes de ET, des précipitations (δ_{prec}), produites par condensation de la vapeur d'eau des masses nuageuses ($\delta_{\text{(vap_eq)}}$). La composition isotopique de l'eau d'alimentation de la plante est considérée identique à celle de la recharge des nappes après précipitations ($\delta_{\text{chaume}} = \delta_{\text{préc}} = 7\text{‰}$)	23
Figure 6 : Modèle de mélange des isotopes de la vapeur atmosphérique dit "Keeling Plot".	24
Figure 7 : Situation géographique de la zone d'étude « R3 blé »	29
Figure 8 : Principe d'acheminement de l'eau sur la zone d'étude (zone R3), b) Irrigation de la parcelle avec la méthode gravitaire.	30
Figure 9 : Différents instruments installés sur le site du blé R3	32
Figure 10 : Échantillonnage du sol avec la tarière pédologique.	34
Figure 11 : Schéma de la Collecte de la vapeur d'eau atmosphérique	35
Figure 12 : Schéma d'installation des tubes d'échantillonnage (T) ainsi que les vaissala (V)	36
Figure 13 : Evolution journalière des variables climatiques (Tair, Vv, Rg, Hr, P) de l'année 2012 et 2013.	40
Figure 14 : Evolution journalière d' ET_0 pour les deux saisons 2012 et 2013.	41
Figure 15 : Evolution journalière de l'évapotranspiration mesurée par le système d'Eddy covariance durant les deux saisons agricoles 2012 et 2013.	42
Figure 16 : Evolution des teneurs en ^2H de l'eau du sol échantillonné à midi en fonction des profondeurs (23/02/12 et 11/04/13).	43
Figure 17 : Evolution comparée des teneurs en $\delta^2\text{H}$ de la vapeur d'eau atmosphérique à différentes hauteurs (0cm, 40cm, 2m et 3m)	44
Figure 18 : Keeling plot $\delta^2\text{H}$ en fonction de $1/[\text{H}_2\text{O}]$	45
Figure 19 : Diagramme représentant la contribution de l'évaporation et de la transpiration durant les deux jours d'étude.	46

Liste des tableaux

Tableau 1 : Paramètres utilisés pour estimer la composition isotopique du flux	26
Tableau 2 : Teneurs en $\delta^{2}\text{H}$ de l'eau des tiges échantillonnées à midi.	45
Tableau 3 : Paramètre utilisés pour estimer la contribution de l'évaporation et de la transpiration dans le flux de l'évapotranspiration pendant deux jours d'échantillonnage (23/02/12 et 11/04/2013).	46

Résumé

Dans ce travail, nous avons analysé les paramètres climatiques, l'évapotranspiration de référence, l'évapotranspiration réelle ainsi que sa partition en évaporation du sol et transpiration de la plante durant les deux années agricoles 2012 et 2013. Les données utilisées, ont été collectées sur une culture du blé sous un climat semi-aride dans le cadre du projet LMI dans la région de Tensift EL Haouz. Ces analyses ont montré une forte hétérogénéité pour les paramètres climatiques ainsi que l'évapotranspiration de référence d'une année à une autre. L'évapotranspiration réelle qui représente un terme essentiel pour quantifier le bilan hydrique et par conséquent la gestion des eaux d'irrigation dépend fortement du stade de développement de la culture du blé. Elle varie entre 0.29 et 5.54 mm/j avec une moyenne saisonnière de l'ordre de 2.46mm/j (résultats obtenus avec la méthode Eddy covariance) et la contribution de la transpiration dans le flux de l'évapotranspiration est de l'ordre de 59% pour l'année 2012 et de 79% pour l'année 2013 obtenue par la méthode isotopique (Keeling plot).

INTRODUCTION GENERALE

L'évapotranspiration est la composante majeure du cycle de l'eau. Dans les zones arides et semi-arides, plus de 80% de l'eau apportée par les précipitations annuelles retourne dans l'atmosphère par évaporation. De même, plus de 80% de l'eau disponible (en surface et dans les aquifères) est utilisée pour l'agriculture irriguée (PNUE PAM Plan Bleu, 2004) avec une efficacité d'utilisation relativement médiocre (moins de 50%). En parallèle, la pression anthropique sur la ressource est en nette augmentation. Cela produit des conflits d'usage qui sont souvent arbitrés en faveur de l'usage urbain. D'un autre côté, les impacts des changements climatiques sur les différentes composantes du cycle hydrologique en Méditerranée (stocks et flux) sont encore méconnus, et les sécheresses répétées de la dernière décennie montrent à la fois la fragilité de l'offre et la nécessaire régulation de la demande en eau à court et plus ou moins long terme. Il est d'ailleurs désormais admis que les régions méditerranéennes seront le théâtre de changements environnementaux majeurs (pression démographique, rareté de l'eau, "hot spot" du changement climatique). Les modèles climatiques semblent indiquer que le réchauffement planétaire touchera plus spécifiquement la Méditerranée du sud et de l'est.

Ces enjeux sociétaux de la gestion durable des ressources en eau dans les régions arides notamment au Maroc, qui sont aussi des enjeux de développement, sont au cœur des recherches engagées par l'Université Cadi Ayyad depuis plus de 14 ans, à l'occasion de projets de coopération tels que LMI (Jarlan et al. 2011), SUDMED (Chehbouni et al. 2008), IRRIRMED (<http://www.irrimed.org/>) and WATERMED (<http://www.uv.es/ucg/watermed>). Ces projets associent une démarche de recherche fondamentale (développement des connaissances) et un effort de recherche appliquée ou finalisée (développement de méthodologies robustes de gestion et de prévision de la disponibilité de la ressource). L'objectif général est de développer des méthodes d'analyse diagnostique et pronostique et des outils de gestion rationnelle et durable des ressources en eau intégrant à la fois ces dimensions naturelles et anthropiques.

L'enjeu principal pour le Maroc est d'optimiser la conduite de l'irrigation sous l'effet des changements climatiques. L'irrigation se fait majoritairement de façon gravitaire, ce qui pose de nombreux problèmes de gestion de l'eau: excès d'apport localisé, pertes par évaporation et drainage (perte agronomique), et risque de sécheresse car la dotation en eau est généralement inférieure au besoin total (gestion selon l'offre plutôt que selon la demande).

Pour ce faire, la détermination de l'évapotranspiration (ET) est d'une importance capitale puisqu'elle représente le terme prépondérant du bilan hydrique. Actuellement, la détermination de ET, est basée sur des méthodes relativement dépassées, et dans certains cas sans aucun fondement scientifique. Le bac à évaporation, qui est utilisé pour calculer l'évaporation de référence (ET_0), est la méthode traditionnelle la plus utilisée par les agriculteurs au Maroc. Cette ET_0 est ensuite combinée avec le coefficient cultural (K_c) pour estimer les besoins en eau des cultures selon la méthode FAO-56 (Allen, 1998). Cependant, la calibration nécessaire de ces K_c n'est pas souvent faite, ce qui engendre des erreurs sur l'estimation des besoins en eau des cultures.

Au cours des dernières décennies, plusieurs méthodes de détermination de l'évapotranspiration ont été développées. Parmi ces méthodes, on cite par exemple la méthode d'Eddy Covariance. Cette dernière a été bien améliorée, aussi bien en terme de fiabilité qu'en terme d'opérationnalité et donc elle est devenue la méthode de référence la plus utilisée pour la mesure de ET au sein de la communauté micro-météorologiste internationale. Cette méthode permet de calculer directement ET comme étant la covariance entre les fluctuations de la vitesse verticale du vent (Van Dijk et al. 2004). Cet outil de mesure doit être installé dans la couche limite à flux constant qui se situe généralement quelques mètres sur le couvert végétal afin de capter tous les tourbillons émanant du couvert étudié. Suite à cette contrainte expérimentale, la méthode d'Eddy covariance n'est pas très souhaitable dans les expériences micro-météorologiques pour la mesure de la partition de l'évapotranspiration en évaporation du sol et transpiration de la plante. Cette partition est très importante afin de quantifier les pertes d'eau par évaporation du sol surtout dans les régions où la demande climatique est très élevée. Dans ce contexte, plusieurs méthodes ont été développées pour déterminer la partition d'ETR. On cite par exemple la méthode de TDP (Thermal Dissipation Probe, Granier, 1985; 1987), la méthode basée sur le bilan d'énergie (Energy or Heat Balance, Dynagage, Sakuratani 1981; Baker and Van Bavel 1987), la méthode Heat Pulse Velocity (HPV) (Marshall 1958; Edwards et al., 1996) et la méthode appelée HRM (Heat Ratio Method, Burgess et al., 2001). Cette dernière méthode a été largement utilisée sur notre région d'étude par Er-Raki (2009) et William et al. (2004). Cependant, pour estimer l'évaporation du sol qui est un paramètre très important dans les régions où la demande climatique est très élevée, la combinaison de cette méthode avec une autre méthode qui mesure ETR totale comme le system d'Eddy covariance s'avère nécessaire. Ceci peut engendrer quelques erreurs liées au problème du « footprint » des instruments. Dans ce contexte, la signature isotopique de la

vapeur d'eau peut être considérée comme une méthode de référence pour mesurer la partition d'ETR. En effet, elle permet de mesurer séparément l'évaporation du sol et la transpiration des plantes. Récemment, cette méthode isotopique a été testée avec réussite dans plusieurs expériences en micro-météorologie (Williams et al. 2004, Yopez et al. 2003, Amenzou et al 2012).

Dans le cadre du présent travail, nous nous sommes intéressés à la détermination de l'évapotranspiration et sa partition en évaporation du sol et transpiration au sein d'un couvert de blé irrigué d'une manière traditionnelle (gravitaire) dans la région de Tensfit Alhaouz. Les données utilisées dans ce rapport ont été collectées dans le cadre du projet LMI (Jarlan 2011). Ainsi, le présent rapport est organisé comme suit :

Le premier chapitre est consacré à une étude bibliographique sur les deux méthodes utilisées dans cette étude pour mesurer l'évapotranspiration et sa partition.

Dans **le deuxième chapitre** nous avons présenté le site d'étude, le matériel installé, ainsi que la méthodologie suivie.

Le dernier chapitre est consacré à la présentation et discussion des résultats expérimentaux obtenus.

Enfin, la synthèse des principaux résultats relatifs aux divers aspects étudiés est présentée en guise de conclusion générale à lumière de laquelle des perspectives à ce travail seront tracées

**I : METHODES DE MESURE ET
D'ESTIMATION DE LA PARTITION DE
L'EVAPOTRANSPIRATION
« REVUE BIBLIOGRAPHIQUE »**

I-1) Généralités

Déterminer les besoins réels en eau des cultures revient dans la pratique à déterminer les quantités d'eau perdues. Après irrigation ou pluie, une grande quantité d'eau (99%) de celle absorbée par la plante est rejetée par les stomates sous forme de vapeur d'eau dans l'air (Katerji, 1982). L'évacuation de la vapeur d'eau par les stomates est appelée transpiration. Quand on passe à l'échelle d'une parcelle, la transpiration végétale ne représente plus la seule source d'eau perdue, puisque le sol lui aussi a sa propre évaporation, d'où le terme évapotranspiration (figure 1).

Quand la quantité d'eau apportée par irrigation et/ou pluie dépasse la demande culturale et atmosphérique en évapotranspiration, l'eau peut être perdue par infiltration (figure 1). Cette perte est définie par le passage de l'eau de la zone racinaire vers les couches inférieures. Cependant, une partie de cette eau peut remonter par capillarité et utilisée par la plante. Dans le cas d'un apport important d'eau, surtout à grand débit, la perte par ruissellement est aussi possible.

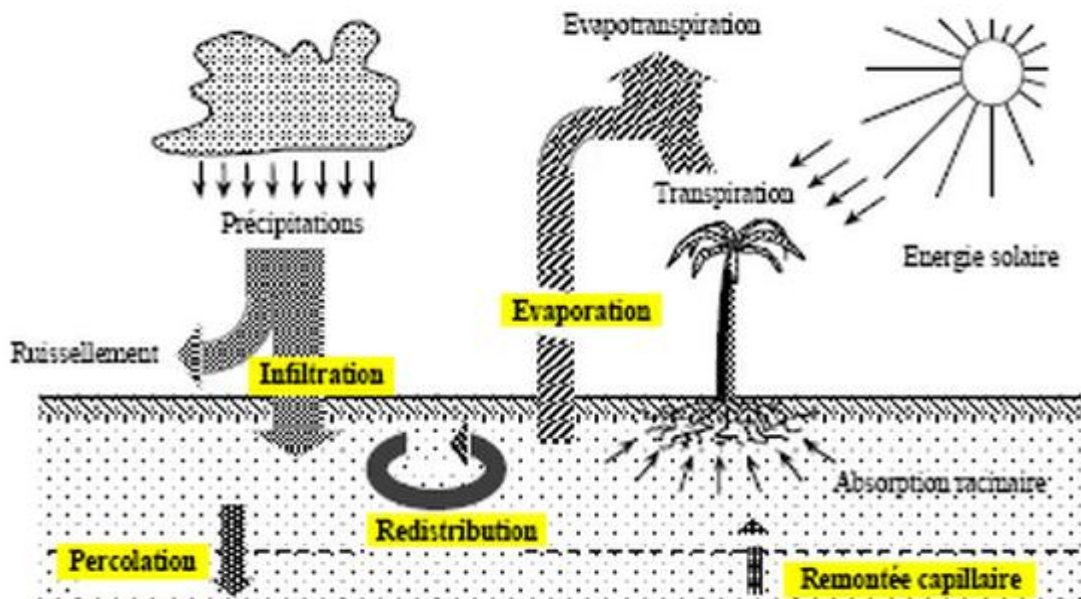


Figure 1 : Principaux termes du bilan hydrique.

D'après les études de la FAO (Allen *et al.*, 1998) on peut distinguer trois types d'évapotranspiration :

- L'évapotranspiration de référence ET_0 ,
- L'évapotranspiration potentielle ETP,
- L'évapotranspiration réelle ETR.

- **Evapotranspiration potentielle (ETP):** La quantité d'eau qui, sous des conditions optimales et étant donné les conditions atmosphériques, peut être transportée sous forme de vapeur de l'interface sol-plante vers l'atmosphère.

- **Evapotranspiration réelle (ETR):** La masse d'eau qui, étant donné les conditions atmosphériques, est transportée sous forme de vapeur de l'interface sol-plante vers l'atmosphère.

- **Evapotranspiration de référence (ET_0) :** est défini comme l'ensemble des pertes en eau par évaporation et transpiration d'une surface de gazon de hauteur uniforme ($h=12\text{cm}$), en pleine période de croissance, recouvrant complètement le sol et abondamment irriguée en eau. Elle est définie aussi, dans plusieurs références, par la demande atmosphérique en vapeur d'eau. L' ET_0 ne dépend ni du type de la culture ni des facteurs sol. Elle est calculée uniquement à partir des paramètres climatiques.

1-1) Description du processus physique de l'évaporation « Sol-Atmosphère »

Avant de se diffuser vers l'atmosphère, l'eau liquide au sein des pores doit se vaporiser, afin de maintenir le flux de l'évaporation et de rencontrer les demandes atmosphériques.

Ce processus physique est définie par le mouvement des molécules d'eau qui s'attirent mutuellement et vibrent plus ou moins fort selon leur énergie cinétique (vitesse) et circulent de manière désordonnée .Ce mouvement est lié à la température : les molécules les plus chaudes (les plus énergétiques) sont celles qui vibrent le plus fort et permettent de s'échapper et d'entrer dans l'atmosphère. (Musy, 2005).

D'une façon simplifiée, le transfert de masse d'eau du sol vers l'atmosphère se fait en trois étapes ;

- Transfert de l'eau liquide du sous-sol vers la surface suivant la loi de Darcy ;
- Vaporisation de l'eau liquide au sein des pores à la surface du sol ;
- Diffusion de la vapeur des pores du sol vers l'atmosphère.

La vitesse de l'ensemble de ces processus sera dictée par le processus le plus lent dans cette chaîne. Il s'agit du transfert de l'eau liquide du sous-sol vers la surface. Alors, lorsque le sol est saturé à la surface, l'évaporation du sol continuera à la vitesse potentielle, déterminée par les demandes météorologiques. Au fur et à mesure que le sol se sèche, l'évaporation potentielle diminuera, et ceci parce qu'un processus limitatif entre en jeu qui est le transfert de l'eau du sous-sol vers le sol.

1-2) Description du processus physiques de transpiration « Plante - Atmosphère »

La transpiration est une vaporisation de l'eau par l'intermédiaire des plantes qui prélèvent l'eau du sol par ses racines munies de cellules épidermiques. Le développement du système racinaire est lié à la quantité d'eau disponible dans le sol ; les racines peuvent atteindre des profondeurs très variables, d'une dizaine de centimètres à plusieurs mètres.

La transpiration de l'eau dans les plantes s'effectue via des stomates. Cette vaporisation sera limitée lorsque la plante subit un stress hydrique. Le transfert de l'eau dans les plantes vers les stomates se fait à travers les organes racinaires, les tiges et les feuilles. Ce transport est engendré par un gradient de pression hydraulique et proportionnel à une diffusivité hydraulique de l'organe (figure 2).

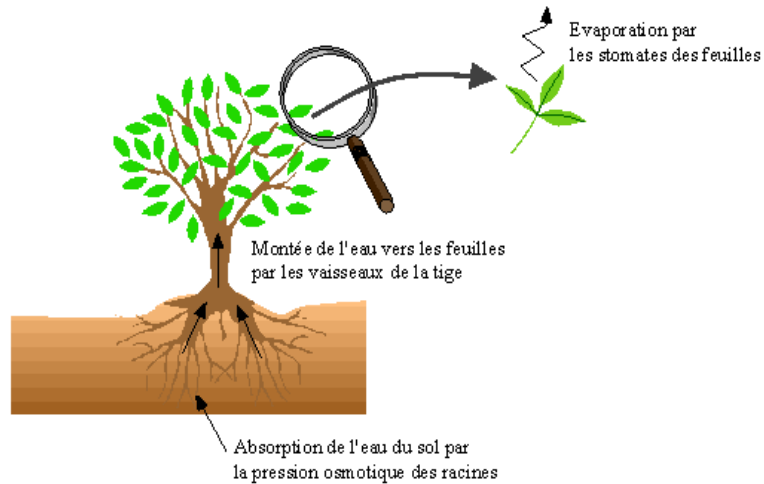


Figure 2: Chemin de l'eau depuis l'absorption par les racines jusqu'à la transpiration par les feuilles

I-2) Méthodes de mesure de l'évapotranspiration « ET » et sa partition en évaporation du sol et transpiration de la plante

2-1) Méthode Eddy covariance

La mesure de l'évapotranspiration réelle sur des surfaces homogènes peut être effectuée par plusieurs techniques. On peut citer par exemple la méthode du rapport de Bowen, la méthode aérodynamique et la méthode d'Eddy corrélation. Cette dernière est considérée comme la méthode de référence pour estimer les flux turbulents. Elle est basée sur le principe suivant: la densité de flux vertical moyenne ($\overline{F_x}$) d'une grandeur (X , par exemple température, vapeur d'eau ou dioxyde de carbone) dans la couche turbulente est proportionnelle à la covariance entre la vitesse verticale et la concentration de cette grandeur. En général la densité de flux vertical instantanée (F_x) par unité de temps et de surface peut s'écrire :

$$F_x \approx wX \quad (2)$$

En utilisant la décomposition de Reynolds ($w = \overline{w} + w'$ et $X = \overline{X} + X'$), la fonction peut être approchée par la formule suivante :

$$\overline{F_x} \approx \overline{wX} = \overline{(\overline{w} + w')(\overline{X} + X')} \quad (3)$$

En développant cette expression et en utilisant le fait que la moyenne des fluctuations est nulle, l'équation (3) devient:

$$\overline{F_x} \approx \overline{wX} + \overline{w'X'} \quad (4)$$

car dans un écoulement de couche limite homogène horizontale, la vitesse moyenne du vent verticale est nulle par définition (Brunet et al. 1995).

Finalement, pour la densité de flux, on obtient :

$$\overline{F_x} \approx \overline{w'X'} \quad (5)$$

Les flux turbulents (quantité de mouvement, chaleur sensible, chaleur latente et concentration gazeuse) peuvent être exprimés comme étant le produit du terme de fluctuations de la vitesse verticale du vent par le terme de fluctuations de la grandeur considérée.

La densité de flux de chaleur sensible H, est donnée par :

$$H \approx \rho c_p \overline{w'T'} \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (6)$$

La quantité du mouvement ou la contrainte de cisaillement est donnée par :

$$\tau \approx -\rho \overline{u'w'} \quad (\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}) \quad (7)$$

La densité de flux verticale de vapeur d'eau appelée chaleur latente ou évapotranspiration est définie par :

$$LE = \rho \overline{w'q'} \quad (\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}) \quad (8)$$

Dans le cas de la concentration gazeuse, la densité de flux vertical est exprimée par :

$$F_{CO_2} \approx \rho \overline{w'q'_{CO_2}} \quad (\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}) \quad (9)$$

$$\text{Avec } q_{CO_2} = \frac{\rho_{CO_2}}{\rho}$$

Sur le plan pratique le système l'EC est constitué de deux instruments :

❖ **Un Anémomètre 3D Sonic (Csat3D) :** est un anémomètre sonique tridimensionnel sert d'effectuer la mesure du flux d'air et de déterminer les turbulences grâce à une méthode sonique. Pour calculer la vitesse du son dans le milieu étudié, deux récepteurs différents captent un ultrason ainsi que sa réflexion. Comme la distance entre les deux capteurs est connue, le délai entre ces deux mesures détermine la vitesse du son. La vitesse du vent peut donc être calculée en effectuant la différence entre la vitesse du son dans l'air

statique et celle mesurée effectivement. (G.BURBA and al, 2007). On en déduit également la température de l'air (HEINESH, 2007)

❖ **Un hygromètre Krypton (kh2o) :** qui mesure la densité de la vapeur d'eau dans l'air. Le Kh20 est un hygromètre à absorption UV de précision qui est approprié pour les applications utilisant la corrélation turbulente (Eddy covariance). Le dessin de ce capteur permet d'avoir une forme aérodynamique, une demande faible en énergie, et une réponse fréquence qui dépasse 100Hz. L'instrument ne peut pas servir à mesurer la pression de vapeur absolue de façon précise, mais a pour but de mesurer les fluctuations autour de la moyenne. Si besoin est, des lectures absolues peuvent être obtenues en faisant une mesure indépendante de l'humidité atmosphérique absolue avec par exemple, un capteur d'humidité.



Figure 3 : Instruments de l'Eddy covariance : Hygromètre Krypton et anémomètre sonique

2-2) Techniques isotopiques

2-2-1 les isotopes stables et lourds de l'eau dans l'étude du continuum « sol-plante-atmosphère »

Les isotopes stables et lourds de l'eau peuvent être utilisés en tant que traceurs biogéochimiques. Leurs variations tout au long du cycle de l'eau sont autant d'indicateurs de l'origine et de l'histoire des réservoirs d'eau correspondants.

- Définitions et notations

Nous ne considérerons ici que deux isotopes stables et « lourds » de la molécule d'eau, les autres étant considérés ici comme quantités négligeables : $\delta^{2}\text{H}$ dans la molécule $\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ (ou $=\text{HD}^{16}\text{O}$), et $\delta^{18}\text{O}$ dans la molécule H_2^{18}O , l'eau « ^{18}O ».

2-2-2 Fractionnement isotopiques

Le fractionnement isotopique est le phénomène qui modifie la composition isotopique d'un élément dans un certain composé par le passage de ce composé d'un état physique ou d'une composition chimique à un autre (Rothfuss, 2009), qui consiste sous l'effet de ces processus de changer le rapport d'isotope stables « $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ».

De façon précise, le fractionnement exprime une répartition de deux groupes d'isotopes selon qu'ils soient « léger » ou « lourd ».

Par exemple les isotopes stable de l'oxygène des eaux de pluies se « fractionnent » spatialement à travers les continents sous l'effet des facteurs météoriques bien connus comme la température, quantité d'eau et le facteur comme l'altitude et la distance de la mer.

Dans tous les cas, ces variations sont très faibles mais mesurables. Un fractionnement isotopique correspond soit à un enrichissement soit à un appauvrissement d'un composé ou d'une matière donnée en un isotope par rapport à une référence (standard).

Lors d'un phénomène physique de filtration (infiltration d'un fluide à travers une roche, transport de la sève dans une plante, évaporation de l'eau dans un lac), l'isotope le plus léger réagira le plus vite.

De même, lors d'une réaction chimique (entraînant la réaction des réactifs et formation des produits), l'isotope le plus léger réagira plus vite, et les produits formés au cours de cette réaction seront donc préférentiellement enrichis en cet isotope. Le rapport isotopique peut donc varier entre les états initial et final, et on parle alors de fractionnement isotopique.

2-2-3) Variations des teneurs isotopiques « deutérium ^2H » et « oxygène 18 » dans le continuum « sol-plante-atmosphère »

- Les isotopes de la composante « sol »

• Evaporation d'un sol non saturé

Barnes et Allison (1983) considèrent également le cas d'un sol non saturé. Le front d'évaporation se situe alors à une profondeur donnée Z_{fe} , où l'humidité relative est égale à 100% par définition. Ils séparent le sol en deux zones distinctes (figure 4):

- (1) La région à prédominance de transport en phase vapeur (V), située en surface.

(2) La région à prédominance de transport en phase liquide (L), située en dessous du front d'évaporation.

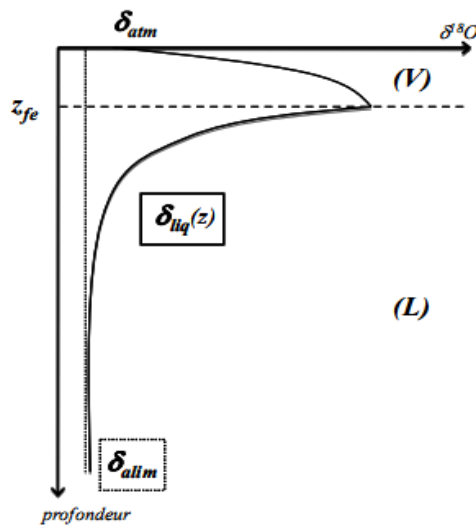


Figure 4 : Profil isotopique théorique d'un sol insaturé isotherme d'après Barnes et Allison (1983)

- **Les isotopes de la composante « Plante »**

Quand la pluie tombe sur le sol, elle s'infiltré et alors Les isotopes stables de l'eau constituent un traceur environnemental des cheminements de l'eau à travers les différents compartiments de son cycle.

En utilisant les analyses du deutérium et de l'oxygène 18, il est facile de suivre l'eau dans le continuum sol plante, puisque il n'y a pas de fractionnement isotopique lorsque l'eau passe des racines vers les tiges.

Alors, l'eau transpirée a donc une composition isotopique identique à celle prélevée à une certaine profondeur de sol $\delta_{Tr} = \delta_{alim}$ (figure 5).

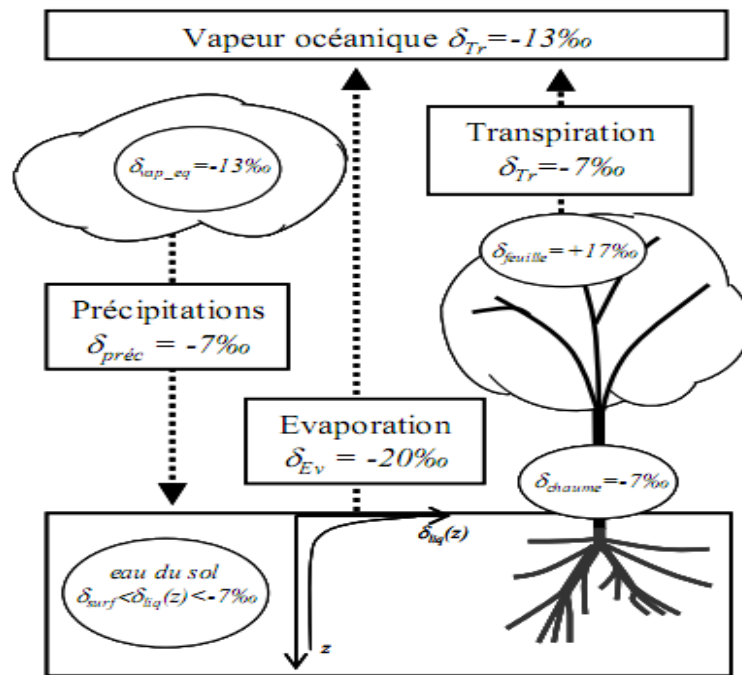


Figure 5 : Signatures isotopiques (^{18}O) des composantes de ET, des précipitations (δ_{prec}), produites par condensation de la vapeur d'eau des masses nuageuses (δ_{vap_eq}). La composition isotopique de l'eau d'alimentation de la plante est considérée identique à celle de la recharge des nappes après précipitations ($\delta_{chaume} = \delta_{prec} = -7\text{‰}$).

2-2-4) Séparation de l'évaporation et de la transpiration par la méthode Keeling plot

Keeling plot est une méthode qui permet d'estimer la signature isotopique de l'évapotranspiration (Keeling, 1958 ; Moreira et al. 1997). C'est une relation qui lie entre les signatures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ ou $\delta^2\text{H}$) et l'inverse de la concentration en vapeur d'eau dans l'atmosphère.

En considérant que la vapeur ambiante au sein de la couche limite de la couverture végétale est un mélange de l'évapotranspiration avec la vapeur régionale (il est en effet impossible, dans les conditions de terrain, de mesurer uniquement la signature isotopique issue de l'évapotranspiration car cette dernière se mélange instantanément avec la vapeur régionale). Dans ce cas, la signature isotopique de l'évapotranspiration est donnée par l'ordonnée à l'origine de la régression entre la signature de la vapeur ambiante et l'inverse de l'humidité absolue de l'atmosphère (figure 6).

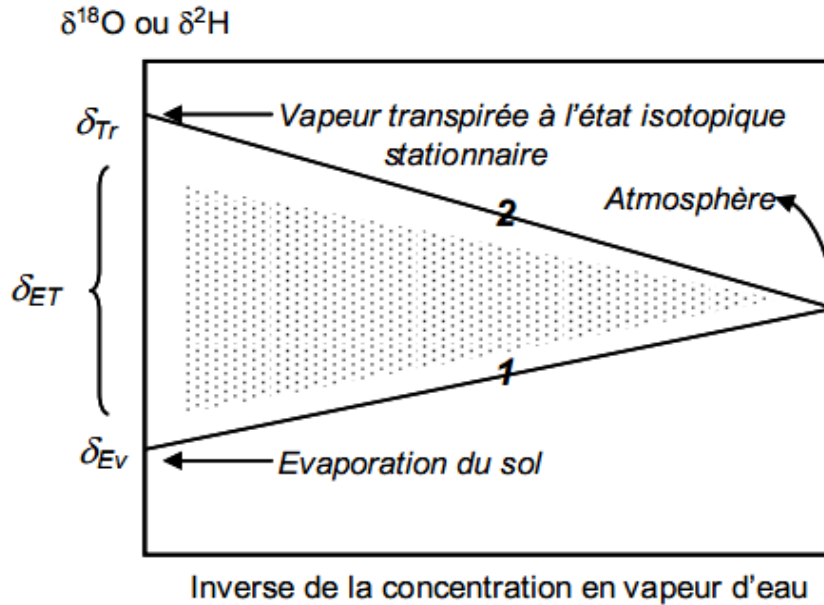


Figure 6 : Modèle de mélange des isotopes de la vapeur atmosphérique dit « Keeling Plot ».

- **La ligne 1** représente le cas d'un sol nu (100% évaporation du sol).
- **La ligne 2** représente le cas où la végétation contribue entièrement à l'évapotranspiration (100% transpiration).

L'espace intermédiaire grisé correspond à l'évapotranspiration générée par un mélange d'évaporation et de transpiration.

- **Calcul de δ_{ET}**

- **Calcul de la concentration en eau [H₂O]**

Des mesures d'humidité et de température ont été effectuées en même temps que la collecte de la vapeur atmosphérique (sur 4 niveaux), afin de pouvoir par la suite, calculer la concentration en eau par l'équation suivante (McRae, 1980):

$$\mathbf{H_2O (mmol.mol^{-1}) = 10h \frac{(Pa \exp\left(\frac{13.3185}{t} - \frac{1.9760}{t^2} - \frac{0.6445}{t^3} - \frac{0.1299}{t^4}\right))}{Pa}}$$

Où **Pa** est la pression atmosphérique standard (environ 1013,25 hPa)

t = 1-(373.15/Ta). (Ta température atmosphérique)

H : Humidité

- **Calcul de la composition isotopique du flux d'évaporation du sol δ_E (Craig et Gordon 1965)**

L'évaporation du sol et la transpiration des plantes sont les deux composantes de l'évapotranspiration. Le signal isotopique des eaux transpirées est la même que celle des tiges puisque la plante n'exerce aucun fractionnement isotopique lors de l'absorption de l'eau (Wershaw et al.1966). La composition du flux d'évaporation du sol δ_E est calculée par la formule de Craig et Gordon 1965 : (voir tableau 1).

$$\sigma E = \frac{(\alpha * \sigma_{surf} - h\sigma_{atm} - \epsilon_{eq} - (1 - h) \epsilon_k)}{\left((1 - h) + \frac{(1-h)\epsilon_k}{1000} \right)}$$

α^* : Le facteur fractionnement à l'équilibre '(dépend de la température) ;

ϵ_k : Le facteur de fractionnement cinétique ;

L'équation qui décrit ce facteur α^* est réalisée par Majoube 1971 :

$$^{18}O\alpha^+ = \frac{[1.137(10^6 / T^2) - 0.4156 (10^3 / T) - 2.0667]}{1000 + 1}$$

$$D\alpha^+ = \frac{\left(24.844 \left(\frac{106}{T^2} \right) - 76.248 \left(\frac{10^3}{T} \right) - 2.0667 \right)}{1000 + 1}$$

Merlivat 1978 a estimé ϵ_k en utilisant le rapport de diffusion de 1.0251 pour H₂O/HDO et 1.0281 pour H₂O/H₂¹⁸O, respectivement.

δ_s	Signature isotopique au niveau du front
δ_a	signature isotopique au niveau 0cm atm
h	humidité 0cm atm
T	Température au niveau du front d'évaporation
δT	signature isotopique de l'eau de la tige
δET	intersection keeling plot
α	fractionnement à l'équilibre
α^*	$1/\alpha$
ε^*	$(1-\alpha^*) \cdot 1000$
δE	signal isotopique de l'eau du sol
FT	contribution de la transpiration

Tableau 1 : Paramètres utilisés pour estimer la composition isotopique du flux

La contribution de chaque composante (évaporation et transpiration) dans le d'évapotranspiration totale est calculée par la formule suivante :

$$F_t = \frac{(\delta Et - 14.6E)}{(\delta T - \delta E)}$$

Avec : **δEt** : Intersection de la régression linéaire de ($\delta^{18}O$) et $1/[H_2O]$;

δE : Calculé avec eq Craig et Gordon ;

δT : Composition isotopique de l'eau des tiges.

II : SITE D'ETUDE ET DONNEES EXPERIMENTALES

II-1) Contexte géographique et climat de la zone d'étude

Dans ce chapitre nous allons présenter une description de notre site d'étude qui est le site R3 du blé, les instruments utilisés et les variables mesurées, ainsi que la méthodologie de traitement des données.

1-1) Description géographique du site d'étude (R3 Blé)

Le site du blé, nommé R3, est un secteur irrigué, et situé dans la région de Sidi Rahal à environ 40 km à l'Est de la ville de Marrakech dans la plaine du Haouz (figure 7). Il est traversé suivant la direction Est-Ouest par l'Oued Amassine. Ce site s'étale sur une superficie de 2800 ha dont la majorité est utilisée pour la production de céréales (1550 ha en 2002/03 et 1750 ha en 2003/04). Les plantations viennent en second plan (213.5 ha de 2002 à 2004) et sont suivies par le maraîchage et les fourrages (respectivement 15-20ha et 5ha). Les parcelles sont relativement grandes (4-5ha). Ce secteur a été aménagé par l'ORMVAH depuis 1999.

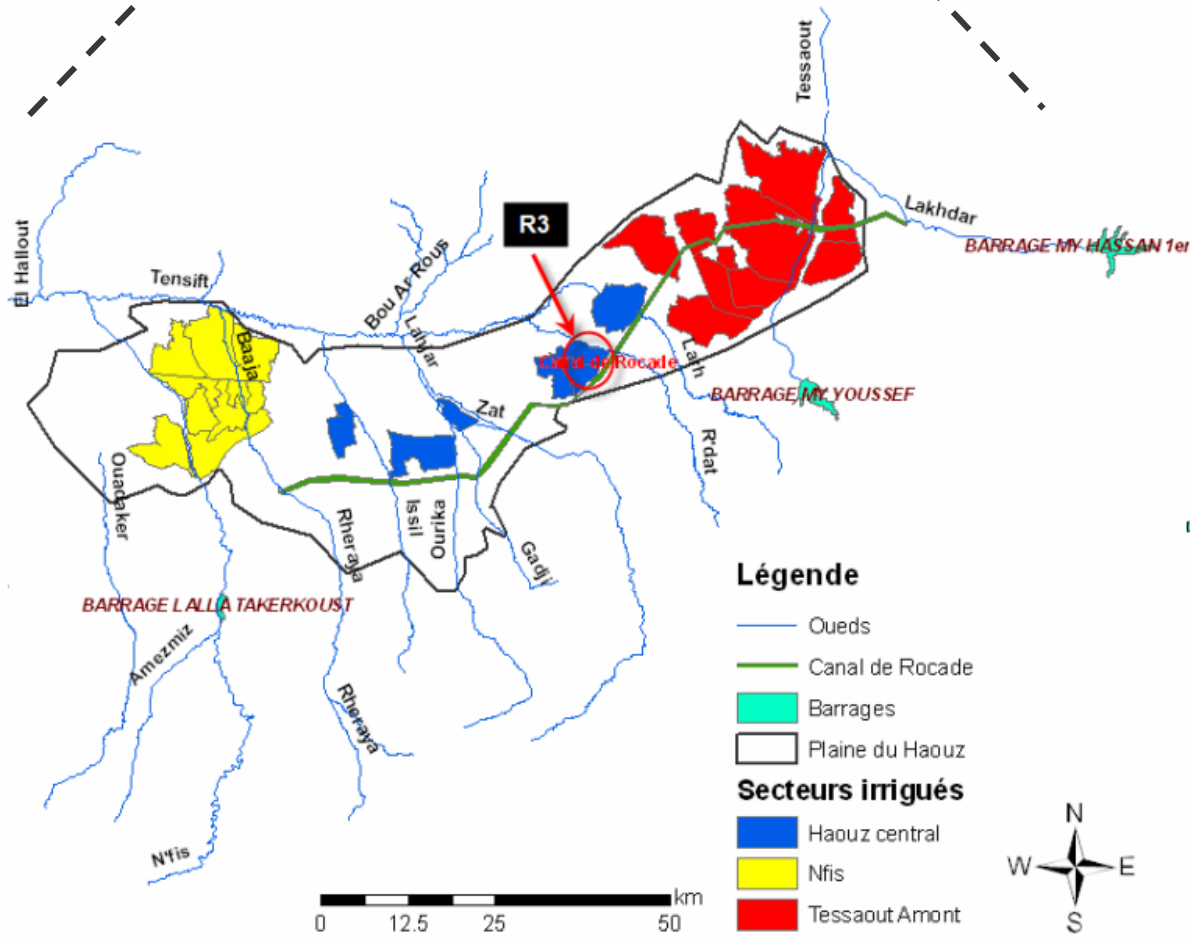


Figure 7 : Situation géographique de la zone d'étude « R3 blé »

L'eau d'irrigation utilisée est majoritairement prélevée à partir du barrage Sidi Driss. La première mise en eau de la zone a eu lieu en décembre 1999 pour l'association El Argoube (Rive gauche) et l'année suivante pour la rive droite (associations Benikarim et Aït Mohammed ouled Elgarne). L'eau est acheminée depuis le barrage Sidi Driss jusqu'à la zone R3 par le « canal de rocade » qui aboutit à 2 prises primaires : P1 pour la rive droite et P2 pour la rive gauche de la zone. Ensuite, un réseau de canaux aériens secondaires et tertiaires acheminent l'eau jusqu'aux parcelles (figure 8). L'irrigation des cultures se fait principalement par le gravitaire, à raison de 98% de l'irrigation totale. Pour cela, un aménagement préalable du terrain doit être effectué en début de saison: Il s'agit de quadriller la parcelle par des butées de terre afin de canaliser l'eau et de la faire acheminer progressivement au moment de l'irrigation.

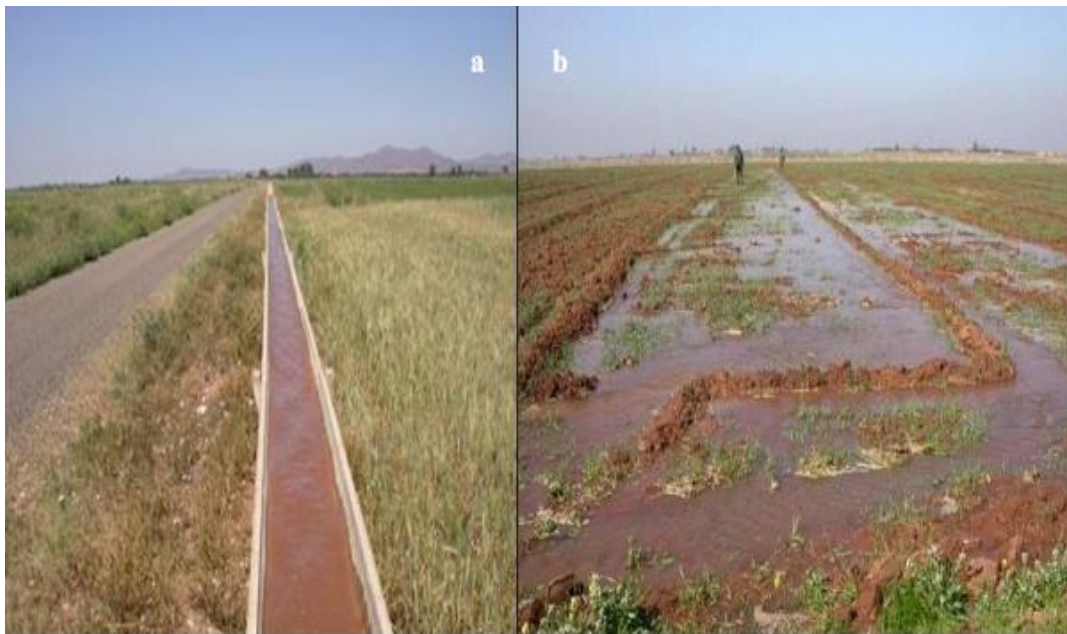


Figure 8 : Principe d'acheminement de l'eau sur la zone d'étude (zone R3), b) Irrigation de la parcelle avec la méthode gravitaire.

1-2) Conditions climatiques du site d'étude Sidi Rahal (R3 Blé)

Concernant les contraintes climatiques, la majorité des céréales est cultivée dans les régions non irriguées (zones bours).

Ces cultures sont souvent exposées à une sécheresse intermittente à n'importe quel moment de leur cycle, selon la distribution saisonnière de la pluviométrie, mais sont dans tous les cas soumises à la sécheresse de fin de cycle qui est accentuée par de fortes températures qui caractérisent cette période.

Le climat de notre zone d'étude est typiquement semi-aride, les précipitations tombent surtout en hiver et au printemps (environ 75% du total des précipitations annuelles), dès le début de Novembre jusqu'à la fin avril, avec une moyenne allant de 192 à 253 mm par an.

L'atmosphère est très sèche avec une moyenne humidité de 56% et la demande d'évaporation est très élevée (1600 mm par an), dépassant largement le rapport annuel des précipitations.

II-2) Données expérimentales

2-1) Données Micro-Météorologiques

Le site d'étude a été instrumenté par des capteurs pour mesurer les paramètres climatiques tels que: la vitesse et la direction du vent (figure 9), la température et l'humidité de l'air (vaissala) et le rayonnement net à une hauteur de 3 m. La température du sol ainsi que le flux de chaleur sensible ont été mesurés pour une profondeur de 5 cm et la température de surface a été mesurée via un thermo radiomètre dans l'infrarouge.

Pour quantifier les échanges entre le couvert végétal et l'atmosphère, un système d'EC constitué d'un 3D sonique et un krypton opérant dans une fréquence de mesure de 20Hz a été installé in situ (figure 9). Ce système est constitué d'un anémomètre sonique 3D (CSAT3, Campbell Scientific Ltd.) et un krypton. Les données brutes sont prises à une fréquence de 20Hz et enregistrées dans une centrale d'acquisition CR5000 (Campbell Scientific Ltd.) via une carte mémoire de capacité 1Go. Le site est équipé pratiquement par tout le matériel nécessaire à la mesure des variables climatiques. Il s'agit de la station météorologique qui mesure ces différentes variables météorologiques à un pas de 30 minutes. Elle est pourvue :

- D'une Sonde d'humidité qui mesure la température et l'humidité relative de l'air,
- D'un anémomètre pour mesurer la vitesse et la direction du vent,
- D'un pyranomètre qui mesure le rayonnement global (rayonnement solaire incident),
- D'un pluviomètre pour mesurer la précipitation.

Ces différents capteurs nous permettent de suivre les principaux termes des bilans hydrique et énergétique d'une manière intensive. Il s'agit des flux conductif, radiatif et convectif échangés au sein du continuum système sol-plante-atmosphère.



Figure 9 : Différents instruments installés sur le site du blé R3

2-2) Données isotopiques

Les prélèvements des échantillons dans le continuum sol-plante-atmosphère, à été effectuées durant l'année 2012 et 2013 par Ghizlane AOUADE dans le cadre de sa thèse.

Les échantillons prélevés avec l'équipe de LMI (Laboratoire Mixte International à la FSSM) et l'équipe de CNSTN (Centre National des Sciences et Technologies Nucléaires) à Rabat ont été acheminé vers le laboratoire pour extraction et analyse par spectromètre laser au CNSTN même.

2-2-1) Prélèvement des échantillons du continuum « sol-plante-atmosphère »

Le but de cet échantillonnage est de mesurer les réserves de chaque élément dans le continuum « sol- végétation-atmosphère » à l'aide des isotopes stables qui peuvent être utilisés comme traceurs.

La mission d'échantillonnage a duré 2 jours pendant l'année 2012 et 2013.

Les différentes marques réalisées in situ sont comme suit :

1. Collecte de la vapeur atmosphérique à quatre niveaux (niveau du sol, 40 cm, 2 m, 3 m).
2. Les profils du sol avec une fréquence de 2 heures.
3. Collecte des chaumes de blé pour l'analyse du signal isotopique.

Les procédures d'échantillonnage seront bien détaillées ci-dessous.

- Echantillonnage du sol

L'échantillonnage du profil du sol est effectué à l'aide d'une tarière pédologique (figure 10) qui permet le carottage d'un profil qui peut atteindre 70 cm, avec la nécessité de :

- a.** Choisir un lieu non ombragé.
- b.** Ne pas endommager une grande surface de la terre;
- c.** Maintenir le profil vertical;
- d.** Couper immédiatement le profil, en vertu d'une zone d'ombre pour éviter tout phénomène d'évaporation ;
- e.** Conserver les échantillons dans une boîte fermée qu'on doit mettre après dans un réfrigérateur.

Profil du sol est découpé en plusieurs niveaux allant de 0 à 10 cm (avec un pas de 2 cm) et de 10 à 70 cm (avec un pas de 5 cm).



Figure 10 : Échantillonnage du sol avec la tarière pédologique.

- Échantillonnage de la vapeur atmosphérique

L'échantillonnage de la vapeur se fait par une ligne en verre qui est un appareil dont le dispositif est composé de: une pompe, un débitmètre, tuyaux, filtres, pièges de verre et un Dewar pour la carboglace (-80°C) (figure 11).

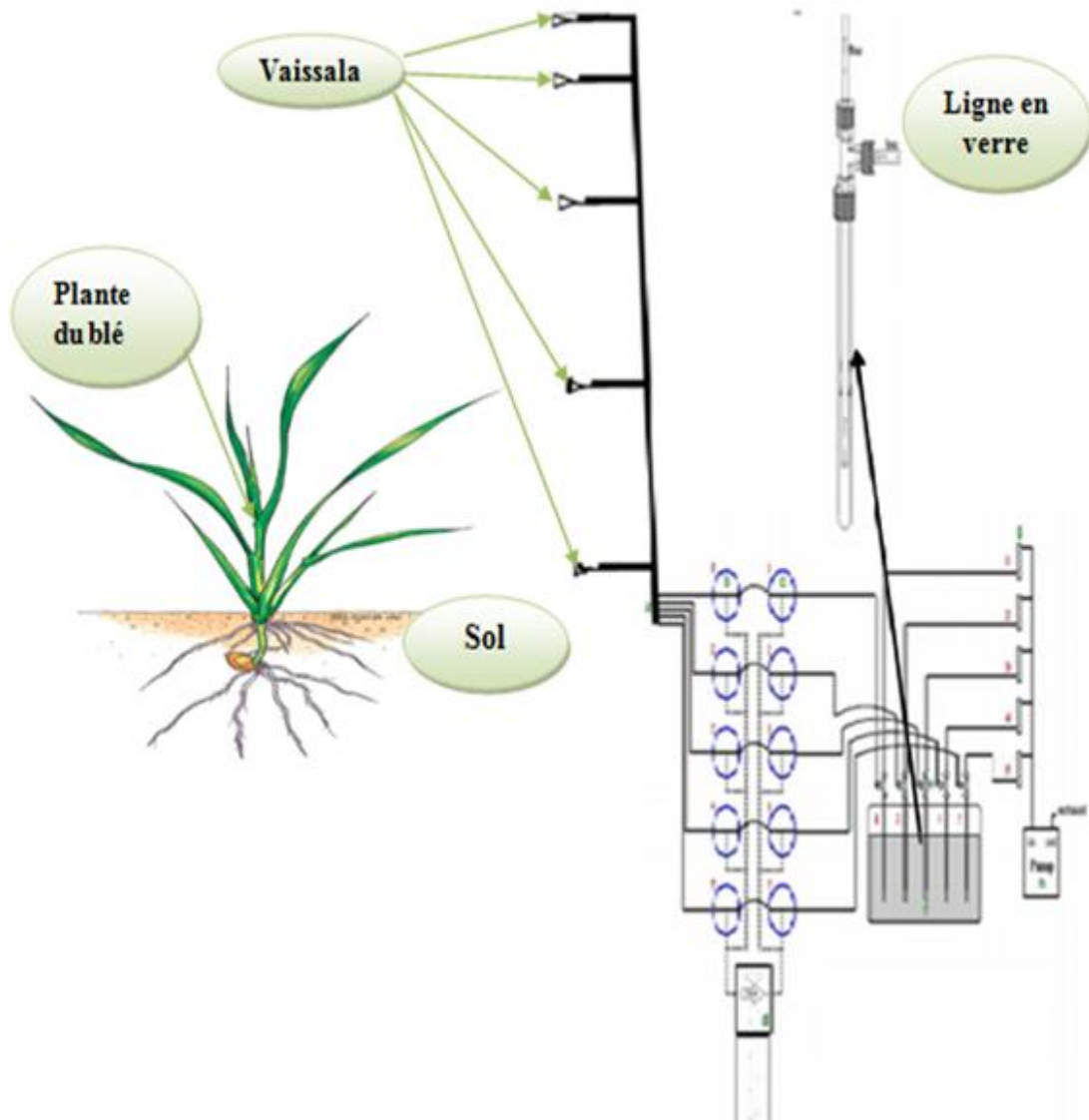


Figure 11 : Schéma de la Collecte de la vapeur d'eau atmosphérique

Les jauges d'humidité et de température sont installées sur les mêmes niveaux et sont liées à une boîte d'acquisition pour l'enregistrement de ces paramètres tous les 15 minutes pendant la période d'échantillonnage de la vapeur atmosphérique (figure 12).

Après la collecte, les échantillons sont conservés dans des tubes étanches à une température de 18 ° C afin d'éviter tout fractionnement due à l'évaporation.

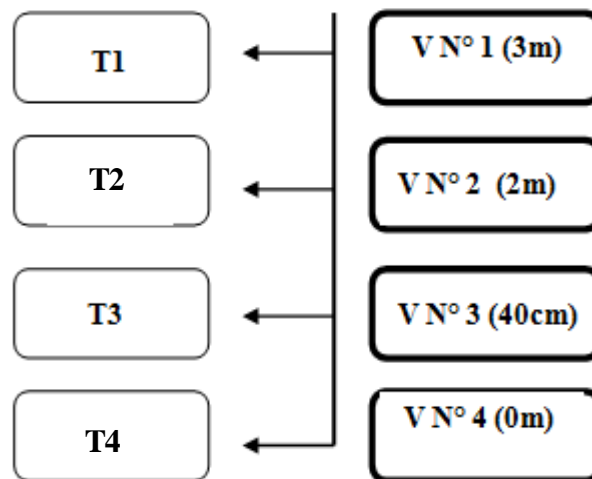


Figure 12 : Schéma d'installation des tubes d'échantillonnage (T) ainsi que les vaissala (V)

Echantillonnage de la plante

Les tiges des plantes sont collectés sans feuilles, tout en supposant qu'il n'y a pas de fractionnement isotopique en allant des racines vers les tiges, qui sont découpées en petites parties et mises dans des flacons étanches et à l'abri du soleil pour éviter l'évaporation de l'eau contenu dans les tiges.

2-2-2) Extraction et analyse isotopique des échantillons

Après la campagne d'échantillonnage sur le terrain, les échantillons acheminé vers laboratoire sont vérifiés, étiquetés puis enregistrés avec précaution dans un réfrigérateur afin de préserver l'eau, avant de les faire passer profil par profil dans la ligne de distillation sous vide.

l'eau du sol est extraite par distillation sous vide, se fait par réchauffement des échantillons jusqu'à vaporisation de l'eau qui sera piégée par des pièges d'Azote liquide, ensuite l'eau est récupérée dans des flacons spécifiques pour les analyses isotopiques par spectromètre laser.

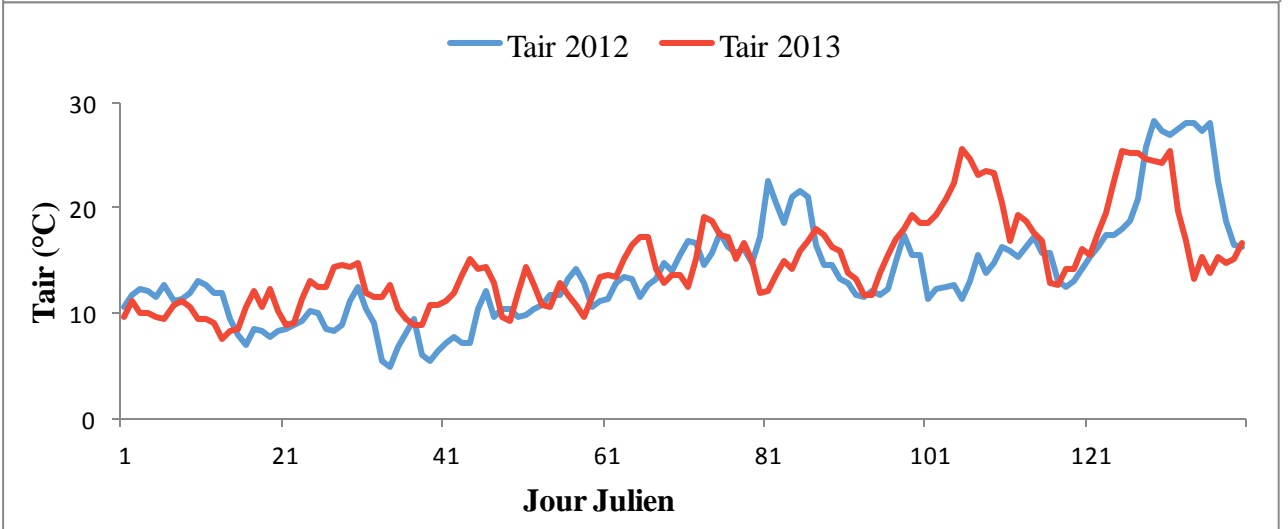
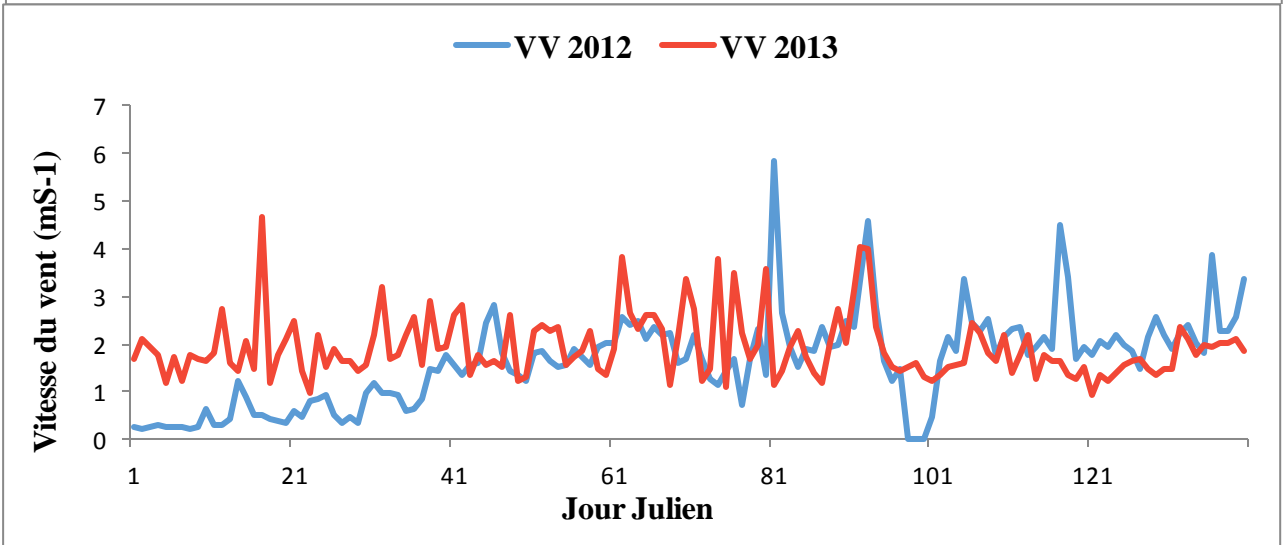
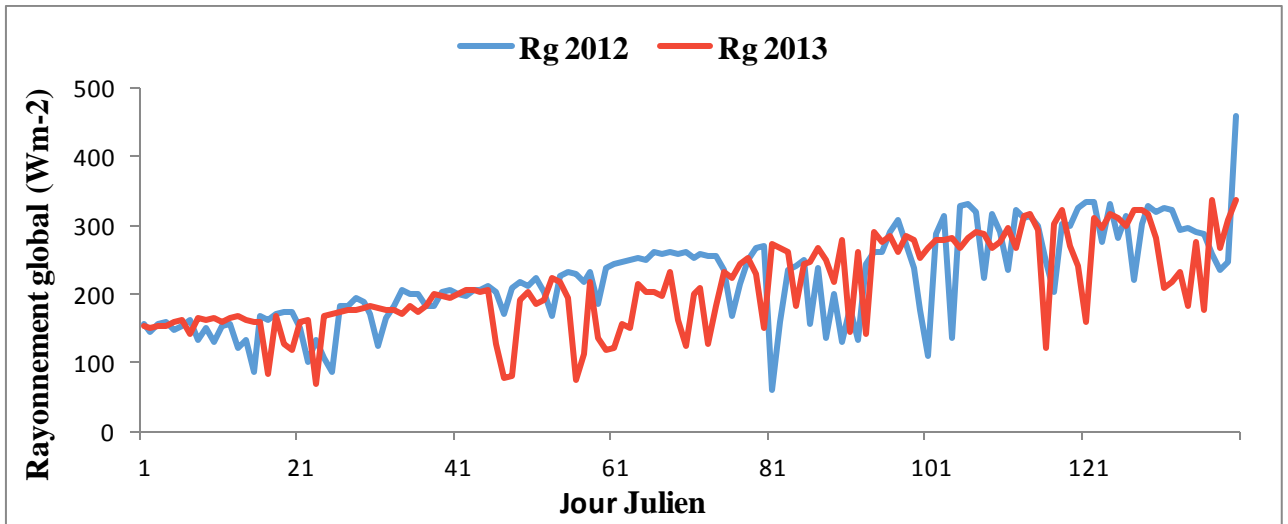
III : RESULTATS ET DISCUSSIONS

III-1) Résultats de l'Eddy covariance

1-1 Variables météorologiques

La figure 13 présente les évolutions journalières des variables climatiques à savoir : le rayonnement global (Rg), la température de l'air (Ta), l'humidité relative (HR), la pluie et la vitesse du vent (Vv) durant les deux saisons 2012 et 2013. L'analyse de l'évolution de la température journalière durant les saisons montre bien l'hétérogénéité de la température d'une année à une autre. La différence journalière peut atteindre 14.7 °C. Cependant, lorsqu'on raisonne à l'échelle saisonnière, on a relevé que la l'année 2013 est plus chaude que l'année 2012 avec une différence d'un 1°C. Pour l'humidité de l'air, on remarque que l'année 2013 est plus humide que l'année 2012 avec des moyennes saisonnières de l'ordre de 56,59% et 67% pour les 2012 et 2013 respectivement. Cette différence est très remarquable pour la période située entre les jours juliens 49 et 85. Pour la vitesse du vent, nous avons relevé une grande différence qui alterne selon les périodes de la saison. Par exemple, pour la période située entre les jours juliens 3 et 43, la vitesse du vent enregistrée en 2013 est largement supérieure à celle mesurée en 2012 avec des valeurs moyennes de l'ordre de 0.62 et 1.92 m/s pour les années 2012 et 2013 respectivement. Vers la fin de la saison agricole, on remarque une légère augmentation de la vitesse en 2013 avec une différence moyenne de l'ordre de 1.2 ms-1.

Le cumul de la pluviométrie présente une irrégularité intra annuelle et interannuelle (figure 13). Les cumuls enregistrés sont de l'ordre de 209 et 82 mm pour les années 2013 et 2012 respectivement. On peut remarquer clairement que le cumul observé en 2012 est en dessous de la moyenne dans la région de Tensift Alhaouz, ceci nécessite d'apporter plus d'irrigations par rapport à l'année 2013 afin d'avoir un bon rendement. Donc on peut conclure que cette analyse vient de confirmer l'irrégularité de la pluviométrie au niveau du bassin de Tensift Alhaouz.



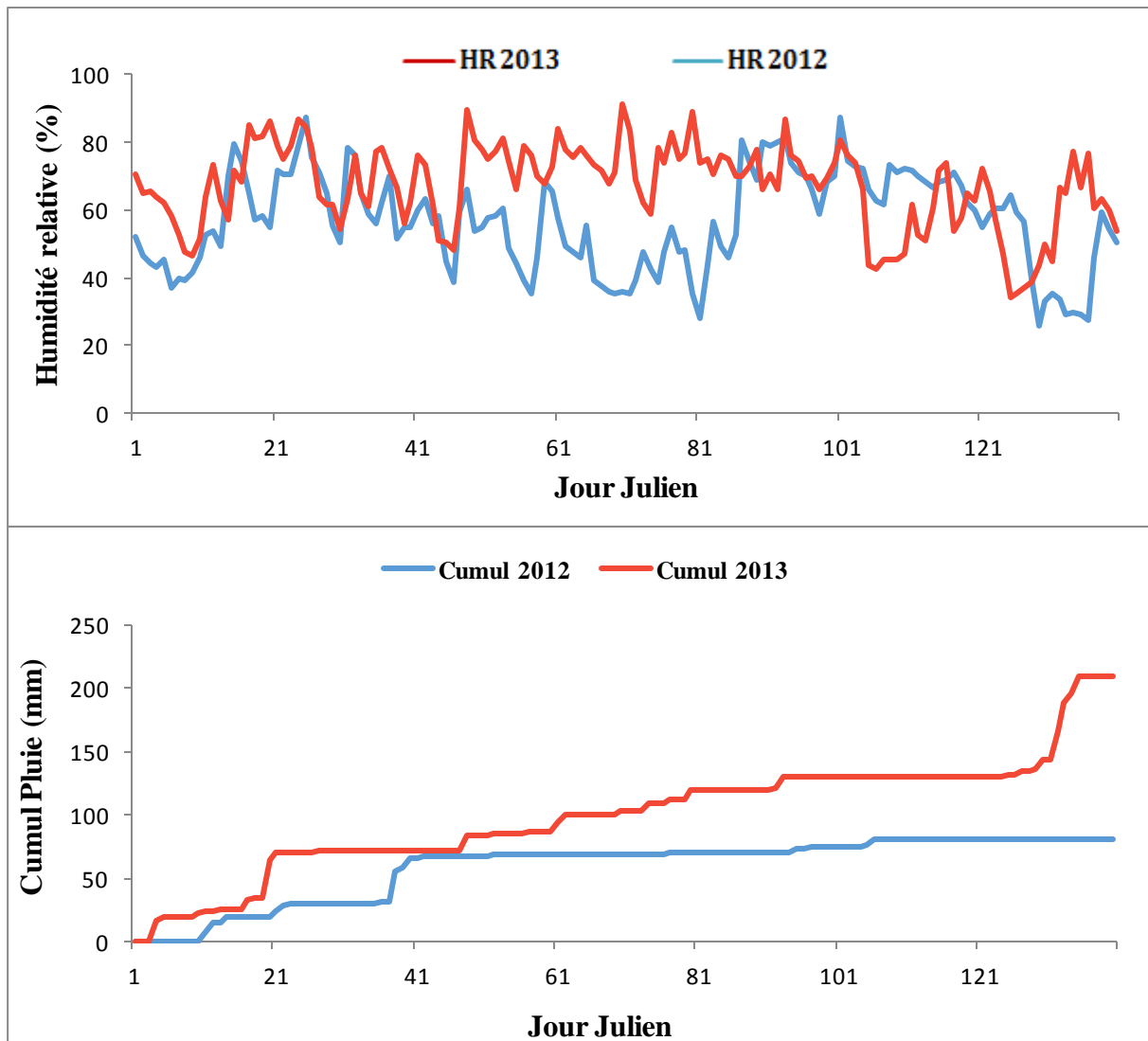


Figure 13 : Evolution journalière des variables climatiques (Tair, Vv, Rg, Hr, P) de l'année 2012 et 2013.

1-2 Evapotranspiration de référence ET_0

L'ensemble de ces différences relevées dans les paramètres climatiques va certainement influencer l'évapotranspiration de référence (ET_0) qui dépend de ces derniers. La figure 14 présente l'évolution journalière d' ET_0 pour les deux saisons 2012 et 2013. A noter qu' ET_0 a été calculée en adoptant l'approche de Penman–Monteith. D'après l'analyse de cette figure, on remarque que les évolutions journalières d' ET_0 pour les deux saisons ont une allure typiquement similaire à celle d'une région semi-aride Méditerranéenne (Er-Raki, 2007) avec des valeurs faibles en hiver et des valeurs importantes vers la fin de la saison agricole qui représente le début de la saison d'été.

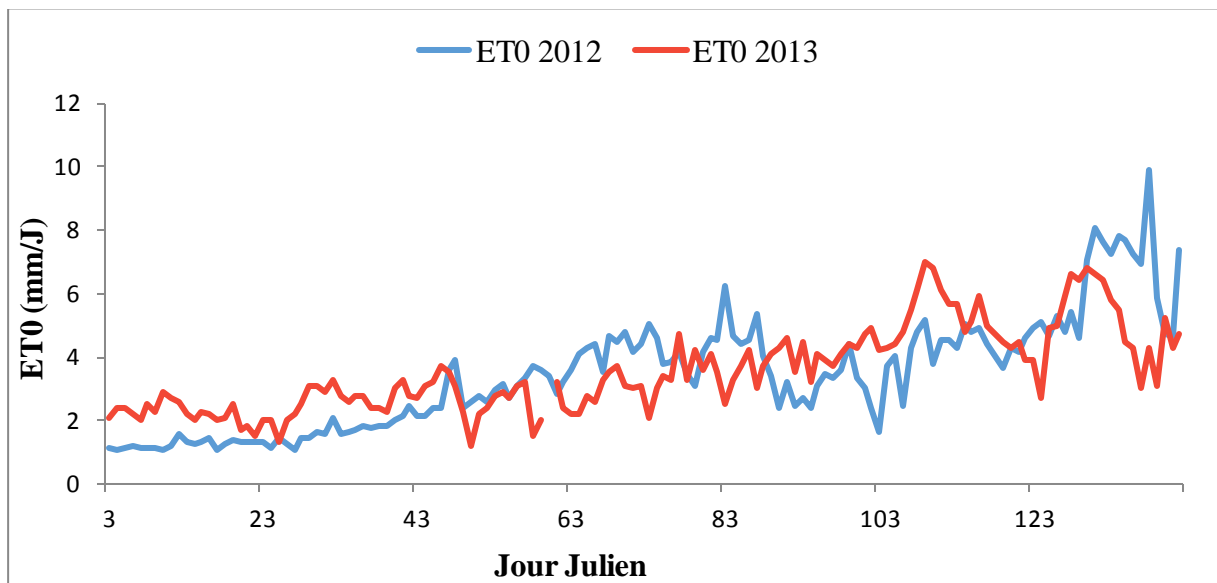


Figure 14 : Evolution journalière d'ET₀ pour les deux saisons 2012 et 2013.

1-2) Evapotranspiration réelle ETR :

La figure 15 présente l'évolution journalière de l'évapotranspiration mesurée par le système d'Eddy covariance durant les deux saisons agricoles 2012 et 2013. A noter que pour l'année 2012 nous disposons que 55 jours de mesure d'ETR à cause d'un mauvais fonctionnement du système d'Eddy Covariance. Donc pour calculer la valeur moyenne journalière d'ETR, nous n'avons utilisé que les jours dont on dispose des données complètes. D'après l'analyse de cette figure, nous avons relevé que les valeurs d'ETR dépendent fortement du stade du développement de la culture du blé. Les valeurs d'ETR varient entre 0.29 et 5.54 mm/j avec une moyenne saisonnière de l'ordre de 2.46mm/j.

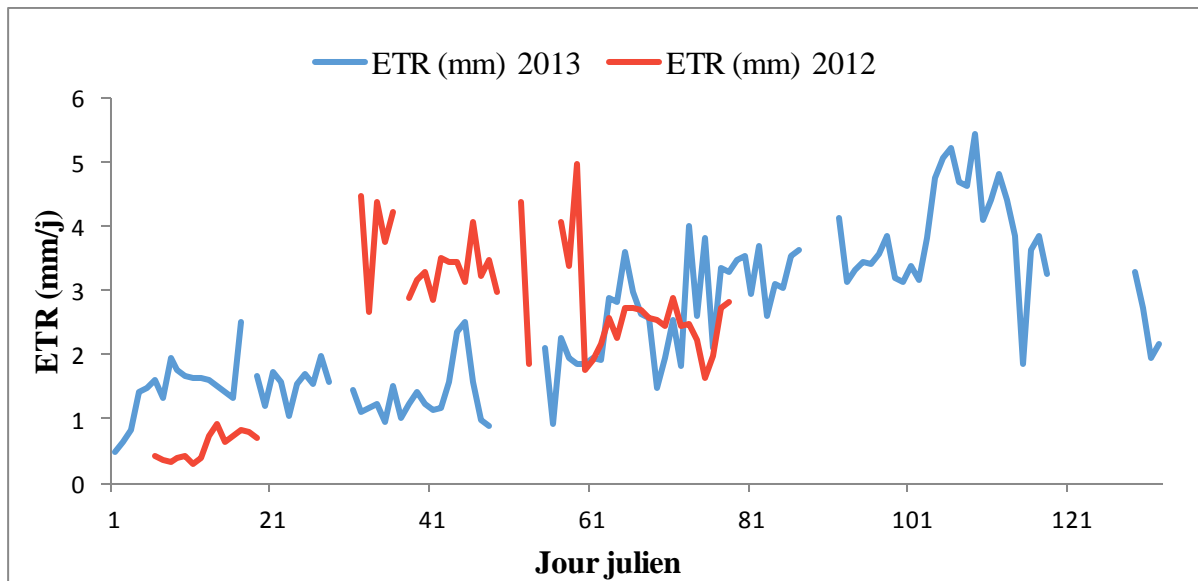


Figure 15 : Evolution journalière de l'évapotranspiration mesurée par le système d'Eddy covariance durant les deux saisons agricoles 2012 et 2013.

III-2) Résultats isotopiques

2-1) Signature isotopique du sol

la figure ci-dessous présente les profils des compositions isotopiques de l'eau du sol prélevés à midi, qui montrent un enrichissement isotopique en surface pour les sols non saturés (Barnes et al., 1983).

L'enrichissement isotopique dû à l'évaporation se produit à la surface du sol et atteint parfois des couches de plus en plus profondes par infiltration de l'eau, et ce, suite au phénomène de la rétrodiffusion (diffusion vers le bas de l'excès d'isotopes en surface), qui provoque dans quelques cas, la migration du front d'évaporation (f_e) vers les couches sous-jacentes.

Le front d'évaporation est présenté par le pic d'enrichissement (teneurs en isotopes lourds les plus élevées), tel que pour la date 23 février 2012 le pic est enregistré à une profondeur de 5,5 cm avec une valeur de -5,72 ‰ et pour le 11 avril 2013 la teneur la plus élevée est de l'ordre de -4,55 ‰ enregistrée à une profondeur de 4,5 cm.

En avançant en profondeur, les teneurs isotopiques diminuent pour atteindre une valeur moyenne, sensiblement constante à partir de 40 cm pour le premier jour d'étude et 10 cm pour le deuxième jour.

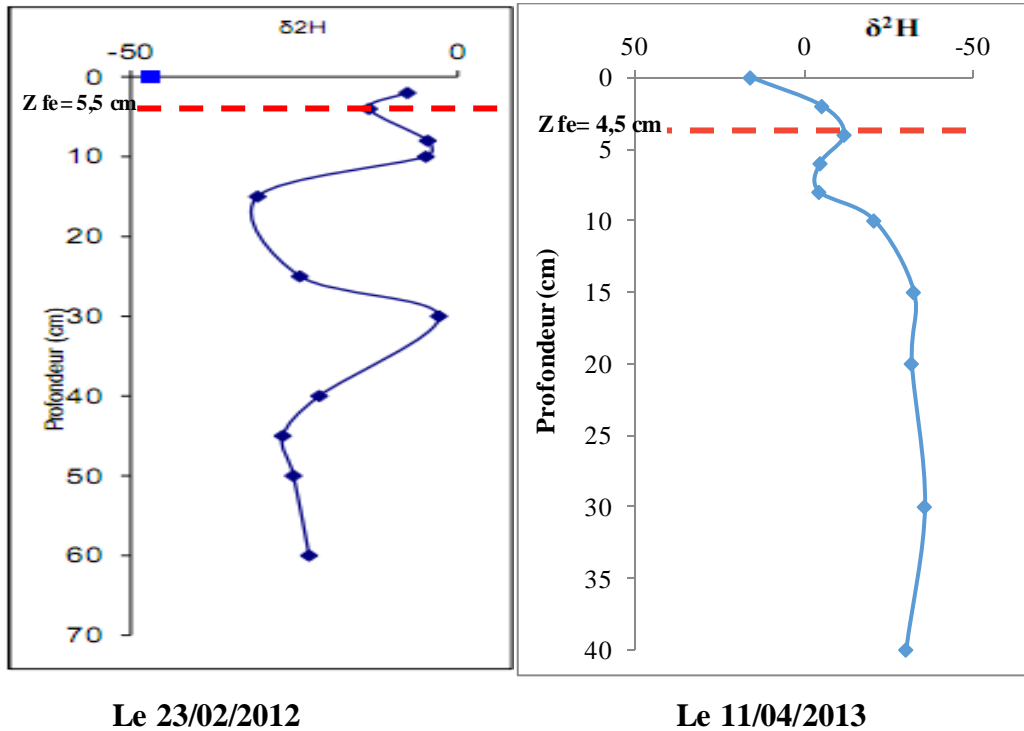


Figure 16 : Evolution des teneurs en ^2H de l'eau du sol échantillonné à midi en fonction des profondeurs (23/02/12 et 11/04/13).

2-2) Signature isotopique de l'atmosphère

La figure 17 présente les différentes valeurs de la composition isotopique de la vapeur d'eau prélevée à 4 niveaux à midi dans l'atmosphère du couvert, durant les 2 jours d'échantillonnage pendant l'année 2012 et 2013.

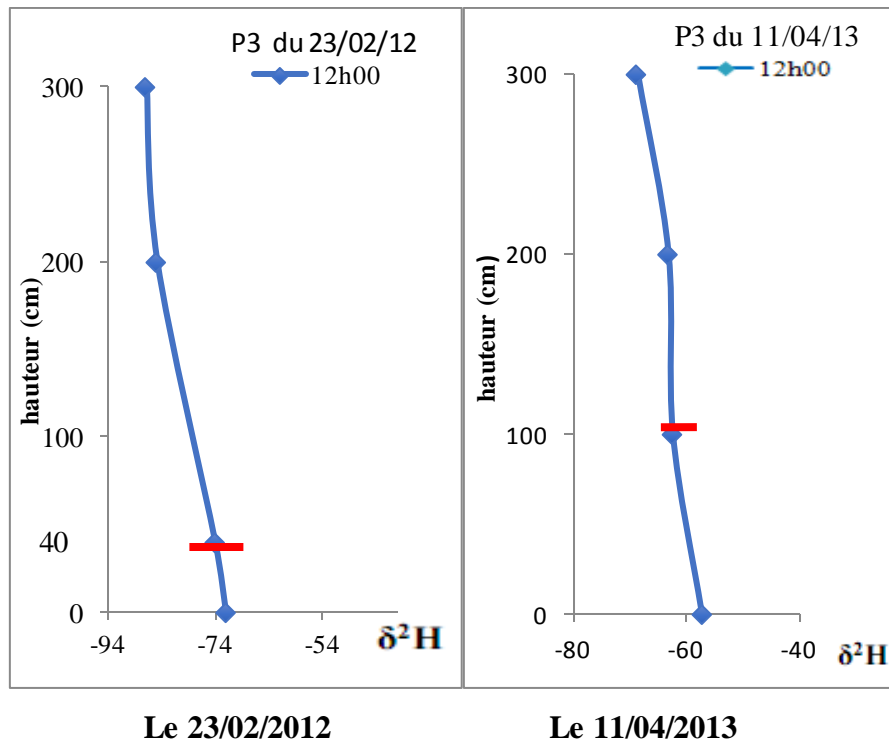


Figure 17 : Evolution comparée des teneurs en 2H de la vapeur d'eau atmosphérique à différentes hauteurs (0cm, 40cm, 1m, 2m et 3m)

Les profils obtenus montrent une hétérogénéité spatio-temporelle. Du bas en haut, on remarque un appauvrissement du signal isotopique (-71.96‰ à -87.01‰ pour le 23 février 2012 et -57,03‰ à -68,71‰ pour le 11 avril 2013). C'est-à-dire on a un enrichissement en isotopes lourds dans le sol et un appauvrissement au niveau de l'atmosphère.

2-3) Signature isotopique de la plante

A midi et comme il a été bien expliqué dans les chapitres précédents, on considère qu'il n'y a pas de fractionnement isotopique dans la plante et que la transpiration est maximale à cette heure-ci, ce qui traduit que l'eau pompée par les racines impose la composition isotopique de l'eau d'alimentation de la culture soit le signal d'entrée dans la plante (tableau 2).

L'eau d'irrigation des plantes est une eau de surface, prélevée du canal aérien d'irrigation et analysée par le spectromètre laser. Sa composition isotopique est approximativement $\delta^2\text{H} = -30\text{‰}$ pour le 23/02/2012 et $\delta^2\text{H} = -44\text{‰}$ pour la date 11/04/2013.

Date et heure		$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$
<u>23/02/2012</u>	12h30	-27,29

Date et heure		$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$
<u>11 /04/2013</u>	12h40	-42,25

Tableau 2 : Teneurs en ^2H de l'eau des tiges échantillonnées à midi.

2-4 Contribution de l'évaporation et de la transpiration dans l'évapotranspiration

- Séparation de E et T par la technique « Keeling plot »

La technique du Keeling plot permet de déterminer la contribution de chaque composante (évaporation et transpiration) dans la composante principale de perte d'eau: évapotranspiration.

- Keeling plot $\delta^2\text{H}$ en fonction de $(1/ [\text{H}_2\text{O}])$

la signature isotopique d'évapotranspiration « δ_{ET} » est déterminée tout en utilisant l'inverse de la concentration de la vapeur ($1/[\text{H}_2\text{O}]$) lors des périodes d'échantillonnage de chaque hauteur, et les valeurs isotopiques de la vapeur d'eau ($\delta^{18}\text{O}$ ou $\delta^2\text{H}$) collectée à la hauteur correspondante et δ_{ET} correspond à l'intersection de la relation linéaire du mélange isotopique (figure 18).

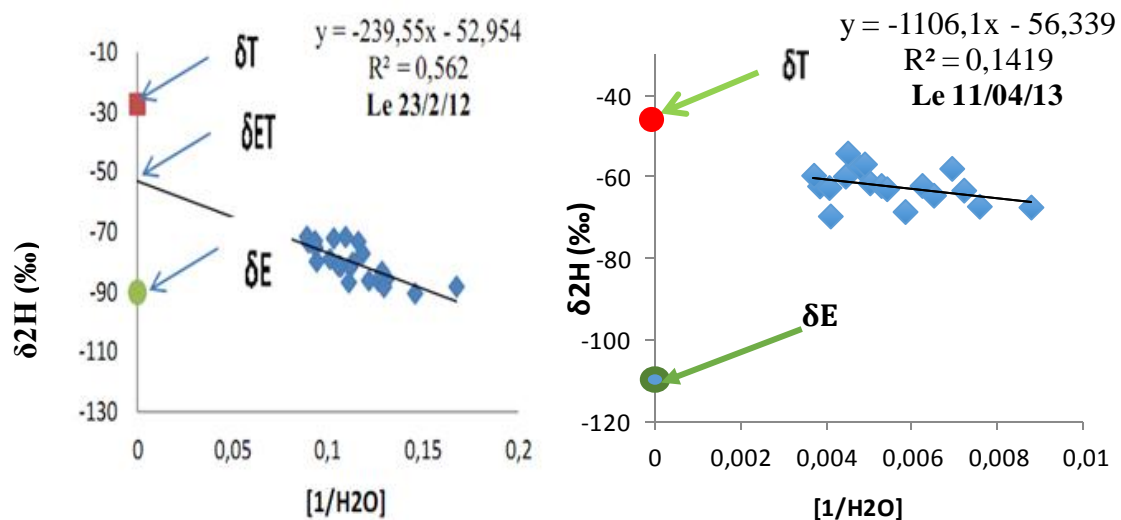


Figure 18 : Keeling plot $\delta^2\text{H}$ en fonction de $(1/ [\text{H}_2\text{O}])$

- **Calcul des paramètres isotopiques du flux de l'évapotranspiration « δ_{ET} »**

Le tableau suivant présente des résultats calculés par plusieurs modèles cité dans le premier chapitre, par exemple La composition du flux d'évaporation du sol δ_E est calculée par la formule de Craig et Gordon 1965, le facteur α^* est réalisée par Majoube 1971 et Merlivat 1978 a estimé ϵ_k .

δ^2H	$\delta_s\text{‰}$	$\delta_a\text{‰}$	H	T en kelvin	δ_T	δ_{ET}	α	α^*	ϵ^*	ϵ_k	$\delta E\text{‰}$	FT	FE
<u>23/02/12</u>	-5,72	-68,22	0,46	297,02	-27,29	-52,95	1,08	0,93	74,58	1,03	-90,09	59%	41%
<u>11/04/13</u>	-4,55	-57,03	0,60	300,93	-42,25	-56,33	1,08	0,92	74,04	1,03	-112,06	79%	21%

Tableau 3 : Paramètres utilisés pour estimer la contribution de l'évaporation et de la transpiration dans le flux de l'évapotranspiration pendant 2 jours d'échantillonnage 23/02/12 et 11/04/2013.

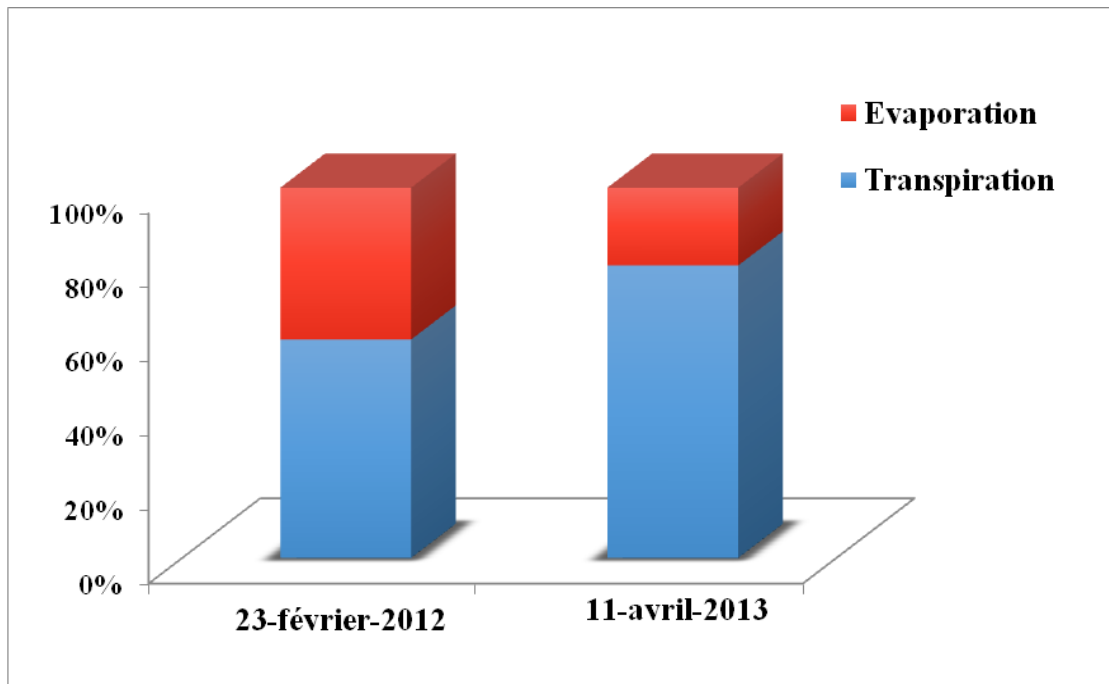


Figure 19 : Diagramme représentant la contribution de l'évaporation et de la transpiration durant les 2 jours d'étude.

Durant les 2 jours d'échantillonnage pour les 2 années d'études 2012 et 2013, la contribution de la transpiration dans l'évapotranspiration totale est de 59% pour la date du 23 février 2012 et de 79% pour le 11 avril 2013 (tableau 3), pour la culture du blé aux différents stades de développement (émergence et maturité respectivement).

Pour les deux cas, la transpiration de la plante est la première source et l'évaporation du sol est la deuxième source. Ce qui confirme l'efficacité du système d'irrigation utilisé.

CONCLUSION

L'objectif principal de ce travail consiste en la partition de l'évapotranspiration en évaporation du sol et transpiration de la végétation, pour contribuer à l'amélioration de la gestion de l'eau d'irrigation de la culture de blé dans la plaine semi-aride du Tensift El Haouz de Marrakech.

Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à la comparaison de deux méthodes de mesure de l'évapotranspiration : la méthode isotopique « Keeling plot » et l'Eddy covariance.

La première méthode confirme la forte hétérogénéité isotopique du cycle de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère. L'eau du sol, bien qu'échappant en partie à l'évaporation du fait de la densité du couvert végétal, voit sa composition isotopique s'appauvrir en isotopes lourds dans les premiers centimètres, au cours de la journée. On peut attribuer cette évolution essentiellement aux remontées capillaires provoquées par le pompage racinaire.

De même et pour la même raison, il y a une modification isotopique au niveau de l'eau de la tige: il semble que l'on puisse considérer l'eau à ce niveau comme le véritable signal isotopique d'entrée dans la plante.

L'hétérogénéité isotopique enregistrée dans les teneurs en isotopes lourds de la vapeur d'eau atmosphérique est liée essentiellement à la transpiration. Celle-ci, restituée dans l'atmosphère une vapeur dont la composition isotopique est identique à celle de l'eau du sol, et en fait de l'eau de la tige.

En outre, les mesures effectuées par le système Eddy covariance ont montré que les évolutions journalières d' ET_0 pour les deux saisons ont une allure typiquement similaire à celle d'une région semi-aride Méditerranéenne (Er-Raki, 2007) avec des valeurs faibles en hiver et des valeurs importantes vers la fin de la saison agricole qui représente le début de la saison d'été et que les valeurs d'ETR dépendent fortement du stade du développement de la culture du blé.

Ces résultats permettent d'espérer pouvoir quantifier dans un proche avenir la part respective de la vapeur d'eau transitant par les stomates par rapport à la vapeur d'eau régionale, voire océanique. Ce type d'étude devrait également permettre d'examiner avec plus de précision les échanges existants entre l'atmosphère libre et celle du couvert végétal, et en particulier les effets liés à la turbulence du milieu.

L'ensemble des résultats obtenus dans ce travail est d'une grande utilité pour les décideurs en matière de gestion de l'eau d'irrigation dans la mesure où ils vont leur permettre d'estimer les besoins réels en eau des cultures et ainsi d'améliorer l'efficacité d'irrigation dans une région qui souffre d'une pénurie d'eau.

Comme perspectives pour ce travail, on propose :

1- Une comparaison des données issues de l'étude du champ durant les autres phases de développement.

2- Une exploitation des données issues de l'expérience effectuée sur le site d'abricotier afin de tester la performance de la méthode isotopique sur les végétaux supérieures.

3- L'utilisation de la technique isotopique pour la validation de modèles assez complexe de type SVAT (Sol Vegetation Atmosphere Transfer)

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allen R.G., Pereira L.S., Raes D. and Smith M., (1998). Crop Evapotranspiration— Guidelines for Computing Crop Water Requirements, Irrigation and Drain, Paper No. 56. FAO, Rome, Italy, 300 pp..
- Aouade G., (2012) - La partition de l'évapotranspiration en évaporation du sol et transpiration de la végétation dans le continuum « Sol-Plante-Atmosphère » pour une culture de blé dans la région du Haouz : Techniques isotopiques et modélisation. Rapport master, Université Cadi Ayyad, 118 Pp..
- Barnes C. J. and Allison, G.B., (1983).- The distribution of deuterium and ^{18}O in drysoils, 1.Theory. J. Hydrol., Elsevier B. V., 60: 141-156 pp.
- Burba G., and Anderson D., (2007). « Introduction to the eddy-covariance », General guidelines, and conventional workflow Li-Cor Biosciences. 35-37 pp.
- Burgess T., B.D. Wingfield and M.J. Wingfield, (2001). - Comparison of genotypic diversity in native and introduced populations of *Sphaeropsis sapinea* isolated from *Pinus radiata*. Mycol. Res., 105: 1331-1339 pp.
- Chehbouni A., Escadafal R., Boulet G., Duchemin B., Simonneaux V., Dedieu G., Mougenot B., Khabba S., Kharrou H., Merlin O., Chaponnière A., Ezzahar J., Er- Raki S., Hoedjes J., Hadria R., Abourida H., Cheggour A., Raibi F., Hanich L., Guemouria N., Chehbouni Ah., Oliosio A., Jacob F. and Sobrino J., (2008). The Use of Remotely Sensed data for Integrated Hydrological Modeling in Arid and Semi-Arid Regions: the SUDMED Program. Int. J. Remote Sens. Vol.29,(17-18), 5161–5181pp.
- Craig H., (1961). Isotopic variations in meteoric waters, *science*. 133:1702-1703 pp.
- Craig H. and Gordon L.I., (1965) - Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere, *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleo-Temperatures* (E. Tongiorgi, Ed.), Pisa, Lab.Geol. Nucl. 9 – 130 pp.
- Er-Raki S., (2007) - Estimation des besoins en eau des cultures dans la région de Tensift AL Haouz : Modélisation, Expérimentation et Télédétection. Thèse de Doctorat, Université Cadi Ayyad Marrakech, 112 pp.

- Ezzahar J., (2007) - Spatialisation des flux d'énergie et de masse a l'interface biosphère-atmosphère dans les régions semi-arides en utilisant la méthode scintillation. Thèse, Faculté des sciences – As-samlalia, Marrakech. 13-14 pp.
- Gonfiantini R., (1978) -Standars of stable isotope measurement in natural compounds. Nature. 271: 534-536 pp.
- Granier A., (1985) -A new method of sap flow measurements in tree stems. Annales des Sciences Forestiers, institute of international Biological Programme at the Departement of Forest Botany and Phytocoenology, Faculty of Forstry, University of Agriculture, Brno, 42:193-200 pp.
- HEINESCH B., (2007) - mesure et analyse du transport advectif de CO₂ dans une forêt sur versant , Dissertation originale présentée en vue de l'obtention du grade de Docteur en environnement, Faculte Universitaire des Sciences Agronomiques de Gembloux, Gembloux, Belgique. 51 pp..
- Hoedjes J.C.B., Chehbouni A., Ezzahar J., Escadafal R., De Bruin H.A.R., (2007) - Comparison of Large Aperture Scintillometer and Eddy Covariance Measurements: Can Thermal Infrared Data be Used to Capture Footprint Induced Differences? Journal of Hydrometeorology, 8: 144–159 pp.
- Jardan L., MARCHANE A., HANICH L. et BOUDHAR A. (2011). - Caractérisation de l'enneigement sur L'Atlas Marocain par le captur modis et relation avec le climat. Société française de photogrammétrie et de télédétection, Saint Mandé, France. 1768-9791 pp..
- Katerji N ; Perrier A., (1983) - Modélisation de l'évapotranspiration réelle ETR d'une parcelle de luzerne : rôle d'un coefficient cultural. Agronomie 3(6): 513-521 pp.
- Keeling C.D., (1958) - The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air. Geochim. Cosmochim. Acta. 24, 277-298 pp.
- Majoube M., (1971) -Fractionnement en oxygène-18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. Journal de Chimie Physique 68: 1423-1436 pp.
- Marshall DC., (1958) -Measurement of sap flow in conifers by heat transport. Plant Physiol 33: 385-396 pp.

- McRae G.J., (1980) -A simple procedure for calculating atmospheric water vapor concentration. J. Air Pollution Control Association 30: 394-396 pp.
- Merlivat L., (1978) -Molecular diffusivities of H₂¹⁶O, HD¹⁶O, and H₂¹⁸O in gases. J. Chem. Phys. 69, 2864-2871 pp.
- Moreira M.Z., Sternberg L.d.S.L., Martinelli L.A., Victoria R.L., Barbosa E.M., Bonates L.C.M. et Nepstad D.C., (1997) -Contribution of transpiration to forest ambient vapour based on isotopic measurements. Global Change Biology. Glob. Change Biol. 3, 439-450 pp.
- Musy A., (2005) - <http://echo2.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre4/main.html>
- Pnue Pam Plan Bleu, 2004. - L'eau des Méditerranéens: situation et perspectives. PNUE/PAM, Athenes , 105.
- Rothfuss M. Y., (2009) -Partition de l'Evapotranspiration réelle en Evaporation du sol et transpiration du couvert végétal à partir du traçage isotopique (18O) en milieu contrôlé : expérimentation et modélisation SiSPAT_Isotope.15-21 pp.
- Van D. , Brignole M., Alboni P., David G. Benditt, Bergfeldt L., Blanc J.J., Thomsen P. E. B., J., Fitzpatrick A., Hohnloser S., Janousek J., Kapoor W., Kenny R. A., Kulakowski P., Masotti G., Moya A., Raviele A., Sutton R., Theodorakis G., Ungar A., Wieling W. (2004).- Guidelines on management (diagnosis and treatment) of syncope. Vol 25 : 2054-2072 pp..
- Williams D.G., W. Cable K. Hultine J.C.B. Hoedjes E.A. Yepez V. Simonneaux S. Er-Raki G. Boulet H.A.R. de Bruin A. Chehbouni O.K. Hartogensis and F. Timouk. (2004) - Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. Agric. For. Meteorol. 125: 241-258 pp.
- Yepez E.A., D.G. Williams, R.L. Scott and G.H. Lin. (2003) -Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor. Agric. For. Meteorol. 119: 53-68 pp.
- Zimmerman U., Ehhalt D. and Munich K.O. (1967) -Soil water movement and evapotranspiration. Changes in the isotopic composition of the water. "Isotopes in hydrology 1967", IAEA, Vienna, 567 pp.

Zimmerman U., Munich K.O., and Roether W. (1967) -Downward movement of soil moisture traced by means of hydrogen isotopes. "Isotopes techniques in the hydrologic cycle", Ann. Geophys. Union, Washington D.C., 28 pp..