



Université Cadi Ayyad
Faculté des Sciences et Techniques Marrakech
Maroc

MÉMOIRE

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

Le Master :
«Eau et Environnement»

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

Présenté par :
AOUADE GHIZLANE

Encadrée par:

Mr. BENKADDOUR Abdelfattah
Mr. AMENZOU Nouredine
Mr. EZZAHAR Jamal

Examiné par:

Mr. HANICH Lahoucine
Mr. SAIDI Mohamed El Mehdi
Mr. JARLAN Lionel

Dédicace

A mes chers parents,

Aucun mot ne saurait exprimer ce que je ressens pour vous.

A mon cher frère,

Pour son soutien, accompagnement et présence

A mes chers amis,

Je vous exprime toute ma gratitude et toute ma reconnaissance.

A tous ceux qui me sont chers,

Respect et amour sans cesse.

Remerciements

Ce projet est le fruit de quatre mois de stage passés au sein de l'Unité Eau et Climat au Centre National de l'Energie, des Sciences et des Techniques Nucléaires (CNESTEN) dont j'adresse mes profonds respects et mes salutations les plus distinguées à Monsieur **MARAH Hamid** chef d'unité Eau et Climat pour avoir mis à ma disposition toutes les ressources nécessaires pour réussir mon travail de recherche.

J'adresse mes profonds respects et mes salutations les plus distinguées aussi à 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.

Je tiens à remercier sincèrement Messieurs **BENKADDOUR Abdelfattah** professeur à la faculté des sciences et techniques Marrakech, **AMENZOU Noureddine** et **EZZAHAR Jamal**, Chercheurs au CNESTEN, 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 remercie 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.

Ces remerciements ne seraient pas complets sans une pensée chaleureuse à **ELMOUQRANI Loubna** , **BOUZIDI Saliha**, **RAIBI Fatima**, **TAOUS Fouad**, **ELGHALI Tibari** ,**TOUMI jihad** **ELHAMZAOUI Mehdi** et **SAADI Redouane** qui m'ont porté une grande assistance de près et de

loin, pour leur générosité et la grande patience dont il ont su faire preuve malgré leurs charges professionnelles.

Je remercie également Monsieur *HANICH Lahoucine*, Monsieur *SAIDI Mohamed El Mehdi* et Monsieur *JARLAN Lionel* d'avoir accepté de juger mon travail.

Un très grand merci à mes chers parents, mon frère, et ma chère amie HADDANI Hind qui se sont toujours montrés disponibles et qui ont partagé avec moi tous les moments durant toute la période du stage.

Et pour n'oublier personne, je tiens à remercier tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail.

Sommaire

INTRODUCTION GENERALE	13
CHAPITRE I.....	17
MESURE ET ESTIMATION DE LA PARTITION DE L'EVAPOTRANSPIRATION DANS LE CONTINUUM « SOL-PLANTE-ATMOSPHERE »	17
I.1 GENERALITES SUR LE TRANSFERT D'EAU DANS LE CONTINUUM « SOL- PLANTE-ATMOSPHERE »	18
1.1 DEFINITION DU TERME « EVAPOTRANSPIRATION »	18
1.2 PROCESSUS DE TRANSFERT D'EAU DANS LE CONTINUUM « SOL-ATMOSPHERE ».....	19
1.3 PROCESSUS DE TRANSFERT D'EAU DANS LE CONTINUUM « PLANTE-ATMOSPHERE ».....	20
I.2 METHODES DE MESURE ET D'ESTIMATION DE LA PARTITION DE L'EVAPOTRANSPIRATION.....	20
I.2.1 METHODE ISOTOPIQUE.....	21
2.1.1 <i>Les isotopes stables et lourds de l'eau dans l'étude du continuum Sol-Atmosphère-Plantes.....</i>	21
2.1.2 <i>Les isotopes de la composante « Plante »</i>	25
2.1.3 <i>Les isotopes de la composante « Sol ».....</i>	28
2.1.4 <i>Les relations entre ¹⁸O et ²H.....</i>	30
2.1.5 <i>Partition de l'ET (en conditions réelles) en évaporation du sol et transpiration des végétaux.....</i>	32
I.2.2 DESCRIPTION DU MODELE AQUACROP	35
2.2.1 <i>Le modèle AquaCrop.....</i>	35
2.2.2 <i>Fraction du couvert (CC) :.....</i>	45
2.2.3 <i>Rendement</i>	46
CHAPITRE II.....	48
SITE D'ETUDE ET DONNEES EXPERIMENTALES	48
PRESENTATION DU PROJET LMI TREMA	49
II.1 SITUATION DU SITE D'ETUDE (R3 BLE).....	50
1.1 DESCRIPTION DE LA ZONE D'ETUDE (R3 BLE).....	50
1.2 CLIMAT.....	53
II.2 DONNEES EXPERIMENTALES.....	53
2.1 DONNEES MICRO-METEOROLOGIQUES	53
2.2 DONNEES CONCERNANT LA VEGETATION.....	56

2.3	DONNEES ISOTOPIQUES	57
2.3.1	<i>Prélèvements au champ</i>	57
2.3.2	<i>Extraction de l'eau et analyses isotopiques au laboratoire</i>	62
2.3.3.	<i>Dosage des chlorures dans les solutions des sols</i>	68
CHAPITRE III : DISCUSSION DES RESULTATS		73
III.1	LES VARIABLES CLIMATIQUES	74
III.2	VALIDATION DE LA METHODE DE « KEELING PLOT » SUR LE SITE DU BLE R3	76
2.1	SIGNATURE ISOTOPIQUE DE LA VAPEUR ATMOSPHERIQUE	76
2-2	SIGNATURE ISOTOPIQUE DE L'EAU DES TIGES	79
2.3	SIGNATURE ISOTOPIQUE DE L'EAU DU SOL	87
2.4	SEPARATION E ET T (METHODE KEELING PLOT)	93
III. 3	EVALUATION DU MODELE AQUACROP POUR LE SITE DU BLE SOUS UN CLIMAT SEMI-ARIDE.....	101
3.1	FRACTION DU COUVERT CC.....	101
3.2	LA PARTITION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE ETR EN TRANSPIRATION DE LA VEGETATION ET EVAPORATION DU SOL.	102
3.3	LE RENDEMENT.....	104
3.4	UTILISATION D'AQUACROP POUR LA GESTION DE L'IRRIGATION	106
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		110
ANNEXES		116

Liste des figures

FIGURE 1 : PROFIL ISOTOPIQUE THEORIQUE D'UN SOL INSATURE ISOTHERME D'APRES BARNES ET ALLISON(1983).....	29
FIGURE 2 : SIGNATURES ISOTOPIQUES (^{18}O) DES COMPOSANTES DE ET, DES PRECIPITATIONS ($\Delta PREC$), PRODUITES PAR CONDENSATION DE LA VAPEUR D'EAU DES MASSES NUAGEUSES (ΔVAP_EQ). LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'EAU D'ALIMENTATION DE LA PLANTE EST CONSIDEREE IDENTIQUE A CELLE DE LA RECHARGE DES NAPPES APRES PRECIPITATIONS ($\Delta CHAUME = \Delta PREC = -7\%$)	34
FIGURE 3 : ORGANIGRAMME DES DIFFERENTS MODULES DU MODELE AQUACROP.....	1
FIGURE 4 : INTERFACE DU MODELE AQUACROP	37
FIGURE 5 : TROIS TYPES D'EVAPOTRANSPIRATION ESTIMES PAR LE MODELE AQUACROP : EVAPOTRANSPIRATION DE REFERENCE (ET ₀), EVAPOTRANSPIRATION SOUS CONDITIONS STANDARD (ET _C) ET EVAPOTRANSPIRATION REELLE.....	41
FIGURE 6 : COURBE REPRESENTATIVE DU COEFFICIENT CULTURAL SIMPLE (ALLEN ET AL., 1998).	43
FIGURE 7 : LA REPONSE DE K _S A L'EPUISEMENT PAR RAPPORT AU CONTENU EN EAU DU SOL. LA FONCTION PREND UNE FORME LINEAIRE LORSQUE FSHAPE = 1, LA FORME CONCAVE LORSQUE FSHAPE < 0, ET CONVEXE LORSQUE FSHAPE > 0 (STEDUTO ET AL. 2008).....	44
FIGURE 8 : SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE R3 BLE	51
FIGURE 9 : A) PRINCIPE D'ACHEMINEMENT DE L'EAU SUR LA ZONE D'ETUDE (ZONE R3), B) IRRIGATION DE LA PARCELLE AVEC LA METHODE GRAVITAIRE.	52
FIGURE 10 : LES DIFFERENTS INSTRUMENTS INSTALLES SUR LE SITE DU BLE R3 (A : VAISSALA , B : HYGROMETRE KRYPTON ET ANEMOMETRE SONIQUE, C :RADIOMETRE NET CNR1,D : TOUS LES INSTRUMENTS DE MESURE).....	55
FIGURE 11 . EXEMPLE D'UNE PHOTO HEMISPHERIQUE BRUTE (PHOTO A GAUCHE) ET DELIMITEE PUIS BINARISEE (PHOTO A DROITE). SUR LA PHOTO BINARISEE, L'ANNEAU EXTERNE ET L'OPERATEUR SONT MASQUES. LE SOL EST COLORE EN BLANC TANDIS QUE LA VEGETATION EST COLOREE EN NOIRE.	57

FIGURE 12 : LE PROFIL DU SOL PRELEVE AVEC LA TARIERE PEDOLOGIQUE.....	59
FIGURE 13: SCHEMA DE LA COLLECTE DE LA VAPEUR D'EAU ATMOSPHERIQUE	60
FIGURE 14 : DISPOSITIF DE LA COLLECTE DE LA VAPEUR ATMOSPHERIQUE (A GAUCHE) ET SCHEMA D'INSTALLATION DES TUBES D'ECHANTILLONNAGE(T) AINSI QUE LES VAISSALA(V) (A DROITE)	61
FIGURE 15 : LA LIGNE DE LA DISTILLATION SOUS VIDE AU LABORATOIRE.....	63
FIGURE 16: SPECTROMETRE LASER AU LABORATOIRE	67
FIGURE 17: SCHEMA GENERAL D'UN CHROMATOGRAPHE IONIQUE.	70
FIGURE 18: EVOLUTIONS JOURNALIERES DE L'EVAPOTRANSPIRATION DE REFERENCE ET ₀ , DE LA TEMPERATURE ET DE LA PLUIE CARACTERISANT LE CLIMAT DU SITE DU BLE DURANT LA SAISON 2011/2012.....	75
FIGURE 19 : EVOLUTION COMPAREE DES TENEURS EN ² H DE LA VAPEUR D'EAU ATMOSPHERIQUE A DIFFERENTES HAUTEURS DANS ET AU-DESSUS DU COUVERT VEGETAL (0CM, 40CM, 2M ET 3M) .	78
FIGURE 20: VARIATION DU RAYONNEMENT NET AU COURS DE LA JOURNEE (22/02/2012)	83
FIGURE 21: RELATION ¹⁸ O/ ² H DANS L'EAU DU SOL A DIFFERENTES PROFONDEURS ET DANS LA PLANTE	82
FIGURE 22 : HISTOGRAMMES DE LA CONTRIBUTION DE L'EAU DU SOL DANS L'ABSORPTION RACINAIRE	84
FIGURE 23: PROFIL DE LA SIGNATURE ISOTOPIQUE DE L'EAU DU SOL EN FONCTION DE LA PROFONDEUR ET DE L'EAU DE LA TIGE (TRAIT VERT) DU JOUR 22/2/12.	85
FIGURE 24 : INTERFACE DU LOGICIEL ISO-SOURCE.....	85
FIGURE 25: VARIATION DE LA TEMPERATURE (°C), DE L'HUMIDITE RELATIVE (%) ET DES TENEURS EN ² H (‰) AU NIVEAU 40CM AU DESSUS DU SOL (NIVEAU DU BLE) AU COURS D'UNE JOURNEE.	86
FIGURE 26 : EVOLUTION DES TENEURS EN ² H DE L'EAU DU SOL ECHANTILLONNE A MIDI EN FONCTION DES PROFONDEURS (22/2/12 , 23/2/12 ET 24/2/12).	90
FIGURE 27 : ÉVOLUTION DANS UN DIAGRAMME $\Delta^2\text{H}-\Delta^{18}\text{O}$ DES SIGNATURES ISOTOPIQUES DE L'EAU DU SOL PRELEVES A MIDI, DE L'EAU DES TIGES ET DE LA VAPEUR ATMOSPHERIQUE PRELEVES LE 22, LE 23 ET LE 24/2/12 AU SITE DU BLE R3.	92
FIGURE 28: KEELING PLOT $\Delta^2\text{H}$ EN FONCTION DE 1/[H ₂ O]	94

FIGURE 29: DIAGRAMME REPRESENTANT LA CONTRIBUTION DE L'EVAPORATION ET DE LA TRANSPIRATION DURANT LES TROIS JOURS D'ETUDE (POUR ^{18}O A GAUCHE ET ^2H A DROITE).....	97
FIGURE 30: VARIATION DES CONCENTRATIONS EN CHLORURES EN FONCTION DES PROFONDEURS(LE 22/2/12, 23/2/12 ET LE 24/2/12).	98
FIGURE 31: VARIATIONS DES CONCENTRATIONS EN NITRATES EN FONCTION DES PROFONDEURS POUR LES PROFILS PRELEVES A MIDI DURANT LA PERIODE D'ECHANTILLONNAGE.....	100
FIGURE 32 : COMPARAISON ENTRE LA FRACTION DE COUVERT SIMULEE ET CELLE MESUREE POUR LE SITE DU BLE DURANT LA SAISON 2011/2012	102
FIGURE 33 : HISTOGRAMME DE LA CONTRIBUTION DE L'EVAPORATION ET DE LA TRANSPIRATION SIMULEES PAR LE MODELE ET CELLES CALCULEES POUR LES DEUX JOURS 22/2/12 ET 24/2/12.	103
FIGURE 34 : VARIATIONS DE LA TRANSPIRATION ET DE L'EVAPORATION SIMULEES PAR LE MODELE	104
FIGURE 35 : EVOLUTION DES CUMULS DE LA TRANSPIRATION SIMULEE PAR LE MODELE ET DE L'IRRIGATION+PLUIE POUR LA SAISON 2011/2012.....	105

Liste des tableaux

TABLEAU 1 . <i>CONSTANTES CARACTERISTIQUES DE L'EXPRESSION DU FRACTIONNEMENT</i>	22
TABLEAU 2 : LES DIFFERENTS CONSTITUANTS D'UN CHROMATOGRAPHE IONIQUE.	71
TABLEAU 3 : LA FREQUENCE DE LA COLLECTE DES TIGES DURANT LA PERIODE D'ECHANTILLONNAGE ET LES TENEURS EN ^2H ET EN ^{18}O DANS L'EAU DE CES TIGES	80
TABLEAU 4 : ANALYSE GRANULOMETRIQUE ET CARACTERISTIQUES DU SOL DU SITE R3	88
TABLEAU 5 : PARAMETRES UTILISES POUR ESTIMER LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DU FLUX	96
TABLEAU 6 : LES DIFFERENTS PARAMETRES CALCULES POUR QUALIFIER LES RESULTATS OBTENUS PAR LA METHODE « KEELING PLOT »	97
TABLEAU 7 : COMPARAISON ENTRE LE RENDEMENT SIMULE ET CELUI MESURE	104
TABLEAU 8 : SCENARIOS ALTERNATIFS D'IRRIGATION MISES EN ŒUVRE DANS AQUACROP POUR LE SITE DU BLE POUR L'ANNEE 2011/2012	107

Résumé

Ce travail a été réalisé dans le cadre des projets de LMI (Laboratoire mixte international), piloté par des instituts de recherche scientifiques et en collaboration avec les gestionnaires de l'eau du bassin Tensift au Maroc. Ce projet a pour objectif d'estimer la partition de l'évapotranspiration en évaporation du sol et transpiration de la végétation dans le but de mieux gérer les ressources en eau et surtout d'améliorer l'efficacité d'irrigation dans une région semi aride qui souffre d'une pénurie d'eau et d'une mauvaise gestion des ressources limitées.

Dans ce contexte, le travail de ce mémoire consiste à estimer la partition en utilisant deux méthodes : la méthode isotopique et la modélisation. Dans un premier temps, nous avons utilisé la méthode isotopique qui se base sur l'utilisation des isotopes stables ^{18}O et ^2H en tant que traceurs biogéochimiques, c'est une méthode de référence pour effectuer des mesures de la partition de l'ETR à courte durée, 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.

Dans un deuxième temps, on a essayé de valider le modèle Aquacrop sur la culture de blé sous un climat semi aride en exploitant les données isotopiques. Les résultats de ce modèle permettent de simuler le comportement de cette culture en fonction d'un certain nombre d'entrées liées au climat, aux caractéristiques du sol, aux pratiques agricoles ainsi qu'aux paramètres variétaux caractérisant la plante. 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 leurs permettent d'estimer les besoins réels en eau des cultures et ainsi d'améliorer l'efficacité d'irrigation.

Abstract

This work was carried out under the LMI projects (International Joint Laboratory) driven by scientific and research institutes in collaboration with managers of the pool water of Tensift in Morocco. The main objective of this project is to estimate the partition of evapotranspiration into soil evaporation and transpiration from vegetation in order to manage water resources in a better way and especially to improve the efficiency of irrigation in a semi arid region that suffers from water shortages and poor management of limited resources.

In this context, this thesis aims to estimate the partition using two methods: the isotopic method and the modeling. Initially, we used the isotopic method that relies on the use of stable isotopes ^{18}O and ^2H as biogeochemical tracers, which is a reference method that's used to execute the measurement of the partition of the ETR in a short duration. In fact, it allows to measure separately soil evaporation and plant transpiration. Recently, this method was tested with success in several experiments of micro-meteorology.

As a second step, we tried to validate the model AquaCrop on the wheat crop in a semi arid climate by exploiting isotopic data. The results of this model can simulate the behavior of this culture based on a certain number of entries related to climate, soil characteristics, agricultural practices and varietal parameters characterizing the plant. All the results obtained in this work are very useful for policy makers in the management of irrigation water as they will allow them to estimate the actual water needs of crops and thus improve the efficiency of irrigation.

INTRODUCTION GENERALE

Aujourd'hui, la question des changements climatiques est l'un des plus grandes menaces environnementales, sociales et économiques auxquelles notre planète est actuellement confrontée. Certes, les pays en voie de développement dans les régions arides et semi-arides comme le Maroc sont plus vulnérables aux impacts néfastes des changements climatiques par rapport aux pays développés en raison de leur forte dépendance à l'égard des ressources naturelles, ainsi que de leur capacité limitée à faire face à la variabilité climatique et aux phénomènes météorologiques extrêmes.

Le secteur agricole est le plus menacé dans ces régions à cause de sa forte dépendance aux conditions climatiques et les ressources en eau. Actuellement, cette activité qui représente la principale source de revenu des populations consomme plus de 85% en eau mobilisable (Chehbouni 2007). En plus, la majorité des agriculteurs utilisent des techniques traditionnelles pour irriguer leurs champs comme celle de l'irrigation gravitaire qui est peu efficace et très consommatrice de l'eau. En effet, sous ces conditions climatiques, cette technique d'irrigation maximise l'évaporation du sol. Donc afin de faire face à ce défi, la partition de l'évapotranspiration réelle (ETR) en évaporation du sol et transpiration de la végétation s'avère nécessaire. Les travaux réalisés depuis plusieurs décennies jusqu'à nos jours sur la partition de l'ETR, s'orientent essentiellement, soit vers des approches expérimentales, soit vers des approches basées sur des modèles.

Sur le plan expérimental, plusieurs méthodes ont été développées pour déterminer la partition d'ETR dans le but de mieux gérer les ressources en eau et pour notre cas améliorer l'efficacité de l'irrigation. 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 (2007) 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. 2001 et 2003).

Cependant, l'utilisation de cette méthode à l'échelle annuelle qui intéresse les gestionnaires de l'eau pose des contraintes pratiques à savoir le temps qu'il faut passer sur le terrain afin d'échantillonner le maximum de profils dans le but d'avoir une idée sur la variation spatio-temporelle des isotopes dans les différentes composantes. Au laboratoire, la distillation sous vide d'un échantillon de sol, de végétation et d'atmosphère demande du temps, et nécessite une grande attention lors de la récupération des flacons de l'eau à analyser suite à la sensibilité des isotopes au contact de l'air.

Pour pallier à ces difficultés, plusieurs modèles ont été développés afin de simuler la partition d'ETR. Ces modèles peuvent être classés en deux groupes : des modèles complexes comme SISPAT (Braud et al. 2004) et des modèles simples et opérationnels comme FAO-56 (Er-Raki 2007) et STICS (Hadria 2006) et AquaCrop (Andarzian et al.,2011). Ces modèles permettent de simuler le comportement d'une culture en fonction d'un certain nombre d'entrées liées au climat, aux caractéristiques du sol, aux pratiques agricoles ainsi qu'aux paramètres variétaux caractérisant la plante. Ils permettent d'estimer les besoins en eau de la culture et donc de mieux gérer les ressources hydriques. La prévision du rendement final permet aux agriculteurs de réorienter la conduite des cultures. Les modèles permettent également aux décideurs d'avoir une idée préalable sur le manque ou l'excès d'un produit agricole lorsque des études régionales sont réalisées

Dans ce travail, nous proposons d'utiliser le modèle AquaCrop développé par la division mixte FAO¹/AIEA² afin d'estimer la partition de l'ETR pour un couvert de blé sous un climat semi-aride. Par rapport à d'autres modèles, AquaCrop est un modèle opérationnel, simple et nécessite un nombre significativement plus faible de paramètres, atteignant un équilibre entre simplicité, précision et robustesse. Les données qui vont servir à la validation ce modèle ont été collectées dans le cadre de deux projets à savoir **LMI TREMA** et **RAF5058**

Le présent rapport est organisé sous forme de 3 chapitres :

Dans le **premier chapitre**, on rappelle quelques notions de base sur la méthode isotopique utilisée dans l'étude du continuum (Sol-Plante-Atmosphère). On y présente aussi le modèle de cultures AquaCrop qui est choisi comme outil principal de modélisation dans ce travail.

Dans le **deuxième chapitre**, on décrit le site d'étude qui est un site de blé situé dans la région de Sidi Rahal à 40km de la ville de Marrakech, le matériel expérimental pour mesurer les paramètres climatiques in-situ et les différents jeux de données utilisés pour l'élaboration de la présente thématique de recherche.

Dans le **troisième chapitre**, on va essayer de valider la méthode de keeling plot sur le site du blé R3. Pour achever par la suite, par une comparaison des simulations obtenues par le modèle AquaCrop avec les données issues de l'isotopie et les données expérimentales, notamment l'évaporation du sol, et la transpiration de la plante, la fraction du couvert et le rendement.

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.

1 Food and Agriculture Organization

2 Agence internationale de l'énergie atomique

CHAPITRE I

MESURE ET ESTIMATION DE LA PARTITION DE L'EVAPOTRANSPIRATION DANS LE CONTINUUM « SOL- PLANTE-ATMOSPHERE »

I.1 Généralités sur le transfert d'eau dans le continuum « Sol-Plante-Atmosphère »

1.1 Définition du terme « évapotranspiration »

L'évapotranspiration est un transfert de masse d'eau sous forme de vapeur à partir de l'interface sol-plante vers l'atmosphère par convection. Elle joue un rôle dominant dans le cycle hydrologique: à l'échelle globale, 2/3 des volumes d'eau précipités sur le milieu continental, retournent vers l'atmosphère sous forme de vapeur. Il existe trois types d'évapotranspiration :

- **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 :** La masse d'eau qui, étant donné les conditions atmosphériques, est transportée sous forme de vapeur d'une surface de référence. Cette surface de référence est un gazon de 15 cm de hauteur ne présentant aucun stress hydrique, nutritionnel ou pathologique.

En outre, l'évapotranspiration est un terme qui peut être subdivisé en deux parties :

- **Evaporation :** L'évaporation est le processus physique par lequel l'eau est transférée à l'atmosphère par passage de la phase liquide à la phase vapeur. L'eau s'évapore ainsi d'une variété de surfaces, tel que les lacs, les rivières, les chaussées, les sols nus et la végétation mouillée. C'est par le mouvement des molécules d'eau que débute l'évaporation.

- **Transpiration** : Elle consiste en la vaporisation de l'eau contenue dans le tissu de la plante à travers ses stomates. La transpiration dépend des facteurs précités dans le cas de l'évaporation, mais est aussi influencée par le type de plante et son stage végétatif.

Les processus de transfert d'eau dans le continuum « Sol-Plante-Atmosphère » différent en passant d'une composante à une autre. Ces processus seront bien détaillés ci-dessous.

1.2 Processus de transfert d'eau dans le continuum « Sol-Atmosphère »

Dans le sol, l'eau ne se situe plus seulement dans son état moléculaire. 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. La diffusion de la vapeur vers l'atmosphère continuera à la vitesse potentielle à condition que l'eau liquide pour la vaporisation soit suffisamment présente à l'interface sol-atmosphère. Si ce n'est pas le cas, la ressource en eau à la surface de sol est insuffisante pour maintenir le flux d'évaporation potentielle, dicté par les conditions météorologiques.

Le transfert de l'eau sous forme liquide du sous-sol vers la surface est limité par les forces de résistances d'écoulement d'eau. Ce mouvement est décrit par la loi de Darcy, imposant un flux d'eau liquide au sein du sol proportionnel à un gradient hydraulique total. Le facteur de proportionnalité vaut la conductivité hydraulique du sol.

Alors, 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.

1.3 Processus de transfert d'eau dans le continuum « Plante-Atmosphère »

La transpiration de l'eau dans les plantes se situe 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.

A l'échelle macroscopique et d'une façon simplifiée, les résistances au transfert d'eau, exercées par les différentes organes des plantes, peuvent être modélisées par des résistances linéaires. Les résistances les plus importantes se développent au niveau des racines et au niveau des stomates.

I.2 Méthodes de mesure et d'estimation de la partition de l'évapotranspiration

Les travaux réalisés depuis plusieurs décennies jusqu'à nos jours sur la détermination des besoins en eau des cultures, s'orientent essentiellement, soit vers des approches expérimentales, soit vers des approches basées sur des modèles. Dans cette partie nous allons décrire en détail la technique isotopique ainsi que le modèle Aquacrop.

I.2.1 Méthode isotopique

2.1.1 Les isotopes stables et lourds de l'eau dans l'étude du continuum Sol-Atmosphère-Plantes

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

2.1.1.1. Définitions et notations

Nous ne considérerons ici que deux isotopes légères et lourds de l'eau, les autres étant considérés ici comme quantités négligeables : la molécule $1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ ($=^1\text{HD}^{16}\text{O}$), l'eau «deutérium » et la molécule $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$, l'eau « 18 ». Le rapport R_i en isotopes lourds de l'eau i , dans les deux phases liquide et gazeuse est défini par le ratio :

$$R_i = N_i / N \quad (1)$$

Avec N_i le nombre de molécules d'eau « lourdes » de formule $1\text{H}_2\text{H}^{16}\text{O}$ ou $1\text{H}_2^{18}\text{O}$, et N le nombre de molécules légères $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$. On remarque que le rapport isotopique n'est pas une concentration (on parle alors d'abondance isotopique $a_i = N_i / (N + N_i)$).

Compte tenu de la faible valeur des rapports isotopiques, et pour que les analyses soient comparables entre elles entre laboratoires différents, on convertit les mesures en notation δ :

$$\delta_i = ((R_i - R_{V\text{-SMOW}}) / R_{V\text{-SMOW}}) * 1000 \quad (2)$$

Où V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) est l'étalon de référence international dont la composition isotopique a été fixée par l'AIEA (Agence Internationale de l'Energie Atomique basée à Vienne, Autriche). Ce standard a été préparé à partir d'une eau de mer distillée et modifiée de sorte que sa composition isotopique soit proche du SMOW (Standard Mean Ocean Water) introduit par Craig (1961) et provenant à l'origine de la rivière Potomac (Etats-Unis)

d'Amérique). Bien que son nom l'indique, le V-SMOW n'est donc pas tout à fait représentatif des eaux océaniques moyennes.

Les rapports du V-SMOW pour les deux isotopes sont (Gonfiantini, 1978) :

$$R_{H^1 H^2 H^{16} O, V-SMOW} = (155.76 \pm 0.05) 10^{-6} \quad (3)$$

$$R_{H_2^{18} O, V-SMOW} = (2005.2 \pm 0.45) 10^{-6} \quad (4)$$

	a	b	c
$^1H_2^{18}O$	1137	-0,416	-0,00207
$^1H^2H^{16}O$	24844	-76,25	0,0526

Tableau 1 . Constantes caractéristiques de l'expression du fractionnement isotopique à l'équilibre aeq (Majoube, 1971)

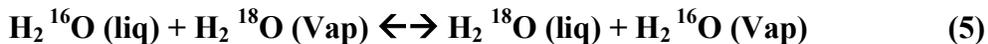
Par la suite et pour simplifier les notations, les signatures isotopiques en eau « 18 » et en eau « Deutérium » seront écrites respectivement $\delta^{18}O$ et δ^2H .

2.1.1.2. Les fractionnements isotopiques

Dans le cycle de l'eau, les fractionnements isotopiques sont essentiellement liés aux changements de phases et à la diffusion des espèces isotopiques en phase liquide ou gazeuse. Ces fractionnements peuvent être de deux types : fractionnements à l'équilibre et les fractionnements cinétiques.

- **Le fractionnement à l'équilibre**

Lorsque deux composés ou deux phases d'un même composé se trouvent dans un système clos, il se produit une réaction d'échange isotopique à l'équilibre. On peut écrire, en cas d'échange possible de tous les atomes :



Il y a donc probabilité d'échange entre les isotopes de l'eau dans la phase liquide et dans la phase gazeuse, cette probabilité est définie par :

$$K = ({}^1\text{H}_2{}^{18}\text{O}_{\text{vapeur}} * {}^1\text{H}_2{}^{16}\text{O}_{\text{liquide}}) / ({}^1\text{H}_2{}^{16}\text{O}_{\text{vapeur}} * {}^1\text{H}_2{}^{18}\text{O}_{\text{liquide}}) \quad (6)$$

On définit alors le facteur de fractionnement isotopique à l'équilibre :

$$\alpha_{\text{e}}(\text{H}_2\text{O})_{\text{liq} \rightarrow \text{vap}} = R_{\text{liq}}/R_{\text{vap}} = ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{Liq}} / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{Vap}} \quad (7)$$

De façon générale α_{e} diminue quand la température augmente (Urey et Greiff 1935 ; Urey 1947).

Pour plus de commodité, on définit également le facteur d'enrichissement isotopique :

$$\epsilon_{\text{e}} = (\alpha_{\text{e}} - 1) * 1000 \quad (8)$$

Dans le cas d'un échange isotopique entre l'eau et sa vapeur chacune des espèces isotopiques de l'eau va atteindre sa pression de vapeur saturante. Les pressions de la vapeur saturante des molécules lourdes sont plus faibles que celles des molécules légères, alors les phases condensées seront enrichies en ^{18}O et en ^2H par rapport à la vapeur.

Le facteur de fractionnement ou d'enrichissement isotopique à l'équilibre dépend uniquement de la température. Dans le cas du changement de phase (liquide-vapeur), plusieurs déterminations expérimentales existent. Nous retiendrons les relations de thermo dépendance définies par Majoube (1971), qui présentent l'intérêt de considérer les deux isotopes de l'eau ($^{18}\text{O}, ^2\text{H}$) dans une gamme de température allant de 0°C à 100°C :

$$\text{Log } \alpha_{\text{e}}({}^{18}\text{O}) = (1137/T^2) - (0.4156/T) - 0.00207 \quad (9)$$

$$\text{Log } \alpha_{\text{e}}({}^2\text{H}) = (24844/T^2) - (76.248/T) + 0.052261 \quad (10)$$

Pour ^{18}O et ^2H , respectivement, et T est la température en Kelvin.

Ces fractionnements à l'équilibre se produisent par exemple, lors de l'évaporation des océans (Craig et Gordon, 1965), de la condensation dans les nuages ou encore dans les chambres sous stomatiques.

On retiendra que les isotopes lourds (^2H , ^{18}O) vont se concentrer dans les composés ou les éléments sont les plus fortement liés (Bigeleisen, 1965).

- **Le fractionnement cinétique**

Il se produit lors des processus unidirectionnels et irréversibles (réactions chimiques, changement de phase, diffusion...). Il est dû à des vitesses de réaction ou à des coefficients de diffusion moléculaire différents pour chaque espèce isotopique.

Dans le cas de la diffusion moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air, les molécules lourdes ($^2\text{H } ^{18}\text{O}$ et HDO) diffusent moins vite que la molécule légère $^2\text{H } ^{16}\text{O}$. Merlivat et Jouzel (1979) ont obtenu les rapports suivants :

$$D_{\text{HD}} \text{ } ^{16}\text{O} / D_{\text{H}_2} \text{ } ^{16}\text{O} = 0.9755 \quad (11)$$

$$D_{\text{H}_2} \text{ } ^{18}\text{O} / D_{\text{H}_2} \text{ } ^{16}\text{O} = 0.9723 \quad (12)$$

D est le coefficient de diffusion dans l'air.

C'est cette différence entre les coefficients de diffusion moléculaire qui explique en grande partie le fractionnement isotopique observé lors de l'évaporation d'une masse d'eau (Craig et al. 1963 ; Ehhalt et Knott, 1965).

De la même façon que pour le facteur de fractionnement à l'équilibre, on définit le facteur de fractionnement isotopique cinétique α_k tel que :

$$\alpha_k = D/D_i \quad (13)$$

et le facteur d'enrichissement isotopique ϵ_k , tel que :

$$\epsilon_k = (\alpha_k - 1) * 1000 \quad (14)$$

Le rapport $\epsilon_k (2\text{H}) / \epsilon_k (18\text{O})$ est constant et égal à 0.88 quelle que soit la nature aérodynamique du milieu (Merlivat et Jouzel, 1979). Ces auteurs ont montré que les facteurs d'enrichissement isotopique cinétique pouvait être relié à la résistance à la diffusion turbulente, ρT , à la résistance à la diffusion moléculaire, ρM , à l'exposant nombre de schmidt et à la différence relative entre les coefficients de diffusion moléculaire des espèces isotopiques de la vapeur d'eau dans l'air, ϵ_D , par la relation :

$$\epsilon_K = ((\epsilon_D + 1)^n - 1) / (1 + (\rho T / \rho M)) \quad (15)$$

Cependant, les calculs effectués par Merlivat et Jouzel (1979) ont été réalisés dans le cadre du système océan-atmosphère, c'est-à-dire dans le cas où la vapeur d'eau issue du réservoir diffuse directement dans l'atmosphère. C'est là une différence notable avec les plantes aériennes où un milieu spécifique s'interpose entre l'eau foliaire et l'atmosphère libre.

Dans le cas de la feuille, on considère que le rapport ρ_T / ρ_M tend à s'annuler (Bariac, 1988).

En effet dans ces conditions, la conductance stomatique est le facteur limitant lors du transfert de la vapeur de la feuille vers l'atmosphère. Les valeurs prises par la conductance vont permettre essentiellement des transferts par diffusion moléculaire ($\rho_M \gg \rho_T$).

La valeur du facteur d'enrichissement isotopique cinétique ne dépend plus alors que du nombre « n », et sera donc en relation étroite avec le type de transfert au sein de la couche limite (Dongmann et al., 1974) :

- Statique, $n=1$ et $\epsilon_K(^{18}\text{O})=28.5\text{‰}$
- Laminaire, $n=2/3$ et $\epsilon_K(^{18}\text{O})=20\text{‰}$
- Turbulente, $n=1/2$ et $\epsilon_K(^{18}\text{O})=14\text{‰}$

Les processus entraînant un fractionnement cinétique vont donc concentrer les isotopes lourds (^2H , ^{18}O) dans le substrat. En ce qui concerne les échanges sol-atmosphère ou encore plante-atmosphère, c'est la phase liquide qui joue le rôle de substrat.

2.1.2 Les isotopes de la composante « Plante »

2.1.2.1 Les isotopes de la transpiration à l'état stationnaire

On estime que le temps d'atteinte de l'état stationnaire est relativement faible pour différentes plantes (herbacées et petits ligneux) car les volumes foliaires engagés dans le processus de transpiration sont très faibles comparativement aux flux de transpiration.

Pour que cette hypothèse d'état isotopique stationnaire soit valable en conditions naturelles, il faut que la demande climatique soit constante durant la période de prélèvement et qu'il y ait suffisamment d'eau dans le sol pour satisfaire l'extraction racinaire. Dans ce cas, la composition isotopique de la vapeur transpirée par la plante est égale à celle de son eau d'alimentation.

$$\delta_{Tr} = \delta_{alim} \quad (16)$$

2.1.2.2 Extraction racinaire et eau d'alimentation de la plante

Gardner (1960) a été le premier à fournir une solution analytique au mouvement de l'eau dans le sol vers une racine individuelle, supposée de diamètre constant, de longueur infinie, et prélevant l'eau de façon homogène sur toute sa longueur. Le flux d'extraction racinaire observé résulte du gradient de charge entre le sol et la racine, de la conductivité hydraulique du sol et d'une fonction tenant compte de la géométrie du système racinaire. A partir de ce modèle initial, deux types de représentation de l'extraction racinaire se sont démarquées dans la littérature : les modèles « microscopiques », comme celui de Gardner (1960) tentent de décrire avec précision l'architecture du réseau de racines (en 2D ou 3D) et caractériser ses propriétés hydrauliques conditionnant notamment le passage de l'eau dans la plante). Ces modèles ont l'avantage, entre autre, de rendre compte des variations fines de teneur en eau à proximité des racines au cours de l'extraction, ce qui en retour modifie la résistance aux transferts de l'eau dans le sol. Les modèles « macroscopiques » (e.g. Feddes, 1988 ; Federer, 1979, Hillel et al., 1976) considèrent également que le flux d'extraction racinaire dépend du gradient de charge entre le sol et la racine et d'une résistance au transfert de l'eau depuis le sol jusqu'aux racines (cette résistance étant inversement proportionnelle à la conductivité hydraulique du sol).

Cependant, ils ne prennent pas en compte l'action individuelle des racines et font l'hypothèse simplificatrice d'une « unique racine », symbolisée par un terme d'extraction racinaire, en caractérisant le réseau racinaire par sa densité (en longueur de racines par volume de sol) à une profondeur dans le sol.

Alors que les modèles microscopiques sont difficilement adaptables aux protocoles expérimentaux mis en œuvre en laboratoire ou sur le terrain, car il manque des données sur les racines et qu'il n'y a, en général, pas de réel couplage entre plante et sol (Personne et al., 2003), les

modèles macroscopiques s'incorporent mieux dans les modèles Sol – Végétation – Atmosphère sous la forme du terme d'extraction racinaire intégré à l'équation de transfert de l'eau à travers chaque couche de sol.

Cette dernière méthode d'étude de l'extraction racinaire repose sur l'observation de l'évolution des caractéristiques du système racinaire (longueur et densité racinaire ($m\ m^{-3}$)) associée à celle de la tension matricielle dans le sol. On peut alors, en recoupant ces données, en déduire les flux d'eau absorbée par la plante. La principale difficulté réside dans la caractérisation du système racinaire, pouvant être réalisée par prélèvement destructif des racines ou observation quantitative sans prélèvement (expérience en rhizotron, techniques de visualisation par endoscopie ou résonance magnétique nucléaire RMN). Les prélèvements destructifs ont l'inconvénient majeur de ne décrire que ponctuellement l'état du système racinaire. Les techniques de visualisation (imagerie instantanée) ont l'avantage de ne pas perturber le développement des racines mais sont actuellement bien plus coûteuses et lourdes à mettre en place (Box, 1998).

Zimmerman et al. (1967) et Bariac et al. (1994), entre autres, ont constaté qu'il y avait identité entre les compositions isotopiques de l'eau dans les racines et dans le sol prélevé à proximité. Ils en déduisent que l'absorption racinaire ne provoque pas de fractionnement isotopique. L'eau d'alimentation de la plante a donc une composition isotopique reflétant celle qu'elle prélève dans le sol.

De nombreuses études ont, dans un premier temps, cherché à faire la distinction entre deux sources d'eau d'alimentation bien distinctes de la plante :

- eau du sol versus eau de la rivière (Dawson et Ehleringer, 1991) ;
- eau de surface *versus* eau de la nappe (Brunel *et al.*, 1995) ;
- eau des couches superficielles versus eau des couches profondes (White *et al.*, 1985)

Plus récemment, Boujamlaoui et al. (2005) ont généralisé cette approche en considérant autant de sources d'eau d'alimentation qu'il y a de couches de sol ou les racines sont présentes : ils déterminent δ_{alim} à partir des quantités relatives d'eau extraites aux différentes profondeurs du profil racinaire et de la signature isotopique de l'eau du sol ($\delta_{\text{liq}}(z)$) :

$$\delta_{\text{alim}} = \frac{\phi_i^{\text{alim}}}{\phi^{\text{alim}}} = \frac{\int_{z_n}^{z_1} \delta_{\text{liq}}(z) \text{ext}(z') dz'}{\int_{z_n}^{z_1} \text{ext}(z') dz'} \quad (17)$$

ϕ_{alim} est le flux isotopique total alimentant la plante, $\text{ext}(z)$ est le terme d'extraction racinaire à la profondeur z . Il dépend, en simplifiant, de la quantité de racines prélevant à cette profondeur (profil racinaire) et de la disponibilité en eau du sol. z_1 et z_n sont les profondeurs de la première racine et de la dernière racine dans le sol.

Les isotopes stables de l'eau constituent donc une méthodologie complémentaire et pertinente dans la caractérisation de l'origine de l'eau extraite par les racines, à condition qu'il y a suffisamment d'eau dans le sol pour ne pas provoquer de stress hydrique. Alors, uniquement dans ce cas, et si le profil isotopique est régulier (de forme exponentielle), il est possible de déterminer les différentes profondeurs d'extractions et leurs contributions à l'extraction racinaire totale à partir de la description du système racinaire en utilisant les équations précitées.

Lorsqu'il y a déficit hydrique, on ne peut plus estimer ces contributions à partir de l'unique observation des profils racinaires. Il faut avoir recours à des modèles d'extraction racinaire adaptés qui prennent en compte les conséquences du stress hydrique, ce qui est notamment possible en utilisant le modèle SiSPAT_Isotope (Braud et al. 2009).

2.1.3 Les isotopes de la composante « Sol »

2.1.3.1 *Evaporation d'un sol saturé*

Zimmermann et al. (1967) ont observé l'évolution de la composition isotopique d'une colonne de sable homogène, saturée en eau, et subissant une évaporation dans une atmosphère d'humidité et de signature isotopique constantes. Ils imposent un régime permanent pour l'eau du sol et montrent qu'un état isotopique stationnaire est atteint à la condition que le flux d'isotopes soit constant selon la verticale. En cas de réalimentation en bas de colonne, ce flux d'isotopes est égal

au produit du flux d'évaporation et de la teneur en isotopes de l'eau d'alimentation. L'atteinte de l'état isotopique stationnaire implique donc une égalité entre :

- (i) La différence entre le flux convectif ascendant d'isotopes de l'eau causé par l'évaporation et celui dû aux remontées capillaires en bas de colonne.
- (ii) Le flux diffusif descendant résultant de l'accumulation des isotopes lourds à la surface du sol.

2.1.3.2 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 1):

- (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.

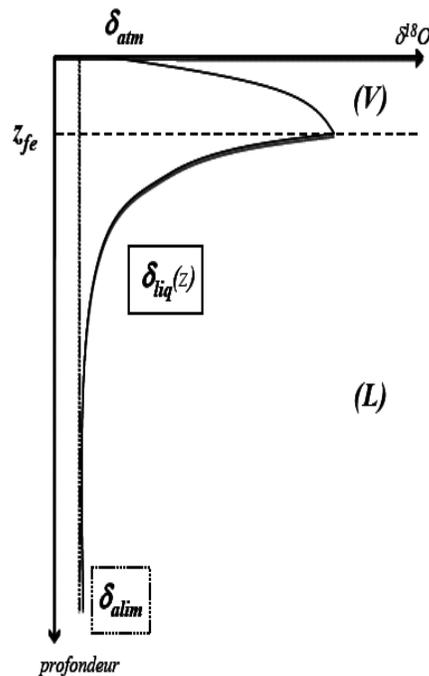


Figure 1 : Profil isotopique théorique d'un sol insaturé isotherme d'après Barnes et Allison(1983)

La région (V) oppose une résistance supplémentaire au transfert des isotopes de la vapeur en plus de la résistance aérodynamique de la couche d'air en surface. La structure poreuse du sol favorise le transport de type diffusif. Le fractionnement cinétique associé va être plus grand que dans le cas d'un sol saturé. On observe théoriquement une augmentation d' α_K au fur et à mesure que le sol se dessèche.

Dans la région (L), Barnes et Allison (1983) donnent l'expression de la composition isotopique de l'eau liquide en fonction de la profondeur :

$$\delta_{\text{liq}}(z) - \delta_{\text{alim}} = (\delta_{\text{fe}} - \delta_{\text{alim}}) \exp(-f(z)/z) \quad (18)$$

$f(z)$ est une fonction de la profondeur qui prend en compte l'effet des variations de la teneur en eau volumique moyenne (Θ) sur la diffusion des isotopes en phase liquide.

$$f(z) = \Theta \int dz / \Theta \quad (19)$$

2.1.4 Les relations entre ^{18}O et ^2H

2.1.4.1 *Le couplage de l'oxygène 18 et du deutérium*

La modélisation des processus isotopiques nécessite des hypothèses de bases. Dans le cas des isotopes stables de l'eau, les processus qui affectent l'oxygène affectent de la même façon l'hydrogène. Les relations entre les fractionnements isotopiques de l'oxygène 18 et du deutérium étant bien connues, il est donc simple de tester le modèle. En effet l'accord des simulations pour les deux isotopes permet déjà une première validation du modèle. Selon le compartiment étudié et les processus majeurs qui l'affectent, il est donc possible de choisir l'isotope le plus sensible à ces processus et de valider sur l'autre ou vice-versa.

Les processus affectant un réservoir modifient sa composition isotopique, de ce fait la connaissance des relations entre les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène va nous permettre de les caractériser. Pour cela les géochimistes utilisent les diagrammes $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$.

Avec cette représentation, chaque réservoir est caractérisé par un point ou par une droite. On voit ainsi que le processus de condensation, d'évaporation et de transpiration sont définis par des droites. Les pentes et ordonnées de ces droites sont déterminées par les processus majeurs qui affectent le réservoir (Merlivat et Jouzel 1979, Barnes et Allison 1983, Bariac 1988). Lors d'un mélange entre plusieurs réservoirs, la composition isotopique de ce mélange se caractérisera donc par une droite de mélange.

2.1.4.2. Le modèle de Craig et Gordon

La démarche adoptée par Craig et Gordon (1965) est à l'origine de tous les modèles proposés par la suite dans la littérature. Ce modèle prend en compte les bilans massiques et isotopiques impliqués dans les échanges de matière à travers l'interface océan-atmosphère. Le système liquide-vapeur est décomposé en régions successives caractérisées par leur processus de transfert. En effet, la diffusion des différentes espèces isotopiques provoque des fractionnements négligeables par rapport aux transferts en phase gazeuse.

Dans l'atmosphère, Craig et Gordon (1965) distinguent trois zones :

- (1) L'interface liquide-vapeur, dans laquelle l'humidité est considérée comme saturante. L'interface est le domaine de l'équilibre liquide-vapeur. Ceci se traduit par un facteur de fractionnement isotopique à l'équilibre (α_e) entre l'eau et sa vapeur.
- (2) Un film de vapeur qui est le domaine de la diffusion moléculaire en phase gazeuse. Il s'agit d'une couche limite, c'est-à-dire une couche où la vitesse d'écoulement du fluide est perturbée par la présence d'une paroi. Dans ce film, il y a un enrichissement en isotopes lourds dans la phase liquide du fait du fractionnement cinétique (α_k).

- (3) Une couche de vapeur qui est le domaine de la diffusion turbulente. Le transfert dans cette couche ne provoque pas de fractionnement isotopique. En effet, les résistances à la diffusion turbulente sont égales pour les différentes espèces isotopiques.

A ce flux d'évaporation orienté vers l'atmosphère est associé un flux de diffusion inverse, dirigé de la vapeur vers le liquide (« Flux de rétrodiffusion »). Ce flux provoque à la surface du liquide, la condensation de molécules d'eau issues de la phase gazeuse. Ce processus est responsable de la limitation de l'enrichissement isotopique de l'eau dans tous les phénomènes évaporatoires.

2.1.5 Partition de l'ET (en conditions réelles) en évaporation du sol et transpiration des végétaux

En l'absence de formation de rosée ou d'interception des précipitations par la végétation, le flux d' ET est donc égal à l'ensemble des flux d' Ev et Tr :

$$\Phi^{ET} = \Phi^{Ev} + \Phi^{Tr} \quad (20)$$

Réaliser une partition des flux d' ET en Ev et Tr en utilisant les isotopes stables et lourds de l'eau est donc équivalent à résoudre l'équation de mélange à deux pôles pour x (Bariac et al., 1983). Lors d'expériences de terrain, on détermine les trois signatures comme suit :

1) δ_{ET} est déterminé à l'aide d'une technique de mesure inspirée du Keeling Plot (Keeling, 1958; Flanagan *et al.*, 1997b ; Moreira *et al.*, 1997; Dawson *et al.*, 2002). Si l'on considère que la vapeur ambiante présente dans la couche limite du couvert végétal est un mélange de la vapeur atmosphérique locale avec ET :

$$P_n = P_{vl} + P_{ET} \quad (21)$$

P_{vl} et PET sont respectivement les pressions de vapeur partielles liées à la vapeur locale et à l'évapotranspiration. P_n est la pression partielle de vapeur d'eau à un niveau donné dans la végétation n .

2) Pour déterminer δ_{Tr} , on fait l'hypothèse d'un état isotopique stationnaire atteint pour la feuille. On accède à la signature de l'eau d'alimentation en prélevant chez certains végétaux (herbacée) la base du thalle (appelée chaume). Cette partie du végétal a pour propriétés d'intégrer toutes les profondeurs d'extraction par mélange et de ne pas être influencée par la rétro-diffusion d'isotopes lourds produits par la transpiration (effet Péclet). On suppose ici évidemment qu'il n'y a pas de fractionnement isotopique induit par l'extraction racinaire (Figure 2).

Le problème majeur de cette méthode reste l'hypothèse faite de l'atteinte d'un état isotopique stationnaire dans la feuille, pour lequel il faudrait une constance des conditions atmosphériques ($\alpha_{eq}(T)$) et de la disponibilité de l'eau dans le sol (α_K) afin qu'un régime hydrique permanent soit préalablement atteint. On assouplit cette condition en considérant que le taux de renouvellement de l'eau dans la plante est suffisamment court pour pouvoir atteindre des états isotopiques stationnaires successifs lors de l'échantillonnage. La signature de l'eau d'alimentation (δ_{alim}) de la plante ne devrait également pas évoluer dans le temps.

3) Pour avoir une idée sur δ_{EV} (évaporation du sol), on utilise les résultats dérivés du modèle d'évaporation des isotopes de l'eau de Craig et Gordon (1965) : la signature isotopique de l'évaporation est liée à la signature isotopique de l'eau du sol au front d'évaporation (situé en surface si le sol est suffisamment humide), de l'humidité relative, de la signature isotopique et du régime aérodynamique de la couche d'air au delà du front d'évaporation.

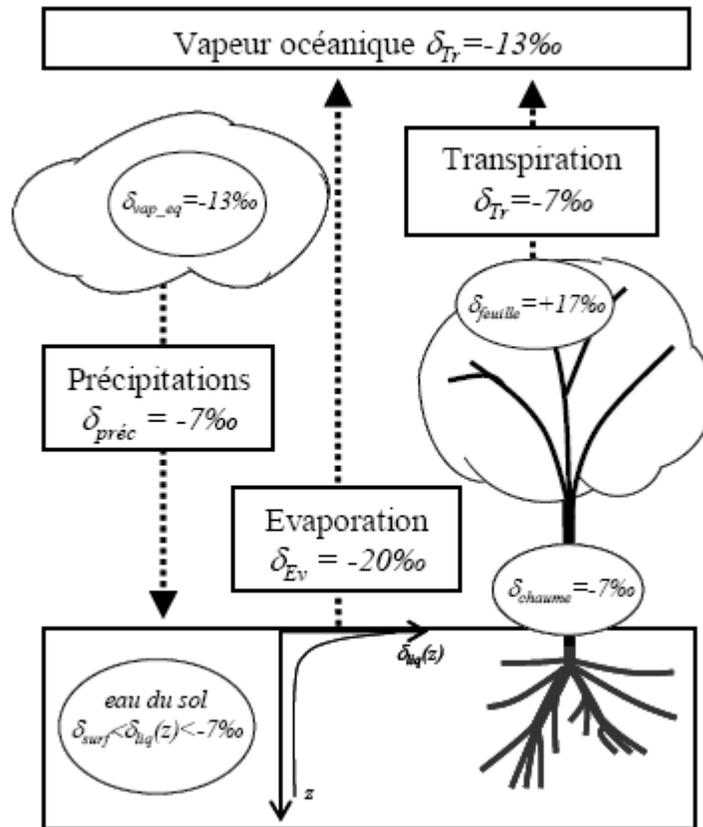


Figure 2 : Signatures isotopiques (^{18}O) des composantes de ET, des précipitations (δ_{prec}), produites par condensation de la vapeur d'eau des masses nuageuses (δ_{vap_eq}). La composition isotopique de l'eau d'alimentation de la plante est considérée identique à celle de la recharge des nappes après précipitations ($\delta_{chaume} = \delta_{prec} = -7\text{‰}$)

Avant d'achever la partie « méthode isotopique », il convient à dire que cette dernière, donne de bons résultats et que la variété d'informations qu'elle fournit conduit à des interprétations variables et proches de la réalité, en revanche, cette méthode demande beaucoup de temps et un coût non négligeable. Pour cette raison, on aura recours à la modélisation.

I.2.2 Description du modèle AQUACROP

2.2.1 Le modèle AquaCrop

AquaCrop est un modèle de productivité des cultures et de l'eau, développé par la Division des Terre et des Eaux de la FAO depuis 1998. Ce modèle a subi plusieurs modifications avant que ses développeurs ne le mettent sous sa dernière version (version 3.1) publiée en Mars 2011.

Dans cette partie, nous allons décrire brièvement le modèle Aquacrop. Ce dernier simule le comportement du système sol-plante durant une ou plusieurs saisons agricoles. Ce système est, d'une part, limité supérieurement par l'atmosphère, caractérisée par les variables climatiques standards (température maximale et minimale de l'air, rayonnement net, pluie, vitesse du vent et évapotranspiration de référence) et d'autre part, il est limité inférieurement par l'interface sol/sous-sol. La culture est caractérisée principalement par ses biomasses souterraines et aériennes (dont celles des organes récoltés) ainsi que par sa fraction de couvert défini comme étant la surface totale des feuilles par unité de surface du sol et mesurée en m^2/m^2 (Watson, 1947). La croissance des plantes est basée sur la fertilisation du sol. La température (degré-jours) et la photopériode contrôlent la phénologie de la culture. Le module de la culture est utilisé pour simuler la dynamique de fraction de couvert ainsi que le rendement. Le sol est considéré comme une succession de couches horizontales, caractérisées par la teneur en eau, les points de flétrissement et les capacités au champ. Les racines, qui assurent l'interaction plante-sol, sont définies par leur distribution en longueur dans le profil du sol.

En le comparant avec les autres modèles, on pourra dire qu'AquaCrop est un outil simple, convivial et facile à utiliser. Il nécessite un nombre significativement plus réduit, garantissant la précision et la robustesse des résultats.

Les principaux processus simulés sont l'évapotranspiration réelle puis la croissance du couvert. Seuls quelques paramètres de certaines fonctions, décrivant principalement l'élaboration du rendement, requièrent une adaptation spécifique.

La teneur en eau dans la zone racinaire est simulée à travers la quantification des flux d'eau en entrée et en sortie du système, en considérant le sol comme étant un réservoir d'eau constitué de plusieurs couches.

En outre, AquaCrop utilise le pourcentage de couverture du sol au lieu de l'indice foliaire. La réponse de la culture au stress hydrique est modulée par le développement de la couverture foliaire, la conductance stomatique, la sénescence et l'indice de récolte. La simulation de la transpiration détermine l'accumulation journalière de la biomasse, au moyen de la productivité de l'eau de la culture. Ce dernier paramètre est normalisé pour l'évapotranspiration de référence et pour le CO_2 , permettant ainsi de faire des simulations en zones, selon des périodes différentes, et pour des scénarios climatiques futurs.

Les options du module « Crop » du modèle AquaCrop sont utilisées pour estimer la fraction du couvert initial (CC_0), le taux de semis, le poids des graines, le nombre de graines et le taux de germination. Les taux d'expansions du couvert sont automatiquement estimés par le modèle après avoir introduit des dates phénologiques, telles que la date de l'émergence, du CC maximum, de la sénescence et de la maturité. La date et la durée de floraison, l'indice de récolte de référence HI_0 et sa période de construction sont aussi spécifiés pour calculer le rendement en grain.

Ce modèle a une structure modulaire évolutive (Figure 3). Il est organisé sous forme de plusieurs modules représentant chacun, un ou plusieurs processus liés au système sol-plante-atmosphère. Chaque module fait appel à un certain nombre de sous-programmes (ou sous-modules) traitant des mécanismes spécifiques. Le premier ensemble, intitulé « Environnement », est composé de quatre modules, et a pour but le traitement du climat, de la culture, de la gestion et du composant sol. Le second ensemble est composé de deux modules qui décrivent la période de simulation et les conditions initiales. Enfin, le troisième ensemble, dit « projet », constitue l'étape finale du traitement des données. L'organigramme des différents modules du modèle AQUACROP est présenté sur la figure 4.

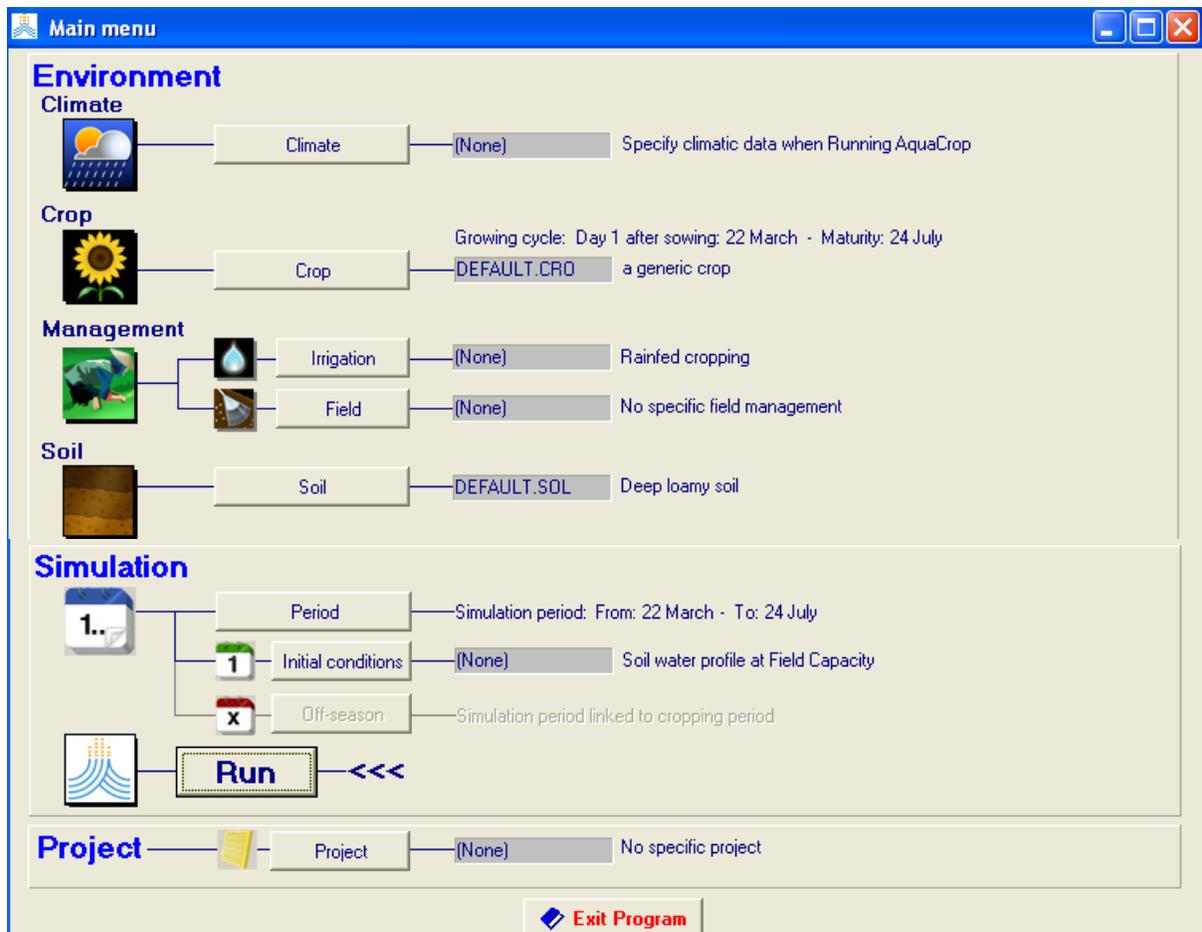


Figure 3 : Interface du modèle AquaCrop

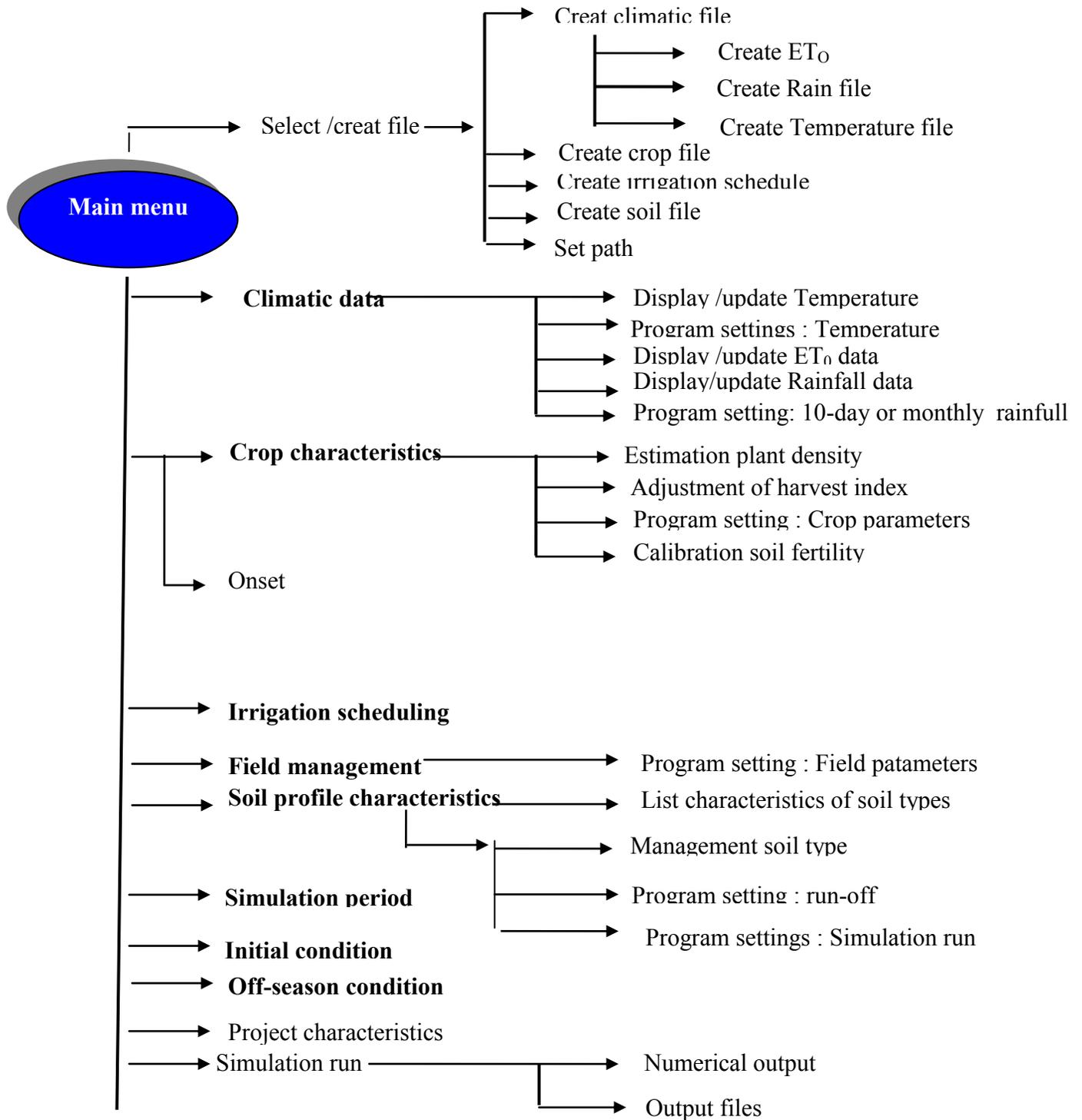


Figure 4 : Organigramme des différents modules du modèle AQUACROP

a. Evapotranspiration de référence : ET_0

Le taux d'évapotranspiration d'une surface de référence est défini comme l'ensemble des pertes d'eau par évaporation et par transpiration, son concept a été introduit pour étudier la demande évaporative de l'atmosphère indépendamment du type de culture, de son développement et des pratiques de gestion.

Les seuls facteurs qui affectent ET_0 sont des paramètres climatiques. Elle est calculée par des paramètres météorologiques et des formules empiriques qui peuvent être classées en trois groupes : les méthodes de température (Blaney and Criddle, 1950; Hargreaves et al., 1985), les méthodes de radiation (Makkink, 1957; Turc, 1961; Priestly et al., 1972) et les méthodes combinées (Penman, 1948; Allen et al., 1998). (voir [Figure 5](#))

b. Evapotranspiration maximal : ET_c

Elle est définie à différents stades de développement d'une culture donnée, sous des conditions agronomiques optimales (c'est à dire sans maladie et sans stress ni hydrique ni nutritionnel). Elle est reliée à ET_0 par l'intermédiaire d'un coefficient K_c , appelé coefficient cultural, qui tient compte de la différence physique et physiologique entre la surface de référence et la culture donnée ([Figure 5](#)) :

$$ET_c = K_c * ET_0 \quad (22)$$

c. Evapotranspiration réelle : ETR

Elle est définie comme étant la somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et la végétation à un stade de développement physiologique donné et à un état sanitaire réel (présence des maladies et des insectes, stress hydrique...). Elle aussi connue sous le terme de l'évapotranspiration sous conditions non standard (ET_{cadj}) (Figure 5).

ETR est reliée à ET_c par un coefficient K_s, dit coefficient de stress hydrique, selon l'équation suivante :

$$ETR = K_s * ET_c = K_s * K_c * ET_0 \quad (23)$$

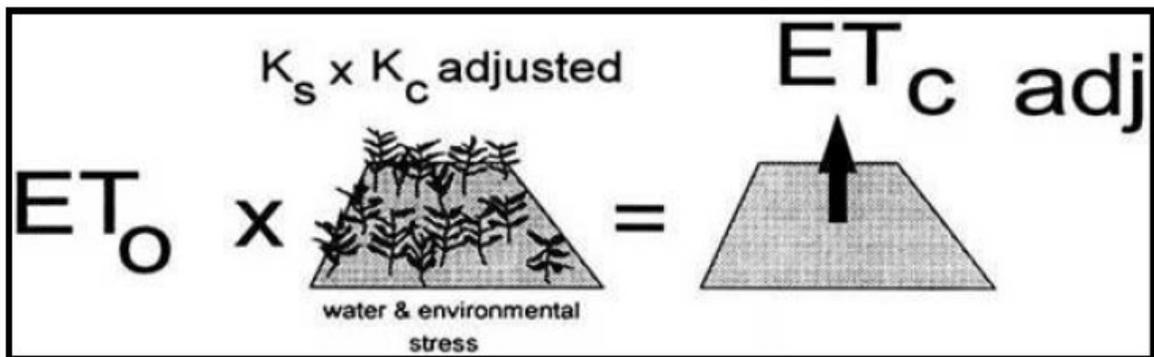
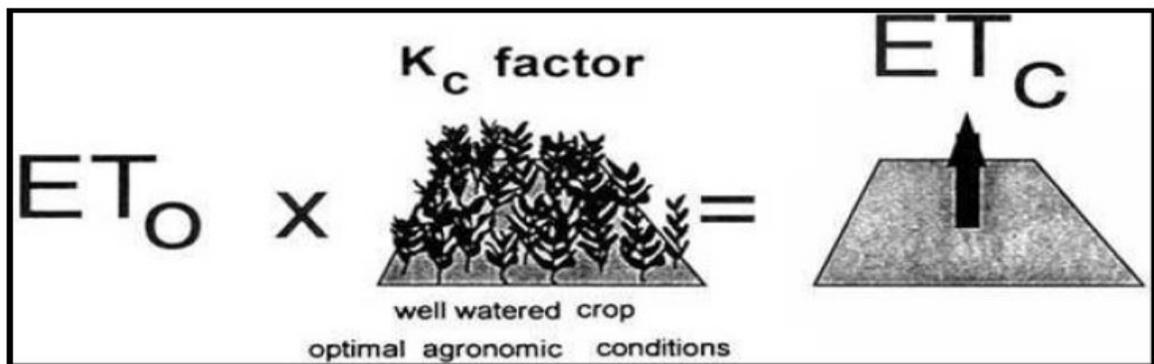
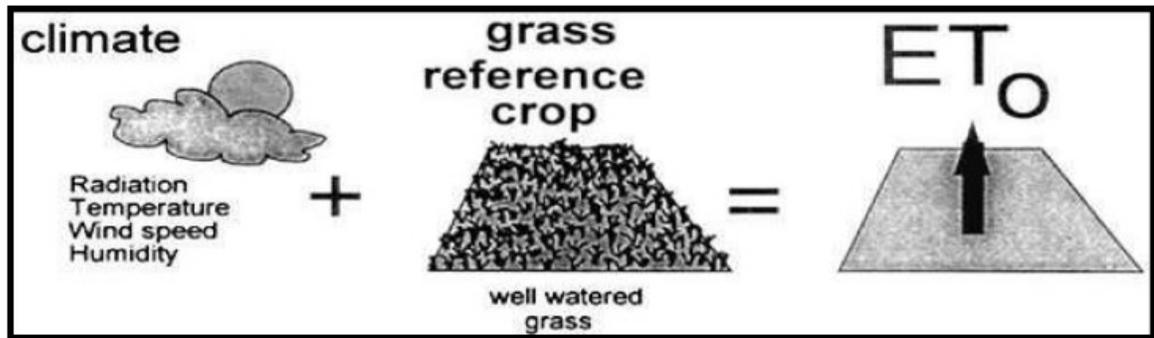


Figure 5 : Trois types d'évapotranspiration estimés par le modèle AquaCrop : Evapotranspiration de référence (ET_0), évapotranspiration sous conditions standard (ET_c) et Evapotranspiration réelle.

d. Coefficients culturaux

i. Coefficient cultural (K_c)

K_c est le coefficient cultural qui désigne le rapport entre l'évapotranspiration maximale ET_c et celle de référence ET_0 . Deux accès ont été développés pour la détermination de ce coefficient par le modèle AquaCrop:

a. **Approche à coefficient cultural simple** : L'utilité de cette approche réside dans le fait que l'effet de la transpiration de la plante et de l'évaporation du sol, sont représentés par un seul coefficient (Figure 6). La procédure de calcul de l'évapotranspiration maximale ET_c consiste à :

- Identifier les longueurs des stades de croissance, puis sélectionner les coefficients culturaux correspondants,
- Ajuster les coefficients culturaux sélectionnés pour les conditions climatiques correspondantes,
- Construction de la courbe des cultures permettant de déterminer les valeurs K_{cb} pour toute la période de croissance,
- Calcul de ET_c : produit de ET_0 et K_c ,

b. **Approche à coefficient cultural double** : Le but de cette approche est de faire deux coefficients :

$$ET_c = (K_{cb} + k_e)ET_0 \quad (24)$$

Où :

- k_e qui tient compte uniquement de l'évaporation du sol,
- K_{cb} qui tient compte de la transpiration de la plante.

Les valeurs de K_c publiées par FAO-56 (Allen et al., 1998) sont souvent liées aux types des cultures, tout en tenant compte des diverses phases de croissance (Figure 6) :

- ✓ **La phase initiale de durée (I_{ini})** : du semis à environ 10% de la couverture du sol,
- ✓ **La phase de développement** du couvert végétal de durée (I_{dev}) : se termine au moment où la couverture du sol est complète,
- ✓ **La phase mi-saison** de durée (I_{mid}) : se termine par le début de la chute ou la sénescence du couvert foliaire,
- ✓ **La phase de l'arrière-saison** ou de **maturation (I_{end})**.

La figure suivante illustre une courbe représentative de l'évolution d'un coefficient cultural simple.

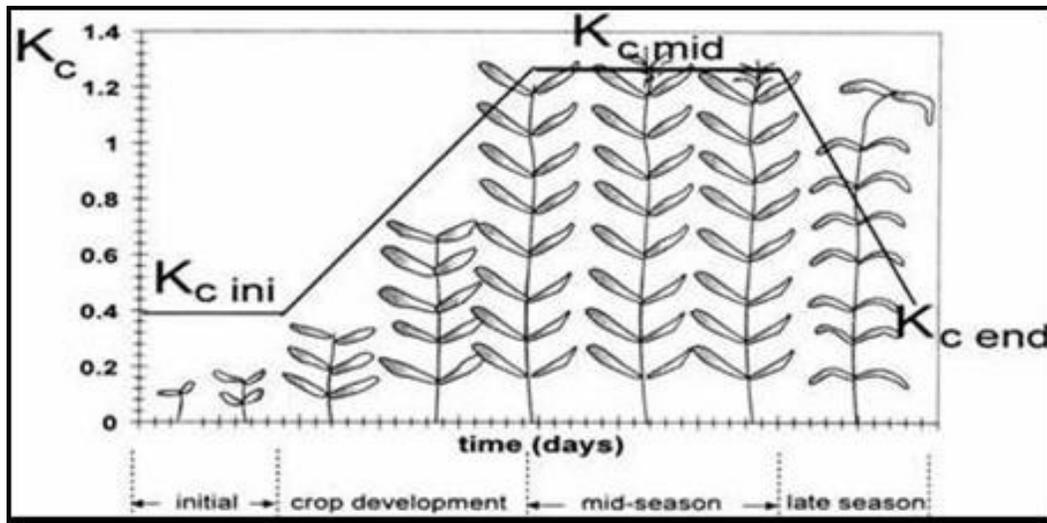


Figure 6 : Courbe représentative du coefficient cultural simple (Allen et al., 1998).

Le changement du coefficient cultural K_c au cours du cycle d'une culture présente la forme d'une cloche similaire à celle de la fraction de couverture (CC) ou du taux de couverture du sol. La

valeur du K_c est donc considérée comme constante durant la phase initiale où le sol est prédominant, pendant la phase de mi-saison où la couverture du sol par la culture est maximale. Les valeurs du K_c pendant les autres phases de croissance (2 et 4) sont obtenues par interpolation.

ii. Coefficient du stress hydrique (K_s)

Les déficits en eau sont quantifiés par un coefficient de stress hydrique (K_s). Il décrit l'effet du stress hydrique sur la transpiration des cultures. Sa valeur varie de 1 (pas de stress) à zéro (le stress complet). Le stress se produit lorsque l'épuisement dans la zone racinaire de teneur en eau du sol atteint une valeur seuil, p variant entre 0 et 1 (Figure 7). Lorsque p atteint une valeur seuil pour une réponse spécifique à un déficit hydrique, K_s est calculée par l'équation suivante :

$$K_s = 1 - \frac{(\exp^{p \cdot f_{shap}} - 1)}{(\exp^{f_{shap}} - 1)} \quad (24)$$

Où f_{shap} est un paramètre qui influence sur la forme des fonctions K_s . La réponse de K_s à la culture est représentée dans la figure suivante.

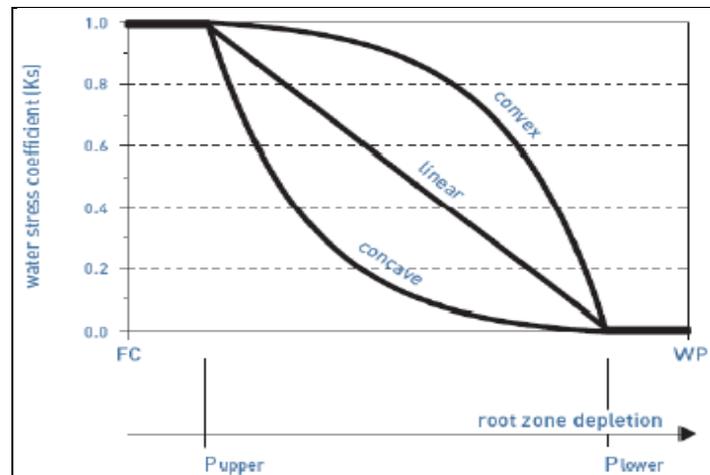


Figure 7 : La réponse de K_s à l'épuisement par rapport au contenu en eau du sol. La fonction prend une forme linéaire lorsque $f_{shape} = 1$, la forme concave lorsque $f_{shape} < 0$, et convexe lorsque $f_{shape} > 0$.

Dans les sols secs, l'eau a une faible énergie potentielle et elle est fortement soumise aux forces capillaires ce qui rend son extraction de plus en plus difficile.

Lorsque l'énergie potentielle de l'eau du sol est inférieure à une valeur seuil, les effets du stress hydrique des sols sont obtenus en multipliant le coefficient cultural de base par le coefficient de stress hydrique K_s :

$$ETR = (K_s * K_{cb} + k_e) ET_0 \quad (25)$$

Lorsqu'il n'y a pas de stress hydrique, $K_s = 1$. Pour $K_s < 1$, on parle de conditions limites de l'eau du sol.

2.2.2 Fraction du couvert (CC) :

Pour le modèle AquaCrop, les réponses de la fraction du couvert au déficit d'eau, se reflètent sur la réduction du taux d'expansion (CGC: *Canopy Growth Coefficient*). En fait, la réduction de la CGC, la réduction de la conductance stomatique et l'accélération de la sénescence, entraînent l'augmentation du coefficient de déclinaison du couvert (CDC) qui représente le pourcentage de déclinaison de la fraction journalière du couvert. Selon la culture, le stress hydrique peut également induire une accélération du vieillissement. Cette accélération est modélisée sur AquaCrop par l'augmentation du coefficient de vieillissement. Ce dernier aspect ne sera pas traité dans la présente étude.

Il est possible également d'utiliser la fraction de couvert (CC) comme une variable d'entrée du modèle dans le cas où les observations qui y sont relatives sont disponibles. Dans ce cas, la simulation sous AquaCrop permettra d'avoir une évolution continue de la fraction de couvert durant toute la saison.

L'expansion du couvert est exprimée par la fraction couverte. Pour les conditions de non stress, l'expansion de l'émergence au développement complète du couvert, suit la croissance exponentielle au cours de la première moitié du développement (Eq.26), et suit une décroissance exponentielle au cours de la seconde moitié (Eq. 27):

$$CC = CC_0 \exp^{CGC.t} \quad (26)$$

$$CC = CC_X - (CC_X - CC_0) \exp^{-CGC.t} \quad (27)$$

Tel que :

- ✓ **CC** : fraction du couvert au temps t
- ✓ **CCo** : fraction du couvert initial ou fraction de couvert à l'instant t=0
- ✓ **CCx** : fraction du couvert maximale
- ✓ **CGC** : Canopy Growth Coefficient qui représente la fraction de croissance du couvert par jour ou par degré jour.

Ce dernier terme (degré jour) est signalé dans AquaCrop par *Growing Degree Days* (GDD). C'est une grandeur proportionnelle au nombre de degrés de température reflète la croissance de la culture et son développement, selon l'équation suivante :

$$GDD = \frac{(T_{\min} + T_{\max})}{2} - T_{base} \quad (28)$$

- ✓ **Tmin** : Température minimale quotidienne de l'air en °C ;
- ✓ **Tmax** : Température maximale quotidienne de l'air en °C ;
- ✓ **Tbase** : Température en dessous de laquelle le développement des cultures s'arrête °C.

2.2.3 Rendement

Le modèle AquaCrop simule également le rendement en biomasse et en grain. En effet, le rendement en biomasse B est calculé à travers l'équation 10 suivante:

$$B = WP \cdot \sum T_r \quad (29)$$

où le premier terme (WP) représente la production en eau qui est introduite dans le modèle en tant que variable d'entrée, et le second terme la transpiration.

Du calcul de B, on déduit le rendement en grain Y, en multipliant la valeur obtenue de B par l'indice de récolte HI:

$$Y = B.HI \quad (30)$$

CHAPITRE II

SITE D'ETUDE ET DONNEES EXPERIMENTALES

Présentation du projet LMI TREMA

Les objectifs scientifiques du LMI TREMA trouvent leur cadre autour de la gestion durable de l'eau dans les bassins versants typiques de la Méditerranée du Sud associant château d'eau de montagne, zone intermédiaire de transfert avec stockage transitoire (barrages ou lacs) où dominent l'agriculture pluviale et les zones irriguées qui mobilisent 80% des ressources en eau disponibles. Les travaux proposés ont pour double ambition (1) d'améliorer notre compréhension des principaux processus de redistribution de l'eau à l'échelle du bassin versant du Tensift au travers du développement d'une plateforme numérique de modélisation-observation reproduisant le fonctionnement hydrologique intégré du bassin versant et d'établir des scénarios d'évolution des ressources en eaux dans un contexte climatique en évolution ; et (2) de caractériser le cycle de l'eau terrestre à l'échelle continentale en Méditerranée du Sud au travers de l'analyse de longues séries temporelles d'indicateurs du fonctionnement éco-hydrologique des surfaces dérivés de l'observation satellitaire. La démarche scientifique s'articule autour de la synergie entre la modélisation mathématique, l'observation spatiale et la mesure de terrain. En support à ces activités de recherche, le LMI TREMA repose sur un dispositif expérimental structuré comme un observatoire des ressources en eau du bassin versant du Tensift.

Le LMI TREMA a pour ambition de mener une recherche finalisée inscrite dans les priorités nationales (Plan Directeur, Plan Maroc Vert). De ces travaux de recherches seront dérivés des outils pour à la fois aider le gestionnaire dans sa gestion au jour le jour, en particulier concernant l'eau d'irrigation, et accompagner la mise en place de politique publique à plus long terme. En particulier, si nos partenaires gestionnaires n'ont pas pour vocation à participer à un laboratoire de recherche, ils sont pleinement impliqués par l'intermédiaire du comité d'orientation stratégique qui a pour objectif d'assurer l'adéquation entre les recherches menées dans le cadre du laboratoire et l'attente de nos partenaires.

Outre la recherche et ses applications, le LMI TREMA a également pour objectif de contribuer à la formation continue des cadres de nos partenaires gestionnaires de la ressource en eau du bassin (ORMVAH et ABHT) et à la formation par la recherche. Un des objectifs principaux du LMI en terme de formation est également de se rapprocher de la formation universitaire et à moyen terme,

de jouer un rôle moteur pour la création d'un master international sur les techniques de la gestion de l'eau ayant pour vocation de rayonner sur la région Méditerranéenne

Dans la suite de cette partie, on présentera une description détaillée du site expérimental équipé dans le cadre du projet LMI. Ce site nommé, Sidi Rahal (R3), constituera notre terrain d'étude pour la détermination de la partition du terme évapotranspiration en évaporation et transpiration.

II.1 Situation du site d'étude (R3 Blé)

1.1 Description de la zone 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 8](#)). 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.

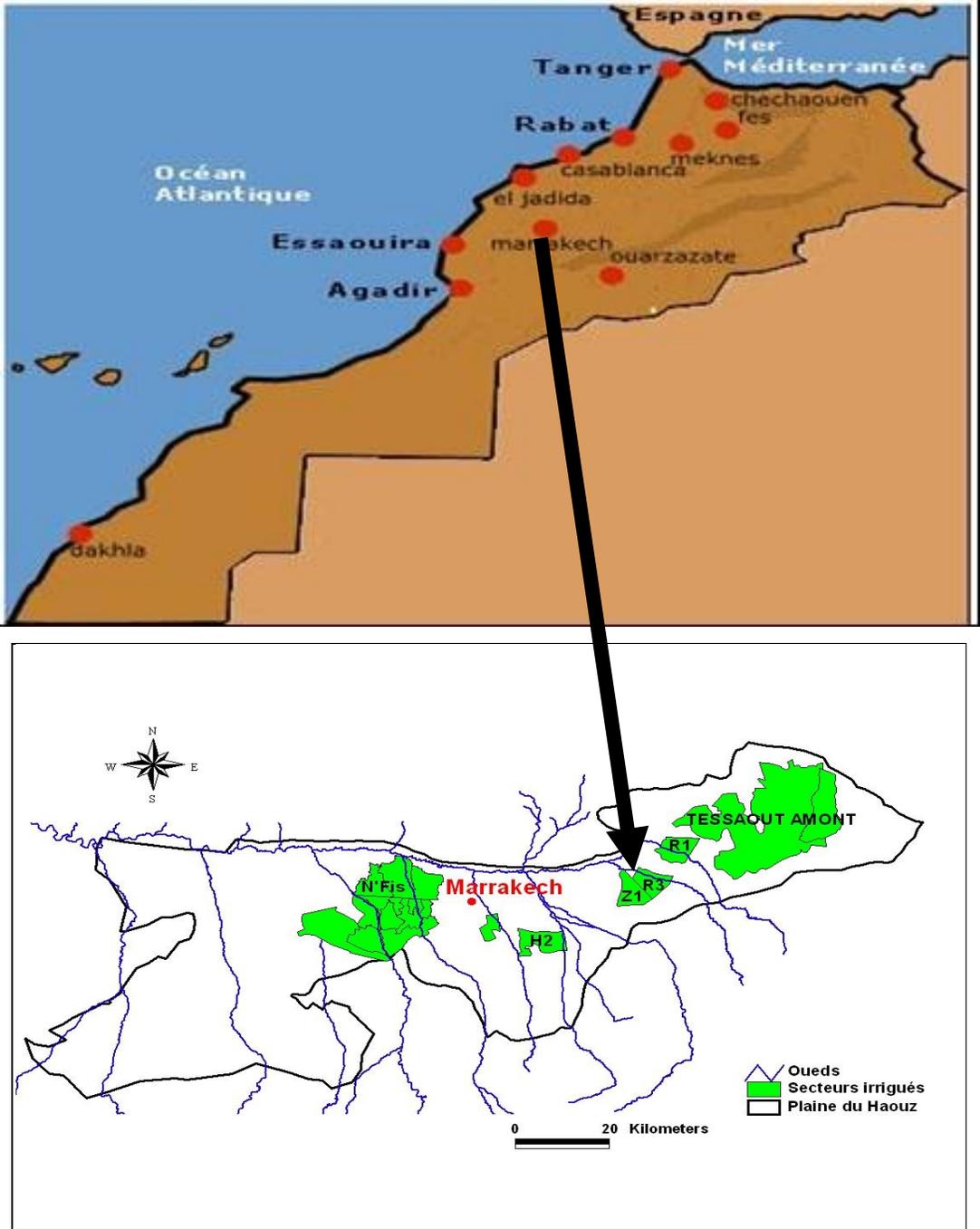


Figure 8 : Situation géographique de la zone d'étude R3 blé

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 9). 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.

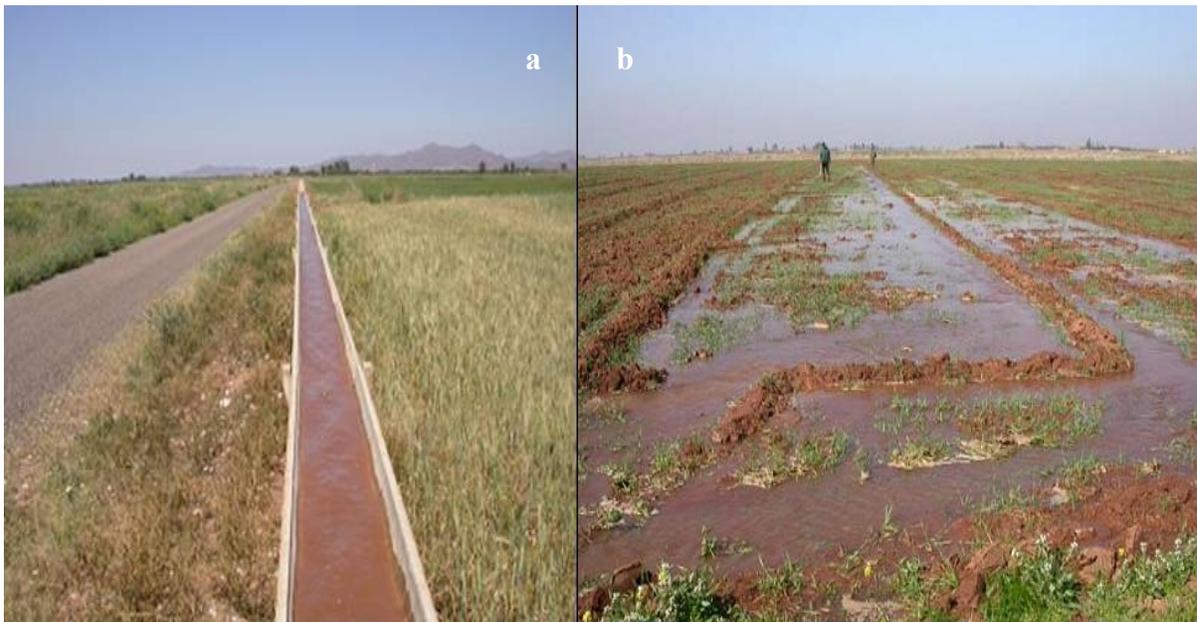


Figure 9 : a) Principe d'acheminement de l'eau sur la zone d'étude (zone R3), b) Irrigation de la parcelle avec la méthode gravitaire.

1.2 Climat

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 253mm 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

Ce site a été instrumenté par des capteurs pour mesurer les paramètres climatiques tels que: la vitesse et la direction du vent (Figure 10), 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 10). 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. Les flux d'eau et d'énergie sont calculés en utilisant un pas de temps d'une demi-heure en faisant appel au software EC-pack développé par le groupe de météorologie et la qualité de l'air The Meteorology and Air Quality Group, Université Wageningen (disponible sur: <http://www.met.wau.nl/>).

Ces différents capteurs nous permettent de suivre les principaux termes des bilans hydriques et énergétiques d'une manière intensive. Il s'agit des flux conductifs, radiatifs et convectifs échangés au sein du continuum système sol-plante-atmosphère.

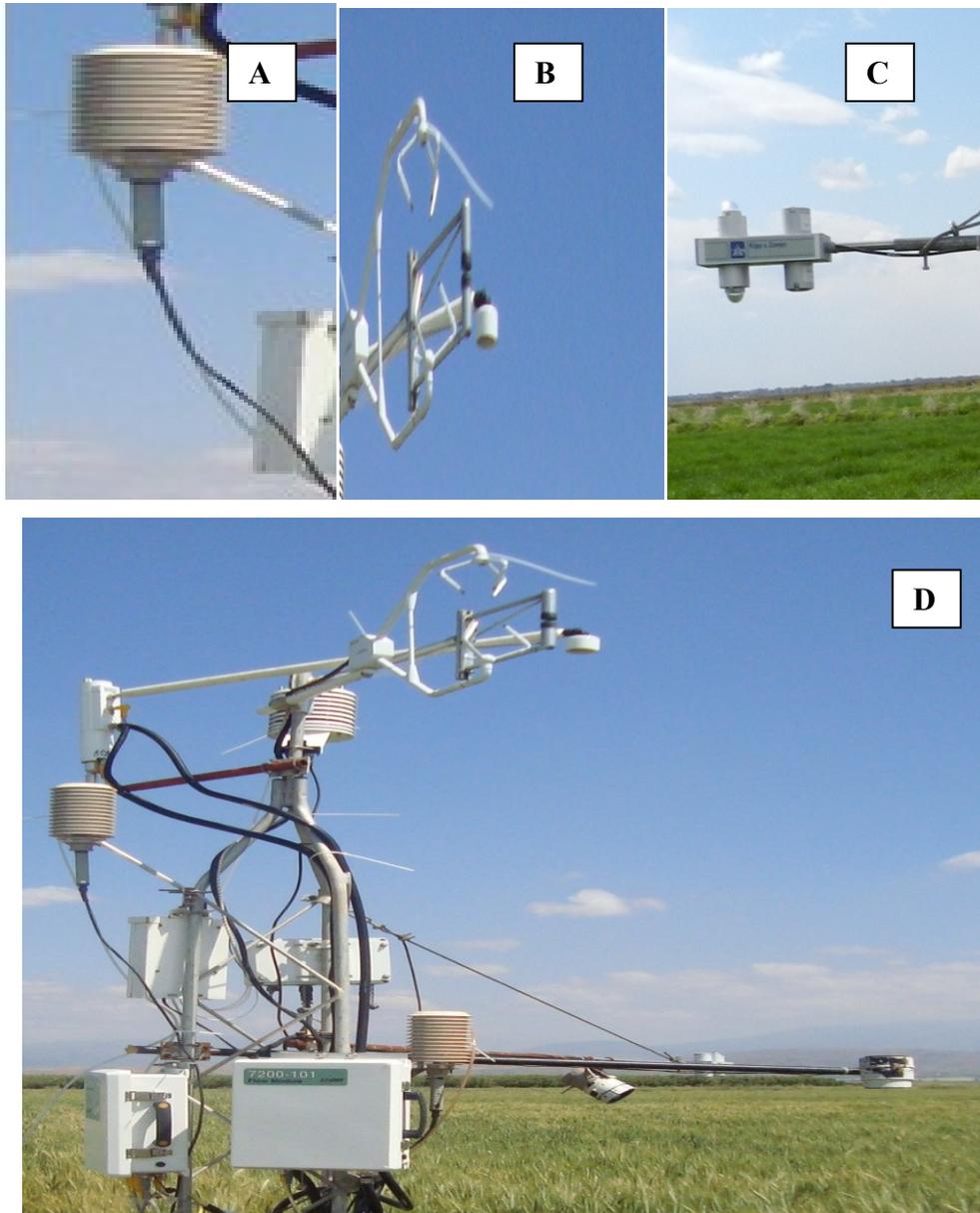


Figure 10 : Les différents instruments installés sur le site du blé R3 (a : Vaissala , b : Hygromètre Krypton et anémomètre sonore, c :Radiomètre net CNRI,d : tous les instruments de mesure).

2.2 Données concernant la végétation

Dans ce travail, la fraction du couvert est déterminée à partir des photos hémisphériques. Ces photos, acquises à travers des lentilles hémisphériques, représentent une technique pratique pour étudier la structure des couverts végétaux (Hale et Edwards, 2002 ; King et al., 1994). Les photos sont orientées vers le haut pour les couverts arborés et vers le bas pour les cultures herbacées. Cette technique fournit un enregistrement permanent, donc une source d'information précieuse de la position, du volume, de densité et de la distribution des trous dans le couvert végétal. Depuis quelques années, la photographie hémisphérique numérique offre une pratique alternative aux scientifiques pour faciliter le traitement des données.

Le travail terrain concernant cette technique consistait à prendre hebdomadairement 8 photos hémisphériques, orientées vers le bas, tous les dix mètres et le long de deux rangs de chacune des deux parcelles intensivement suivies durant la campagne expérimentale 2011-2012. Dix autres parcelles dispersées dans toute la zone d'étude ont été suivies d'une façon moins intensive durant la même saison. On prend chaque semaine 12 photos dans chacune des dix parcelles.

Chaque photo est traitée séparément sous MATLAB (Alhousseine Diarra (2012)). Elle est constituée d'une partie non intéressante, comme les parties qui contiennent les pixels correspondant au ciel et la partie occupée par l'opérateur, et d'une autre partie utile sur laquelle vont se baser les calculs. La première étape du traitement consiste alors à délimiter la partie utile de la photo qui servira aux calculs. La détermination de cette partie est faite par l'élimination des pixels contenus dans l'anneau externe et par l'application d'un masque qui cache l'opérateur. La deuxième étape du traitement consiste à séparer la végétation du sol. Une méthode de classification permet de colorer les pixels de la végétation en noir et ceux du sol en blanc. On retrouve comme résultat une photo binarisée dont le comptage de la proportion des pixels de végétation par rapport à celle du sol devient très facile. Ce principe est illustré sur la [figure 11](#). Cette figure présente un exemple d'une photo hémisphérique brute telle quelle a été prise au terrain (photo à gauche) et la même photo délimitée et binarisée (photo à droite).

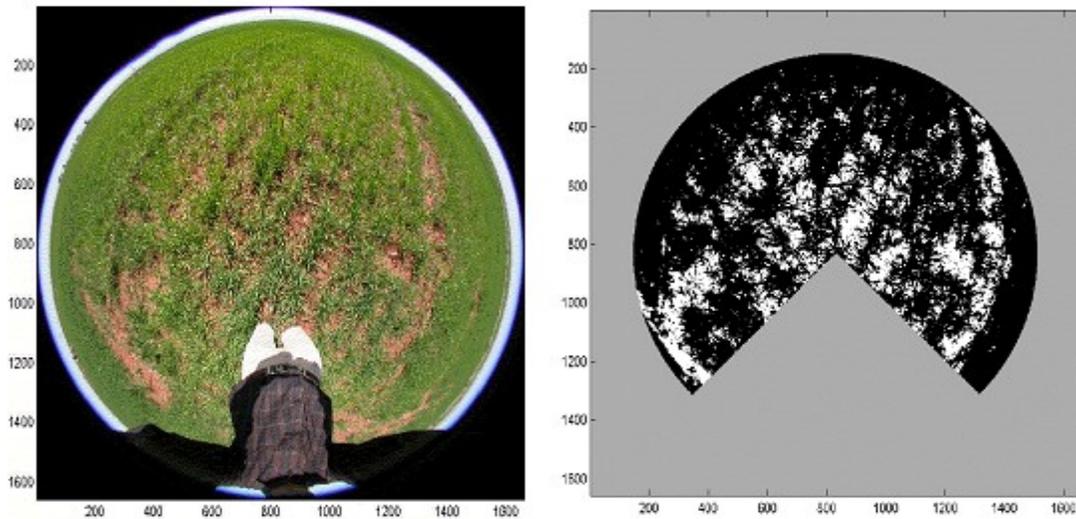


Figure 11. Exemple d'une photo hémisphérique brute (photo à gauche) et délimitée puis binarisée (photo à droite). Sur la photo binarisée, l'anneau externe et l'opérateur sont masqués. Le sol est coloré en blanc tandis que la végétation est colorée en noire.

2.3 Données isotopiques

2.3.1 Prélèvements au champ

Les isotopes stables permettent de caractériser les phénomènes affectant le réservoir d'eau étudié (Plante, feuille, sol), mais pas de quantifier les échanges entre les réservoirs.

Afin de pouvoir déterminer le bilan hydrique à l'échelle couvert-atmosphère, sol-racines, ou encore dans la feuille, il est nécessaire de mesurer les flux entre les différents réservoirs du système.

Une collecte des échantillons des différentes composantes (Végétation – Sol – Atmosphère) s'est avérée nécessaire et est faite d'une façon fine qui respecte la méthode conventionnelle d'échantillonnage.

La mission d'échantillonnage a duré 3 jours successifs, allant du 22/02/2012 jusqu'au 24/02/2012.

Les différentes tâches effectuées 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.

a) Echantillonnage du sol

Pour caractériser l'eau du sol, il est indispensable de connaître la quantité d'eau contenue dans chaque couche du sol, sa capacité d'échange avec les autres réservoirs d'eau et sa composition isotopique.

Les prélèvements du sol sont réalisés à l'aide d'une tarière pédologique qui permet le carottage d'un profil qui peut atteindre 70 cm (Figure 12), avec la nécessité de :

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

Le 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 12 : Le profil du sol prélevé avec la tarière pédologique.

b) Vapeur atmosphérique

L'échantillonnage de la vapeur dans l'atmosphère se fait par une ligne en verre, dont le dispositif est composé de: une pompe, un débitmètre, tuyaux, filtres, pièges de verre et un Dewar pour le carboglace (-80°C) (voir [Figure 13](#)). Les hauteurs d'installation des tubes pour la collecte de la vapeur d'eau sont présentées sur la même figure ainsi que les hauteurs des vaissala (sonde de mesure de température et humidité).

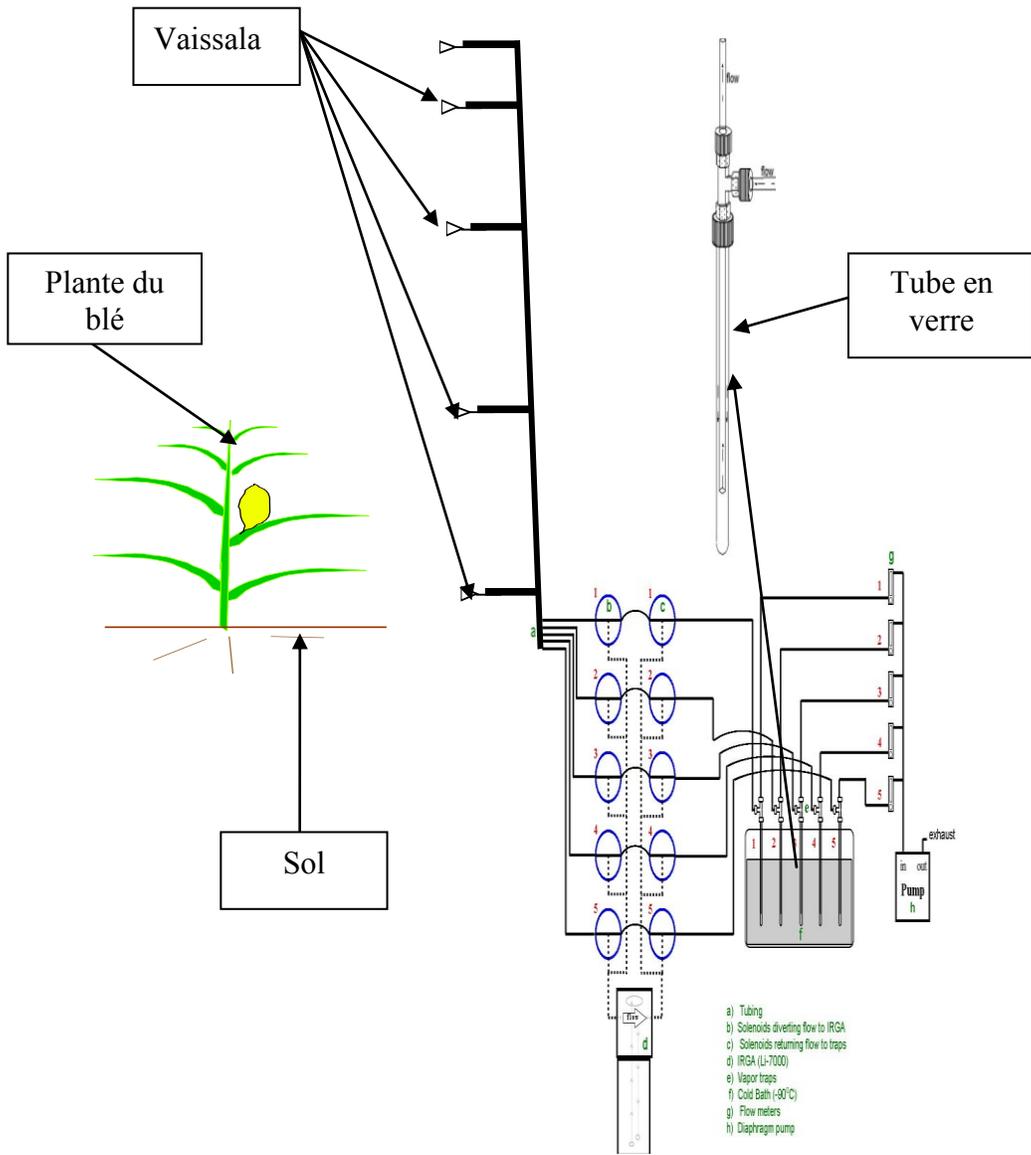


Figure 13: Schéma de la Collecte de la vapeur d'eau atmosphérique

Les jauges d'humidité et de température sont installées sur les mêmes niveaux et sont liés 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 14). 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.

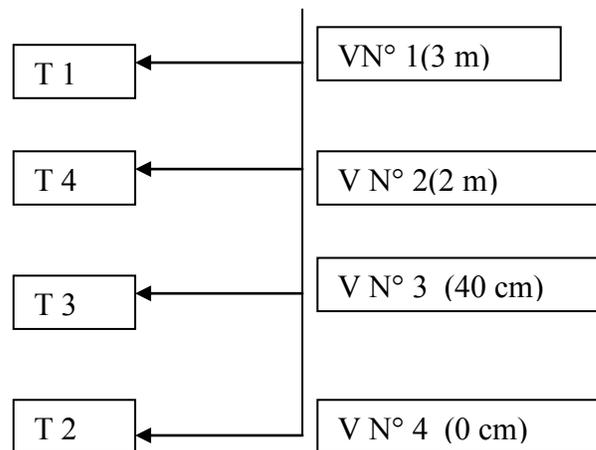


Figure 14 : Dispositif de la collecte de la vapeur atmosphérique (à gauche) et schéma d'installation des tubes d'échantillonnage(T) ainsi que les vaissala(V) (à droite)

c) 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.

d) Eau d'irrigation

L'échantillonnage de l'eau de surface est effectué manuellement et a pour but d'avoir une idée sur le signal isotopique de l'entrée (eau d'irrigation).

L'eau est échantillonnée à partir du réseau des canaux aériens qui acheminent l'eau jusqu'au terrain étudié, Les flacons d'échantillonnage doivent être rincés par l'eau échantillonnée et bien fermés par les couvercles tout en évitant le contact avec l'air.

2.3.2 Extraction de l'eau et analyses isotopiques au laboratoire

2-2-1) Vérification et enregistrement des échantillons

Après la campagne d'échantillonnage, les échantillons reçus au laboratoire sont vérifiés, 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.

2-2-2) Système d'extraction sous vide

L'eau des échantillons est extraite par distillation sous vide ([Figure 15](#)). Deux échantillons de sol et un échantillon de la végétation sont traités chaque jour, pendant 2 heures à 100 ° C, et un échantillon de l'atmosphère pendant une heure.

L'extraction 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.



Figure 15 : la ligne de la distillation sous vide au laboratoire

❖ **Protocole expérimental**

La ligne de distillation permet l'extraction de l'eau contenue dans les échantillons et ce, tout en suivant un protocole d'extraction bien déterminé (Figure 15), basé sur une succession d'étapes, citées ci dessous:

- Mettre en place les bras après qu'elles soient bien lavées et séchées à l'aide de l'étuve.
- S'assurer que toutes les vannes sont bien fermées ;
- Piéger les échantillons à l'aide de l'azote liquide (fixation d'H₂O dans le sol et les tiges) ;
- Mettre en marche la pompe pour la création du vide, jusqu'à une pression de 60 Millitorr ;
- Ouvrir soigneusement les vannes et attendre jusqu'à ce que la pression atteint une valeur de 60 à 100 Millitorr (poste par poste) ;
- Enlever l'azote liquide qui a servi pour la fixation des échantillons ;
- Immerger les échantillons dans un bain marie de 100°C pendant 2h. Le temps dépend de la nature de l'échantillon ;
- Immerger les flacons de récupération dans l'azote liquide pour le piégeage ;
- Après 2 h, il faut enlever l'eau bouillante ainsi que l'azote liquide ;

- Attendre jusqu'à ce que la température des flacons de récupération soit voisine de celle de l'atmosphère ;
- Récupérer le volume extrait dans des flacons destinés à l'analyse isotopique par spectromètre laser.

2-2-3) Analyse des isotopes stables de l'eau

Une fois la distillation sous vide est réussite, les échantillons récupérés dans les petits flacons sont analysés par spectromètre Laser selon la procédure décrite ci-dessous.

La conservation des échantillons revêt d'une importance capitale, car une petite exposition à l'air peut en effet conduire à l'évaporation de l'eau, modifiant ainsi sa teneur isotopique. Les échantillons sont donc conservés dans des bouteilles bien fermées et à température ambiante.

a) Spectromètre Laser

Le spectromètre Laser utilise la dernière technologie de la spectrométrie. Le fonctionnement se base sur le principe des raies d'absorption de chaque atome. En effet, les différents isotopes d'un même élément n'ont pas les mêmes raies d'absorption. En se plaçant à ces longueurs d'ondes précises, on peut mesurer l'absorbance de l'isotope étudié et ainsi déterminer sa quantité dans l'échantillon.

Grâce au spectromètre Laser ([Figure 16](#)), on peut étudier soit des échantillons liquides soit des échantillons gazeux. Au laboratoire, cet appareil est dédié à la mesure d'échantillons liquides.

Le système comporte plusieurs appareils de fonctionnement :

- Un système de pompage,
- Une cellule de vaporisation,
- Une cavité laser CRDS (Cavity Ring-Down Spectroscopy),
- Un passeur automatique d'échantillons,

- Une interface graphique pour l'analyse.

> Le système de pompage

Le système de pompage sert à maintenir la cavité laser légèrement dépressurisée, mais aussi à créer le flux d'azote nécessaire pour entraîner l'échantillon et pour que la cavité soit exempte de toute molécule d'H₂O extérieure qui pourrait fausser la mesure. Un tel flux est entretenu par un système de pompe à palettes en fonctionnement continu.

> La cellule de vaporisation

Les spectromètres lasers nécessitent que l'échantillon soit à l'état gazeux pour pouvoir étudier les raies d'absorption des atomes. Pour pouvoir étudier un échantillon liquide, il faut d'abord le mettre à l'état gazeux. On va donc utiliser une cellule de vaporisation. L'échantillon est introduit dans la cellule qui est chauffée à une température de 140 °C. Ainsi, l'échantillon est rapidement vaporisé et est entraîné dans la cavité laser par un flux d'azote constant. Le système d'introduction de l'échantillon se fait grâce à un septum, évitant ainsi des pertes de gaz.

> La cavité laser CRDS ("Cavity Ring-Down Spectroscopy")

Entraîné par le flux d'azote, l'échantillon rentre sous forme de vapeur dans la cavité laser, elle-même étant légèrement dépressurisée et saturée en azote pour éviter une quelconque interaction entre l'échantillon et d'autres molécules restantes.

La cavité CRDS se base sur le principe que chaque molécule de gaz a une raie d'absorption unique. Ces raies sont bien distinctes et connues. On pourra donc déterminer la concentration de chaque molécule étudiée en mesurant la valeur de leur absorption. Mais dans un spectromètre infrarouge conventionnel, les traces de gaz injecté n'absorbent pas suffisamment pour la sensibilité des capteurs (une partie par million au mieux).

La CRDS évite cette limite de sensibilité en produisant une absorption sur plusieurs kilomètres.

Le faisceau d'une diode laser mono-fréquence pénètre dans une cavité définie par trois miroirs à haute réflectivité. Un photodétecteur enregistre une variation de signal lorsque la lumière traverse l'un des miroirs. Quand le signal atteint une valeur seuil (après une dizaine de microsecondes), le signal continu du laser est brutalement arrêté. Le rayon toujours dans la cavité continue à rebondir sur les miroirs (100 000 fois). Mais les miroirs n'étant pas réfléchissants à 100 % (à 99,999 % en réalité) l'intensité lumineuse à l'intérieur de la cavité diminue d'une manière exponentielle jusqu'à atteindre une valeur nulle. Cette décroissance (« Ring-Down » en anglais) est mesurée en temps réel par le photodétecteur. Le temps pour que la décroissance lumineuse soit suffisante est directement lié à la réflectivité des miroirs (pour une cavité sous vide).

L'exploitation de la loi de BEER-LAMBERT permet ensuite de faire le lien entre le temps de décroissance et la concentration :

$$I = I_0 e^{(-\alpha l)} = I_0 e^{(-\epsilon l C)}$$

Avec :

- I l'intensité du signal de sortie,
- I_0 l'intensité du signal incident,
- α le coefficient d'absorption,
- l la longueur du trajet optique dans la cavité,
- ϵ l'absorptivité molaire,
- C la concentration molaire ou densité de l'échantillon.

➤ Le passeur automatique d'échantillon.

Le passeur est muni d'une seringue et vient prélever un échantillon liquide dans le flacon et le dirige vers la cellule de vaporisation.

Un boîtier de commande permet de régler le nombre et la position des flacons à étudier et le nombre d'injections à effectuer. On peut ainsi définir des méthodes différentes et les enchaîner sans perte de temps.

➤ L'interface graphique

On peut visualiser en temps réel les mesures du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^2\text{H}$ réalisées par le spectromètre grâce à l'interface sur l'ordinateur. Une interface graphique nous permet de visualiser le niveau d' H_2O ou d'isotopes dans la cavité au cours du temps. C'est grâce aussi à cette interface que l'on lance le programme de l'analyse. Les résultats sont enregistrés directement sur le spectromètre ; il suffit de les mettre sous un format tableur pour les interpréter rapidement.

Pour le bon fonctionnement de l'appareil, il est nécessaire d'injecter une quantité de 20 000 ppm d' H_2O , ce qui correspond à une quantité de 1,8 microlitre par injection.

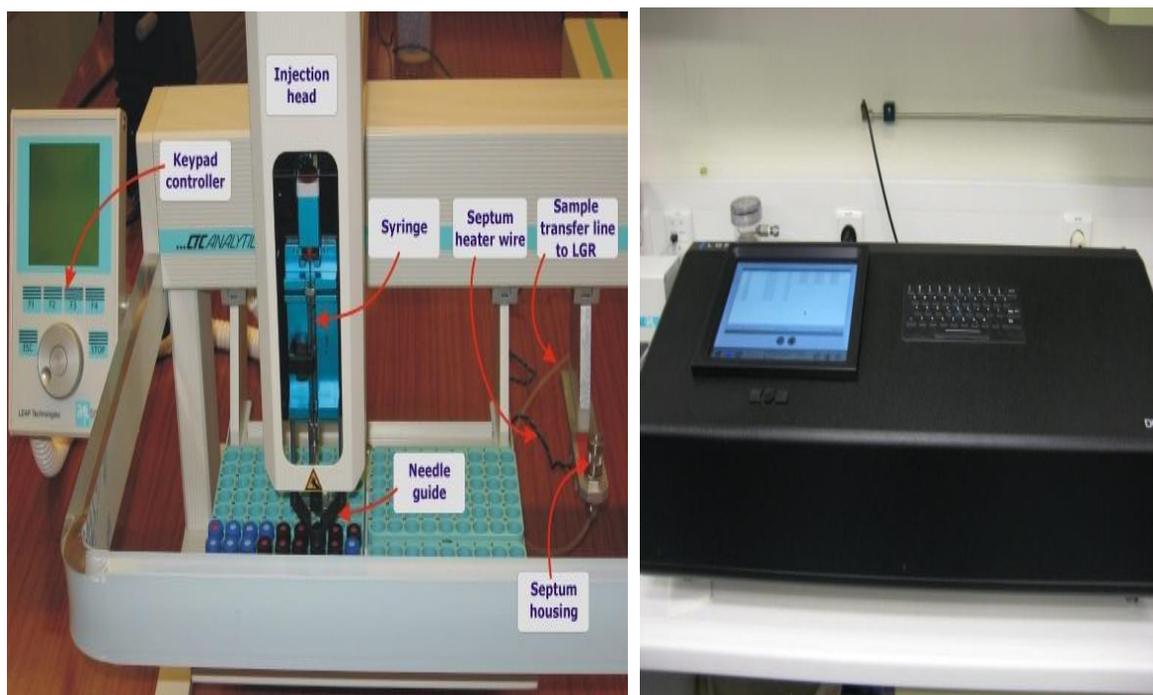


Figure 16: Spectromètre Laser au laboratoire

➤ Les avantages techniques du spectromètre Laser

Le laboratoire possède déjà un spectromètre de masse pour mesurer les isotopes étudiés, mais le spectromètre laser présente quelques avantages non négligeables du point de vue technique :

- Il ne nécessite presque aucune maintenance alors que l'ISOPRIME nécessite une maintenance régulière pour le changement de colonne,
- Il est capable de mesurer les deux isotopes simultanément, ce qui fait gagner un temps considérable.

2.3.3. Dosage des chlorures dans les solutions des sol

Dans notre région d'étude, l'effet des précipitations étant négligeable, les sels accumulés dans la zone non saturée proviennent uniquement de la ressource. La demande évaporative de la zone est très importante (Margat, 1977; Bouhlassa et Paré, 2006). Dans les conditions climatiques de la région, elle est beaucoup plus importante que l'habilité du sol à conduire l'eau en phase liquide et vapeur-liquide de façon continue ; il se produit alors une partition verticale de ces différentes phases dans la zone non saturée du sol et l'apparition d'un front d'évaporation situé entre la nappe et la surface du sol (Menenti, 1984 ; Gowing and Asghar, 1996 ; Rose *et al.*, 2005).

Pour Gowing et al., (2006), plus fine était la texture du sol, plus profond était le front d'évaporation, et plus faible était la demande évaporatoire, plus faible était la profondeur du front. Scanlon (1991) a montré que le front d'évaporation augmentait avec la salinité de la ressource.

Pour notre cas, nous allons utiliser le dosage des chlorures comme une méthode d'évaluation de la qualité des eaux d'irrigation et leurs impacts sur le sol.

2-3-1) Préparation des solutions du sol au laboratoire

Le procédé consiste à échantillonner des profils de sols afin d'analyser l'eau interstitielle. L'analyse des chlorures et des nitrates est effectuée après préparation des solutions de sol étuvé.

Une certaine masse de sol fut préalablement séchée à 120°C, et on procéda ensuite comme suit :

- Broyage de l'échantillon d'une façon ménagée à la main et au mortier,
- Tamisage dans un tamis de 1mm,
- Pesée de 5g d'échantillon,
- Ajout de 100 ml d'eau distillée,
- Agitation pendant 15h dans un agitateur magnétique à vitesse moyenne,
- Filtrage sous vide sur support en verre fritté doublé d'un papier filtre (porosité = 0,45µm) et récupération du filtrat dans un flacon de 500ml,
- Analyse physico chimique (principalement les ions chlorures) par chromatographie ionique à l'aide du Dionex X120 dont le principe est exposé ci-dessous.

2-3-2) Dosage par chromatographie ionique

Les ions majeurs sont analysés par la chromatographie ionique à l'aide du DIONEX, dont le principe est basé sur un échange d'ions sur résine, cette dernière peut être chargée soit positivement (pour séparer les anions) soit négativement (pour séparer les cations).

Un éluant préparé à base des carbonates et des bicarbonates de sodium en cas d'analyse des anions, ou d'acide méthanosulfonique (HMSA) en cas d'analyse des cations est nécessaire pour entraîner les ions de l'échantillon en fonction de leur taille et de leur polarisabilité, par une phase dite mobile, et les séparés afin de les fixer sur la résine d'une colonne où sont installés des sites échangeurs d'anions ou de cations par la phase dite stationnaire.

La séparation se fera plus ou moins facilement selon que l'interaction électrostatique entre la résine de la colonne et les ions à séparer est plus ou moins forte. Le temps de rétention diffère pour chacun des espèces ioniques ce qui permet de les identifier et de les dosés à l'aide d'un détecteur conductivimétrique.

L'identification de l'espèce ionique est assurée par la comparaison des temps de rétention des différents pics observés avec ceux des standards ; la hauteur ou la surface des pics permet une détermination quantitative (Figure 17).

- **Schéma général d'un chromatographe ionique**

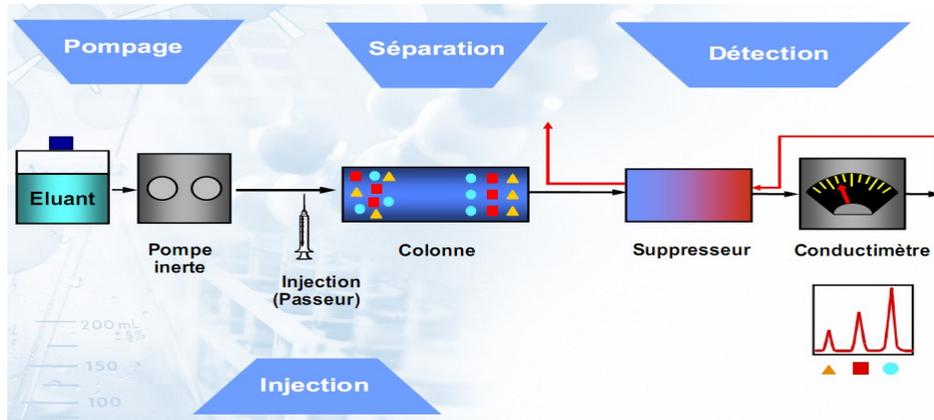


Figure 17: Schéma général d'un chromatographe ionique.

L'appareillage de chromatographie DIONEX IC-120 comprend (Tableau 2):

- ✓ Une pompe, fonctionnant en mode Isocratique
- ✓ Un système d'injection, (boucle de 25µl)
- ✓ Une pré-colonne ou colonne de garde
- ✓ Une colonne de séparation analytique
- ✓ Un supprimeur compensateur de conductivité
- ✓ Un détecteur conductimétrique
- ✓ Un système d'acquisition et de contrôle de l'instrument piloté par le logiciel Chromelon version 6.8
- ✓ Un échantillonneur automatique DIONEX AS 40

- **Analyse des anions :**

Après avoir conditionné le système chromatographique (signal de conductivité : 16 $\mu\text{s}/\text{cm}$ et une pression : 1600 PSI). On procède à la préparation d'une gamme de solutions étalons certifiés, de composition anionique mixte avec des concentrations différentes (F ; Cl ; NO₂; NO₃; Br; PO₄ ; SO₄)

- **Les constitutions de la chromatographe ionique.**

<i>La pompe</i>	Elles fonctionnent sous haute pression (1300 psi en moyenne).
<i>L'injecteur</i>	une vanne rhéodyme travaillant à haute pression.
<i>La pré-colonne</i>	Il assure la protection de la colonne contre d'éventuelles pollutions provenant aussi bien de l'éluant que de l'échantillon, et il allonge les temps de rétention. Elle est constituée de la même phase stationnaire que celle de la colonne.
<i>La colonne</i>	Il est de type CS 12A. La phase stationnaire est constituée d'un support de divinylbenzène/éthylvinylbenzène greffé avec des groupements acide carboxylique/acide phosphorique.
<i>Le supprimeur</i>	L'autosuppression utilise l'eau comme régénérant. Les ions OH ⁻ générés à la cathode par électrolyse de l'eau provenant de l'éluant, se déplacent vers les membranes échangeuses d'anions. Ils se combinent avec les ions H ⁺ de l'éluant pour former de l'eau. Au même moment, les anions entrent dans la chambre anodique et sont déplacés par le débit de l'eau.

Tableau 2 : les différents constituants d'un chromatographe ionique.

Les étalons sont placés dans l'échantillonneur automatique en premier temps suivit des échantillons. Les résultats sont obtenus du micro-ordinateur à l'aide du logiciel Chromeleon et sont exprimés en mg/l. L'aire obtenue des étalons est comparée à celle des échantillons pour en calculer

la concentration à l'aide d'une courbe linéaire. Au besoin, il faut réintégrer les données en suivant le programme du logiciel et multiplier par le facteur de dilution.

CHAPITRE III : DISCUSSION DES RESULTATS

L'interprétation des résultats issus de deux méthodes utilisées pour le calcul de la partition de l'évapotranspiration, nécessite une connaissance préalable des conditions climatiques dominantes. Pour cela, nous allons présenter les valeurs d' ET_0 calculées au cours de l'année, ainsi que les autres variables climatiques qui pourront l'influencer.

III.1 Les variables climatiques

Sur la [figure 18](#), nous avons présenté l'évolution des variables climatiques qui caractérisent la région pendant l'année 2012. Il s'agit des précipitations, de la température et l'évapotranspiration de référence ET_0 qui est calculée par l'équation de Penmann pour le site du blé.

On remarque que l'évolution d' ET_0 est typiquement similaire à celle d'une région semi aride Méditerranéenne (Er-Raki, 2007). Les faibles valeurs d' ET_0 (0.99 mm/j) sont enregistrées durant l'hiver et les valeurs élevées (9mm/j) durant l'été. ET_0 atteint des valeurs importantes à partir du mois de Mai et suit la même évolution que la température de l'air, chose qui paraît logique puisqu'on utilise ce paramètre pour calculer l'évapotranspiration de référence ET_0 .

Concernant la variable pluie, une irrégularité est observée. La pluviométrie maximale est de l'ordre de 23.8 mm/j et est enregistrée le 09/2/12 et toutes les autres valeurs sont faibles, à très faibles caractérisant ainsi la région semi aride.

Ces caractéristiques climatiques limitent les possibilités d'amélioration et de diversification de la production agricole et montrent l'importance d'une gestion rationnelle de l'eau dans la région. L'accès à une telle gestion, dans le domaine agricole, passe forcément par la connaissance des besoins réels en eau des cultures. D'où l'intérêt des mesures et de modélisation de l'évapotranspiration réelle.

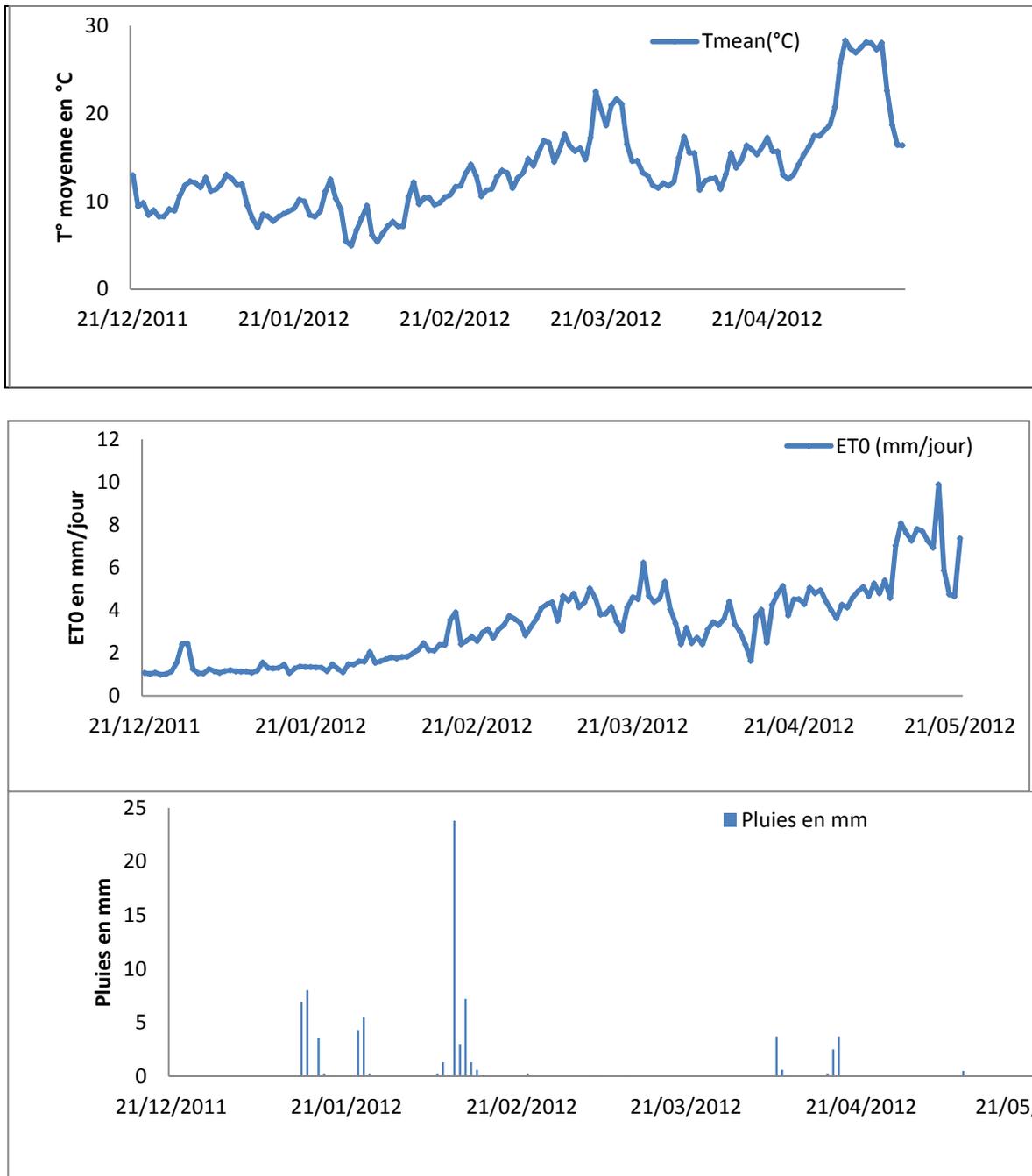


Figure 18: Evolutions journalières de l'évapotranspiration de référence ET_0 , de la température et de la pluie caractérisant le climat du site du blé durant la saison 2011/2012.

III.2 Validation de la méthode de « Keeling plot » sur le site du blé R3

La composition isotopique de la vapeur d'eau mesurée en un lieu donné est la résultante de l'origine et de l'histoire de la masse d'air; d'où l'hétérogénéité enregistrée dans les séries isotopiques chronologiques ainsi mesurées.

Rappelons que l'échantillonnage a été réalisé sur un site du blé, pendant trois jours successifs, allant du 22/2/12 jusqu'au 24/2/12, que l'irrigation a eu lieu sept jours avant l'échantillonnage et que les dispositifs de mesures des paramètres météorologiques sont situés sur le site d'étude.

Dans notre cas, la végétation est dense et elle est en pleine phase évapotranspiratoire, donc il devrait être possible de déceler s'il existe ou non un enrichissement isotopique dans la vapeur d'eau du couvert végétal par rapport à la vapeur atmosphérique générale au-dessus de ce couvert.

La détermination de la teneur en ^{18}O et en ^2H de l'eau des échantillons a été réalisée grâce à la méthode d'analyse isotopique détaillée dans les chapitres précédents. L'emploi de cette technique a permis de suivre sur un pas de temps très court, l'évolution d'un volume de vapeur restreint et d'obtenir une "photographie" quasi-instantanée de la microstratification de la composition isotopique de la vapeur d'eau sur un profil à un moment donné.

2.1 Signature isotopique de la vapeur atmosphérique

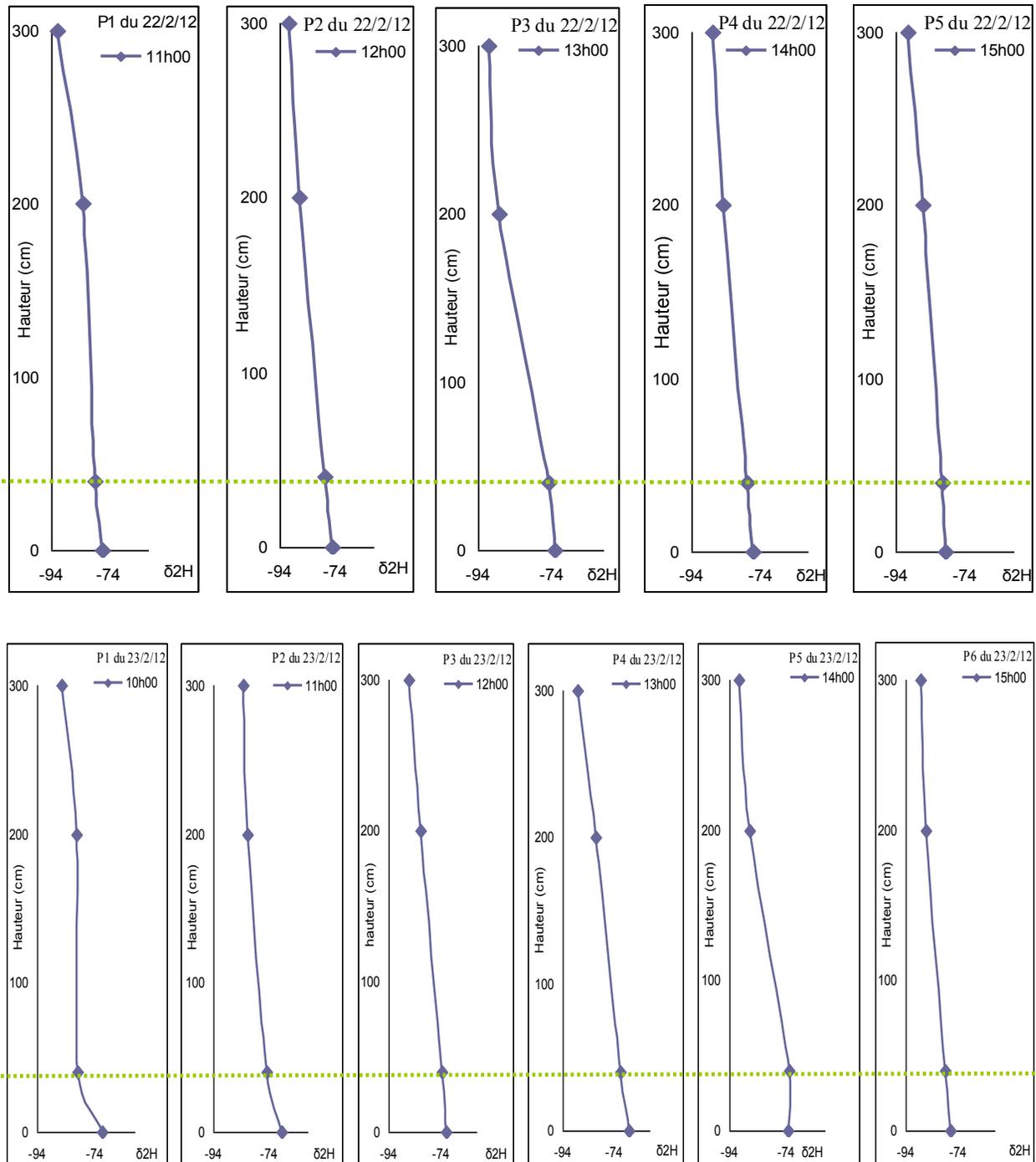
La composition isotopique de la vapeur d'eau mesurée à un niveau donné dans l'atmosphère du couvert, doit normalement être considérée comme la résultante d'un mélange entre :

- La vapeur transpirée dont la composition isotopique moyenne est identique à celle de l'eau de la tige, dans le cas où le réservoir foliaire est à l'état stationnaire ;
- Une vapeur préexistante, dont la composition isotopique est imposée par l'histoire de la vapeur d'eau régionale.

Le couplage des mesures climatiques et isotopiques s'avère nécessaire afin de déterminer le flux d'isotopes dans l'atmosphère (flux qui est directement lié à la transpiration) et même pour

expliquer la composition isotopique de la vapeur d'eau atmosphérique en fonction des différentes sources.

Les différentes valeurs de la composition isotopique de la vapeur d'eau prélevée à 4 niveaux au dessus, au dessous et au niveau du couvert végétal au cours de l'expérience du 22/2/12 au 24/2/12, c'est-à-dire à un moment de plein développement de la culture, sont représentées sur le graphique de la [figure 19](#).



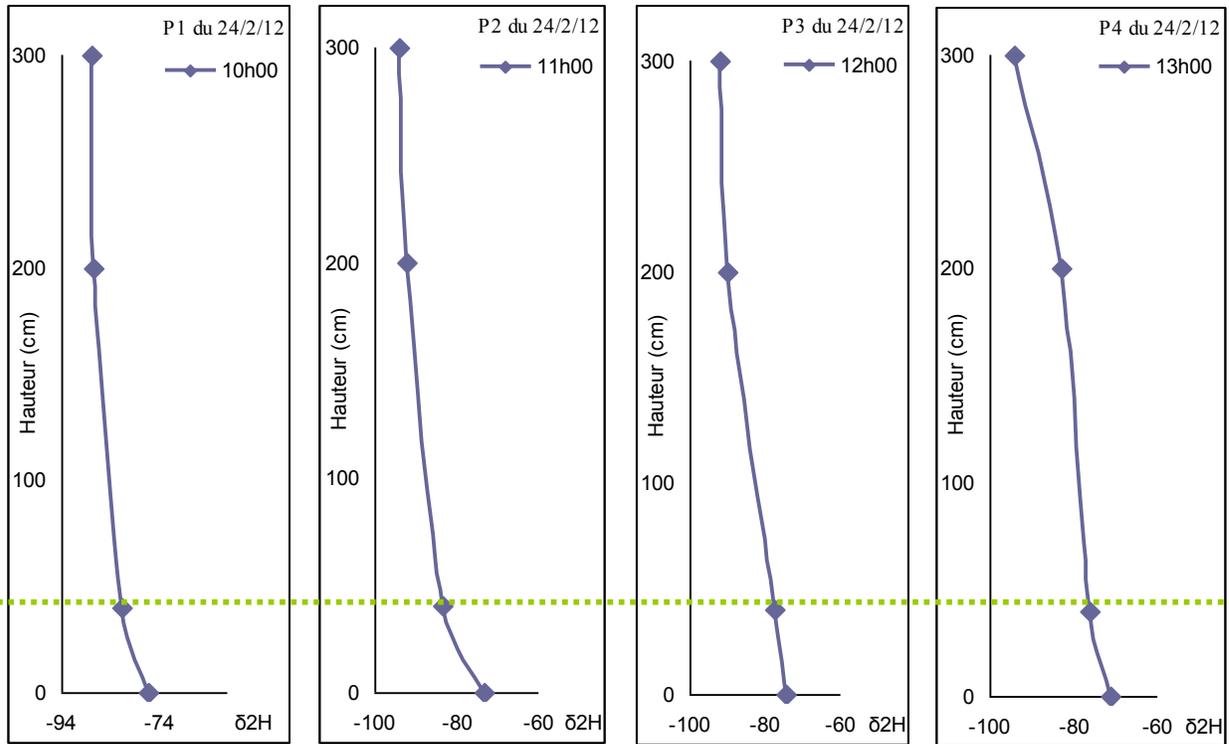


Figure 19 : Evolution comparée des teneurs en ^2H de la vapeur d'eau atmosphérique à différentes hauteurs dans et au-dessus du couvert végétal (0cm, 40cm, 2m et 3m)

La série chronologique des valeurs de $\delta^2\text{H}$ de la vapeur d'eau prélevée selon les 4 niveaux indiqués est représentée sur la figure 19 qui illustre la variation spatio-temporelle.

Les profils obtenus montrent une hétérogénéité spatio-temporelle. Du bas en haut, on remarque un appauvrissement du signal isotopique (-76.11‰ à -90.46‰ pour le premier, -71.96‰ à -87.01‰ pour le deuxième et de -73.79‰ à -91.89‰ pour le troisième jour).

Cependant, au cours de la journée, une homogénéisation du signal isotopique dans le couvert végétal apparaît, et ce, à partir de 14h. Ce qui montre la contribution importante de la plante dans le cycle de l'eau via la transpiration. D'où la nécessité de la détermination de la contribution du processus de la transpiration dans la composante évapotranspiration.

2-2 Signature isotopique de l'eau des tiges

Avant de chercher à rendre compte de l'influence de la transpiration sur la composition isotopique de l'eau des tiges, il est indispensable de bien comprendre les facteurs qui vont régir l'absorption racinaire.

Comme il a été bien expliqué dans les chapitres précédents, l'eau prélevée par les racines impose la composition isotopique de l'eau d'alimentation de la culture soit le signal d'entrée dans la plante, étant donné que pour les isotopes de l'eau (^2H , ^{18}O), les fractionnements isotopiques liés aux processus d'absorption sont négligeables par rapport au processus d'évaporation (Washburn et Smith, 1934; Zimmermann et al., 1967; Bariac, 1988).

En effet, selon les conditions hydriques du sol et les paramètres climatiques, les couches sollicitées par le pompage racinaire peuvent varier au cours d'une journée.

Puisque le pompage racinaire ne provoque aucun fractionnement isotopique, nous allons essayer par la suite de montrer à partir des résultats des analyses isotopiques que les racines vont intégrer l'hétérogénéité isotopique de l'eau du sol.

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 $\delta^2\text{H} = -46,88\text{‰}$ et $\delta^{18}\text{O} = -7,25\text{‰}$ (Tableau 3).

La transpiration maximale détectée généralement vers midi de chaque jour, est due à la variation des conditions météorologiques à cette heure-ci. La température et l'humidité relative sont les paramètres qui influent le degré de transpiration au cours de la journée. Les pics d'enrichissement en isotopes correspondent aux températures les plus élevées et aux humidités relatives les plus basses.

	Végétation	² H	¹⁸ O
22/02/2012	13h00	-34,55	-2,83
23/02/2012	10H30	-29,29	-0,60
	12H30	-27,29	-2,10
	16H30	-34,55	-3,48
24/02/2012	10H30	-35,58	-1,37
	12H30	-39,77	-3,81
	14H30	-34,79	-2,71
	14H45	-41,52	-2,28

Tableau 3 : la fréquence de la collecte des tiges durant la période d'échantillonnage et les teneurs en ²H et en ¹⁸O dans l'eau de ces tiges

- **Relation « Sol-Végétation »**

La densité racinaire est maximale à la profondeur du sol (dans les 10 premiers centimètres) où la signature isotopique de l'eau atteint les valeurs les plus élevées.

Les compositions isotopiques de l'eau du sol, mesurées à une même profondeur, ne montrent pas d'évolution significative au cours du temps. La teneur en isotopes stables présente dans l'eau du sol n'évolue pas au cours de la journée, aussi bien pour les couches superficielles (0-10cm) que pour les couches les plus profondes (15-50cm). Nous avons donc un système dans lequel à l'échelle de la journée étudiée, le réservoir sol garde la même signature isotopique alors que celle de la végétation varie de manière significative.

D'après la [figure 20](#), on remarque que l'enrichissement isotopique enregistré à la surface du sol est caractéristique de l'évaporation, comme le montre la répartition, dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$, des teneurs isotopiques le long des droites dont les pentes 3.37 et 5.77 sont caractéristiques de ce processus.

L'évolution des signaux isotopiques dans les profils du sol ainsi que dans l'eau de la tige, conduit aux remarques suivantes :

- La composition isotopique de l'eau du sol évolue essentiellement dans les premiers centimètres du sol: le rayonnement net atteignant sa valeur maximale au milieu de la journée ([Figure 21](#)), on aurait pu s'attendre à une augmentation des teneurs en ²H de l'eau du

sol des couches soumises à l'évaporation, et ce, malgré la densité du couvert végétal qui limite cette évaporation (AL Khalaf et al. 1978).

- Un appauvrissement isotopique ainsi constaté peut être attribué aux phénomènes capillaires qui provoquent la remontée, vers la surface du sol, d'eau de couches plus profondes et donc plus appauvries en isotopes lourds. Ces remontées capillaires sont amplifiées par l'absorption racinaire (Jaillard & Luc 1997).

Les travaux de Zimmerman et al. (1967), ayant montré l'absence de fractionnement isotopique au cours de l'absorption racinaire, la composition isotopique de l'eau de la tige est donc bien représentative de l'intégration des variations des teneurs en ^2H de l'eau des différentes parties de la rhizosphère.

La composition isotopique de l'eau de la tige est proche de celle de l'eau du sol à -30 cm: cela laisse supposer que les niveaux de surface ne participent pratiquement pas à l'alimentation hydrique de la plante. Cette hypothèse est confirmée par le fait que, d'une part, les niveaux superficiels présentent les humidités pondérales les plus faibles, et d'autre part, que les racines sont en général peu développées dans les premiers centimètres du sol.

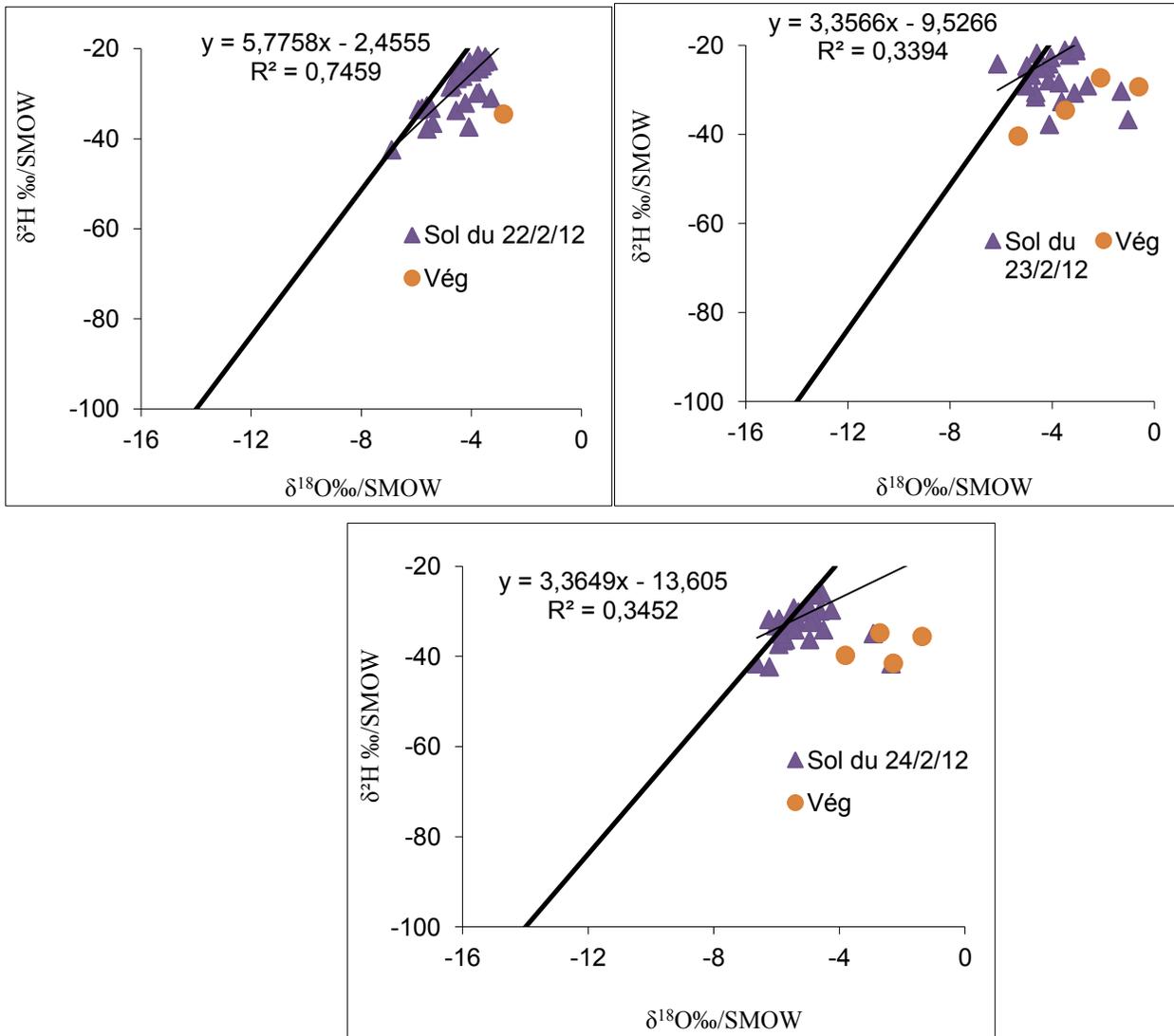


Figure 20: Relation $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ dans l'eau du sol à différentes profondeurs et dans la plante

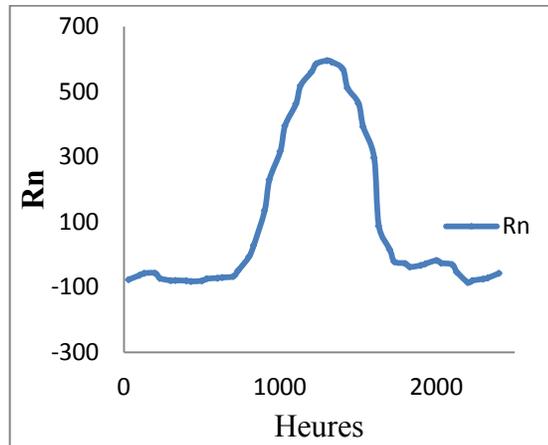


Figure 21: Variation du rayonnement net au cours de la journée (22/02/2012)

L'eau qui circule dans les tiges correspond bien à celle qui est prélevée à une certaine profondeur dans le sol, ceci peut être vérifié par un logiciel qui donne une idée exacte sur la profondeur d'extraction de l'eau. Il s'agit du logiciel Iso-Source, qui calcule la contribution des sources de gammes proportionnelles à un mélange, basé sur des analyses d'isotopes stables lorsque le nombre de sources est trop grand pour permettre l'aboutissement d'une solution unique. (Il peut également être utilisé pour d'autres traceurs non-isotopiques tels que les concentrations en traces de produits chimiques).

- **Détermination de la profondeur d'extraction racinaire**

Les profondeurs d'absorption d'eau par les racines ont été examinées en utilisant une comparaison des changements des teneurs en ^2H dans le profil du sol et dans l'eau de la tige à l'état stationnaire (midi) (Figure 22). La profondeur de l'absorption d'eau par les racines est déduite à partir des profondeurs où la signature de l'eau des tiges est identique à celle de l'eau du sol (Wang et al., 2010) étant donné qu'il n'existe pas d'effet de fractionnement isotopique lors de la transpiration par la plupart des plantes, y compris le blé (Lin et Sternberg, 1994; Yakir et Sternberg, 2000). Les résultats des histogrammes et du profil suggèrent que l'absorption d'eau par les racines est le moins profond pendant la phase d'étude (émergence- maximum canopy) et est située à une profondeur de (10cm-20cm) représentée sur le profil (Figure 23), par l'intersection de la signature

isotopique de l'eau du sol et l'eau de la tige et sur les histogrammes par le plus grand pourcentage 90% sur la profondeur 10cm-20cm. L'interface du logiciel Iso-Source est présentée sur la [figure 24](#).

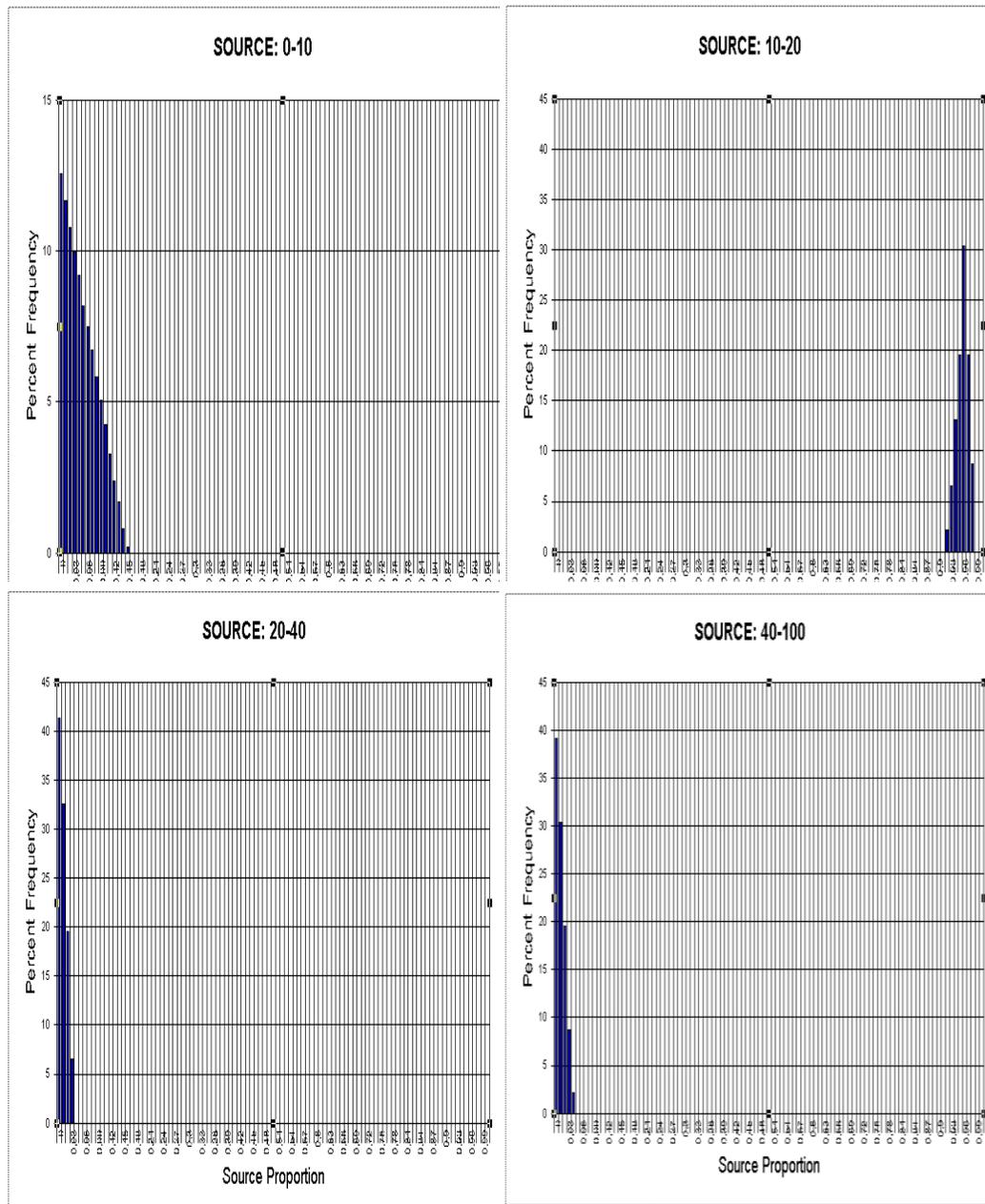


Figure 22 : Histogrammes de la contribution de l'eau du sol dans l'absorption racinaire

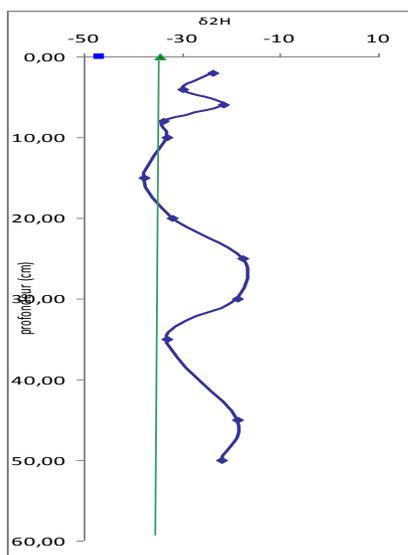


Figure 23: Profil de la signature isotopique de l'eau du sol en fonction de la profondeur et de l'eau de la tige (trait vert) du jour 22/2/12.

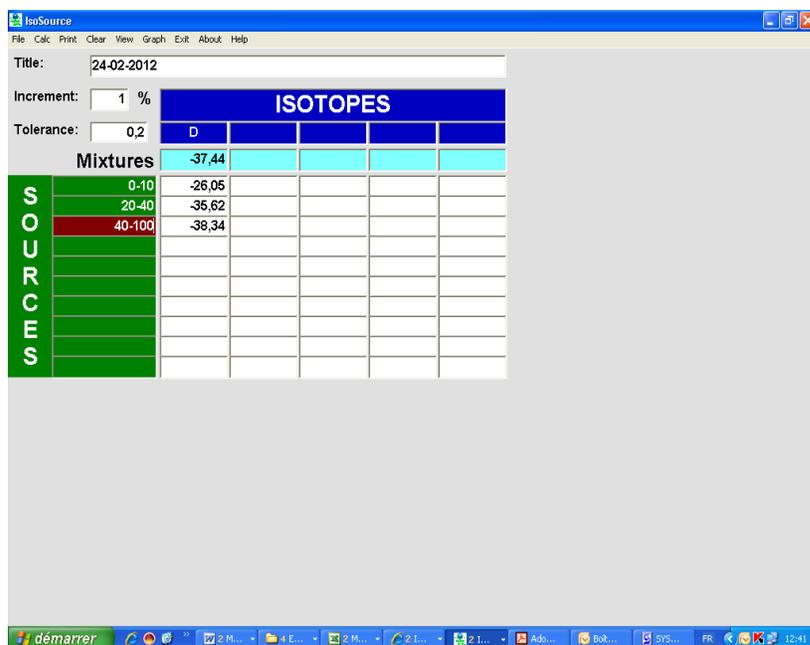


Figure 24 : Interface du logiciel Iso-source

- **Relation « végétation-atmosphère »**

Les variations des teneurs en isotopes stables doivent être mises en relation avec les valeurs de l'humidité relative atmosphérique mesurée à 40cm dans le couvert végétal.

Normalement, chez les plantes qui transpirent, on observe une variation journalière de la composition en ^2H de l'eau de la tige sous forme d'un enrichissement, et que cet enrichissement est inversement proportionnel à l'humidité relative de l'air et directement proportionnel à la température, comme le montre la [figure 25](#).

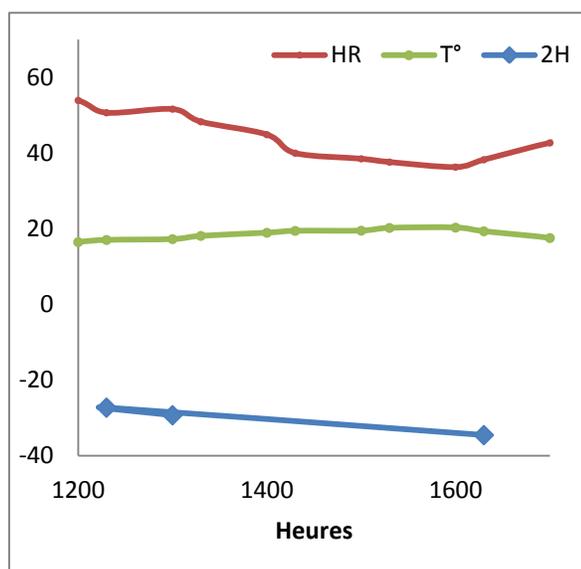


Figure 25: Variation de la température ($^{\circ}\text{C}$), de l'humidité relative (%) et des teneurs en ^2H (‰) au niveau 40cm au-dessus du sol (niveau du blé) au cours d'une journée (22/02/2012).

En outre, la composition isotopique de l'eau des tiges du blé subit une répartition qui suit la logique suivante :

- Accroissement rapide des teneurs en ^2H depuis le lever du jour jusqu'à l'atteinte d'un palier ou d'une valeur maximale vers midi.
- Décroissance de ces mêmes abondances au cours de l'après midi.

Par ailleurs, si on compare les résultats issus des signatures isotopiques des deux composantes (Végétation-atmosphère), on remarquera que les valeurs maximales des teneurs en ^2H de la végétation coïncident avec les valeurs maximales des teneurs en ^2H de la vapeur

atmosphérique collectée sur le niveau 3 (40 cm au dessus du sol qui représente le niveau du couvert végétal) et pendant les mêmes heures.

2.3. Signature isotopique de l'eau du sol

Les processus d'évaporation et de diffusion, dans le sol, établissent des profils isotopiques qui montrent un enrichissement isotopique en surface aussi bien pour les sols saturés (Zimmermann et al., 1967) que non saturés (Barnes et al., 1983). Le gradient isotopique dans le sol, avant ou au cours de la mise en place d'une surface couvrante végétale importante, va dépendre des paramètres **physiques** du sol et des paramètres **climatiques** et **isotopiques**.

La comparaison des teneurs en ^{18}O et en ^2H apporte des informations supplémentaires sur l'état évaporatoire du sol. L'évaporation contrairement à la condensation, qui est un processus à l'équilibre et dépend seulement de la température, est un processus hors équilibre. L'enrichissement isotopique à l'évaporation est plus ou moins intense et dépend des paramètres atmosphériques (Température, Humidité relative, teneurs en isotopes de l'air) et de l'état de turbulence de la couche surmontant la surface évaporatoire (Craig et al., 1963).

Au cours de l'évaporation, deux types d'enrichissement (fractionnement) successifs se produisent, l'un au moment de changement de phase (Fractionnement à l'équilibre) et le second pendant le transport de la vapeur (fractionnement cinétique).

Avant d'interpréter les résultats des variations des teneurs isotopiques dans les profils des sols prélevés à midi, il est important d'avoir une idée sur les caractères physiques du sol étudié, ainsi que les paramètres climatiques.

2-3-1) Paramètres physiques du sol de la zone étudiée

Le mouvement de l'eau dans le sol peut être décrit lorsqu'on travaille à une échelle locale et ceci en déterminant les propriétés hydrodynamiques du sol en question, mais cette description devient plus difficile lorsqu'on passe à une échelle plus grande.

Pour notre cas, les fractions qui dominent sont tantôt l'argile, et tantôt le limon fin, ceci nous mène à classer notre sol dans la catégorie des sols argilo- limoneux, comme le montre les tableaux suivants :

	Argile	Limon fin	limon grossier	Sable fin	Sable grossier
% des classes	40	15	27,1	1,1	25,8

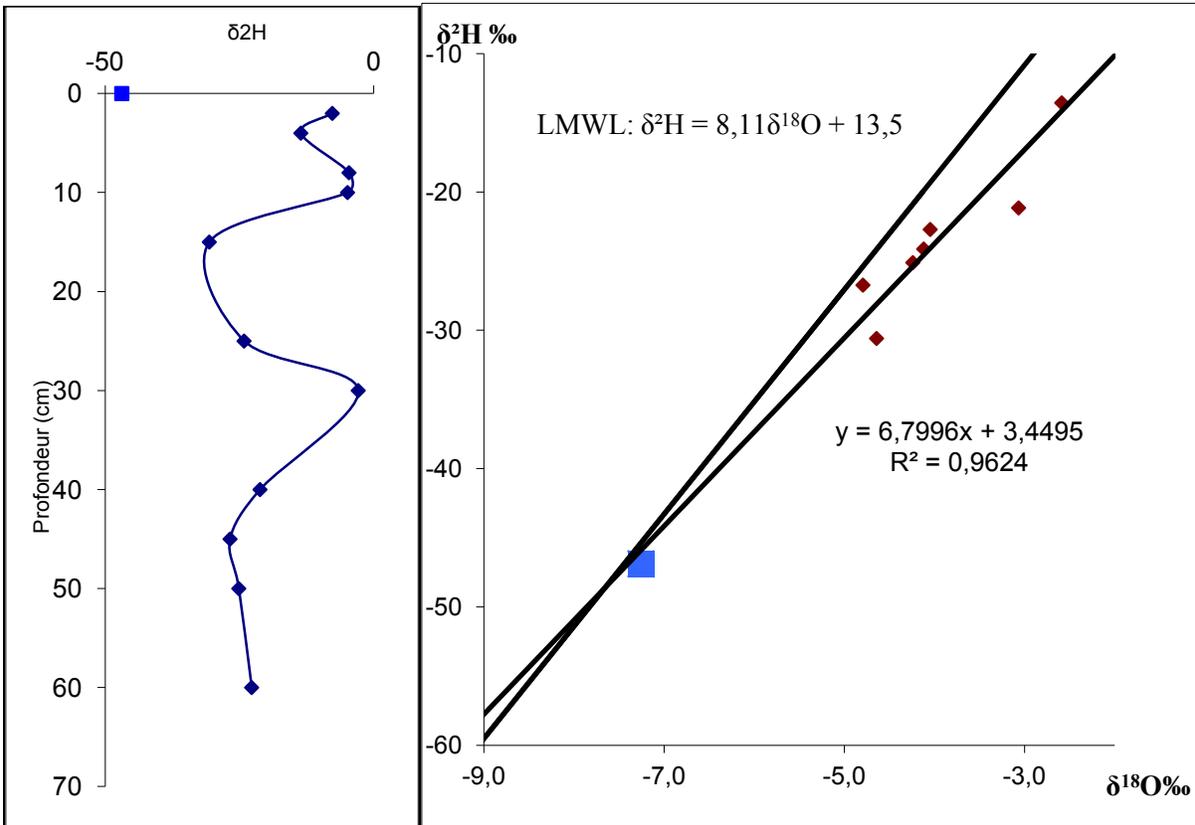
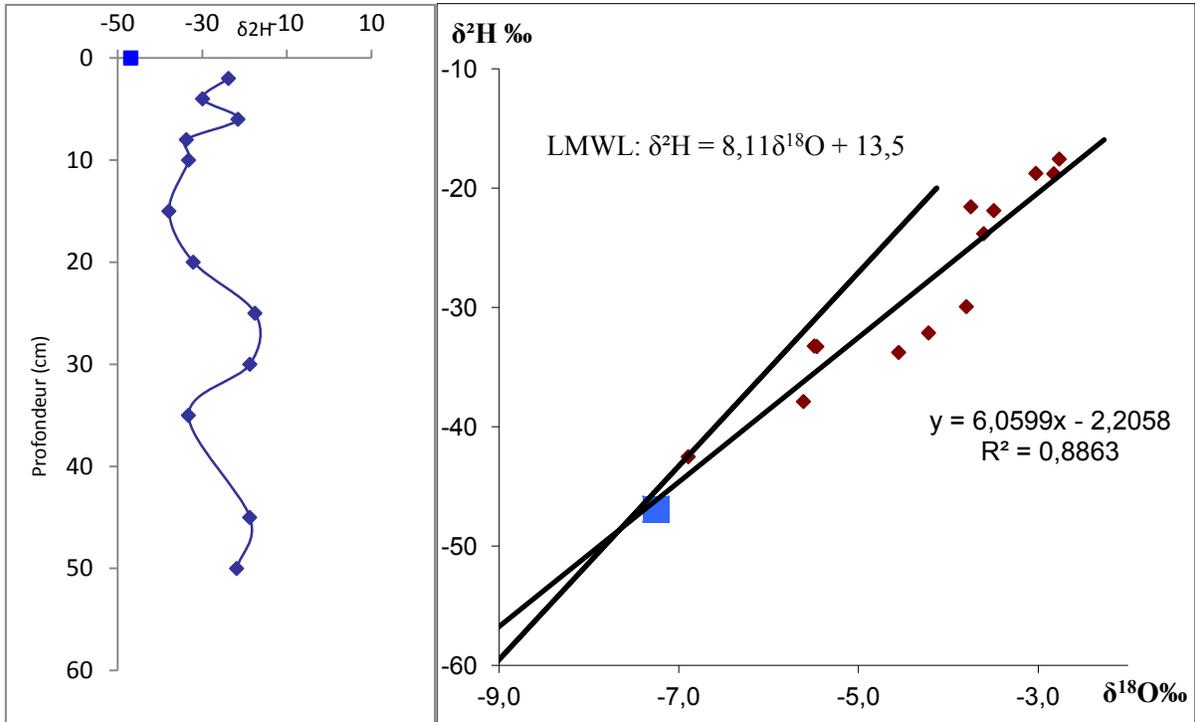
Paramètres	Valeurs (Zone R3)
Humidité à la capacité au champ	33%
Humidité au point de flétrissement	16,90%
Densité apparente	1,41
Teneur en argile	40%

Tableau 4 : Analyse granulométrique et caractéristiques du sol du site R3

2-3-2) Paramètres isotopiques

Les profils des compositions isotopiques de l'eau du sol prélevés à midi, représentés sur la figure ci-dessous présentent une assez grande variabilité et sont caractéristiques d'un sol soumis à l'évaporation. L'enrichissement isotopique dû à l'évaporation se produit à la surface du sol et atteint parfois des couches de plus en plus profondes, 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 vers les couches sous-jacentes.

L'eau des couches superficielles du sol ([Figure 26](#)) présente simultanément les teneurs moyennes en isotopes lourds les plus élevées (-26‰ le premier jour, -10‰ le deuxième jour et -7.67‰ le troisième jour), (le plan correspondant au maximum de l'enrichissement en isotopes lourds est le front d'évaporation.), puis, en profondeur, les teneurs isotopiques diminuent pour atteindre une valeur moyenne sensiblement constante à partir de -0,40 m.



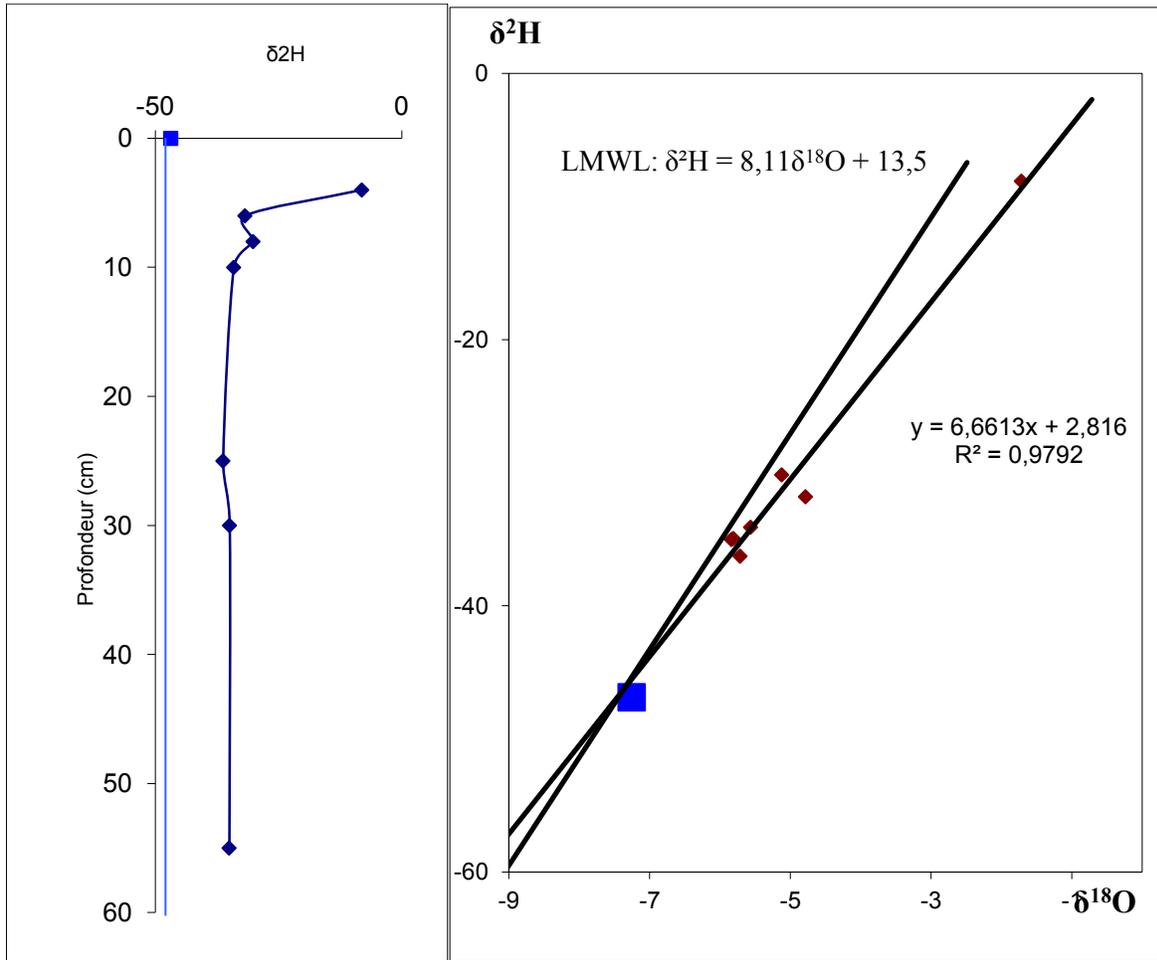


Figure 26 : Evolution des teneurs en ^2H de l'eau du sol échantillonné à midi en fonction des profondeurs (22/2/12 , 23/2/12 et 24/2/12).

Les figures représentant l'évolution des teneurs en ^2H en fonction de ^{18}O (profil à midi de chaque jour), montrent une variation journalière de la pente de la droite d'évaporation locale. La droite météorique locale est une droite ayant une pente de 8.11 (Raïbi et al., 2004), est utilisée comme repère pour la détection du phénomène d'évaporation comme le prouve la pente de la droite d'évaporation locale qui passe d'une valeur de 6.05 le 22/2/12, à 6.79 le 23/2/12 et à 6.61 le 24/2/12. (Figure 26).

Il s'agit d'une variation de la pente qui est normale entre le 1^{er} jour et le 2^{ème} jour (la valeur de la pente augmente témoignant ainsi le phénomène d'évaporation) et d'une diminution de cette valeur entre le 2^{ème} et le 3^{ème} jour et alors l'évaporation qui devient de plus en plus moins intense.

Le dernier cas (diminution de la pente de la droite d'évaporation) peut être expliquée par les précipitations qui ont eu lieu le 23/2/12 et qui ont causé l'atténuation du phénomène d'évaporation le jour d'après (24/2/12). Afin de mieux cerner cette problématique, nous allons procéder par la suite au couplage des données isotopique avec celles météorologiques.

2-3) Relation entre ^{18}O et ^2H dans les différentes composantes du continuum (Sol-Plante-Atmosphère)

Les précipitations non évaporées définissent en chaque lieu une droite de pente 8 dans le diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ (Craig, 1961). Dans notre cas, nous allons travailler avec la ligne météorique locale qui définit une pente de 8.11 ($\delta^2\text{H}=8.11 \delta^{18}\text{O}+13.5$).

Les points des profils du sol et de la vapeur atmosphérique ainsi que ceux de l'eau de la tige, seront représentés sur la figure 27 afin d'avoir une idée sur la corrélation entre ^{18}O et ^2H des différentes composantes du système.

La valeur de la pente dépend en grande partie de la présence et de l'importance d'une zone de transfert vapeur dans le sol. De plus l'intersection de la droite d'évaporation avec celle des précipitations permet en principe, une estimation de la composition isotopique de l'eau d'alimentation du profil si la relation est unique.

Pour notre cas, on remarque que les échantillons de la vapeur atmosphérique ainsi que ceux du sol, sont situés le long de la LML et que la vapeur atmosphérique est la composante la plus appauvrie en terme de $\delta^{18}\text{O}$ et de δD , en comparaison avec les teneurs des autres composantes (Plante et sol).

L'enrichissement isotopique enregistré à la surface du sol est caractéristique de l'évaporation comme le montre la répartition, sur le diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ (Figure 27), des teneurs isotopiques le long d'une droite dont la pente 6.5 est caractéristique de ce processus (équation) :

$$\delta^2\text{H} = 6.5 \delta^{18}\text{O} + 1.57, \quad R^2 = 0.94$$

Il est à noter que les teneurs isotopiques de l'eau des couches profondes du sol restent très proches des valeurs qui caractérisent la droite des eaux météoriques ($\delta^2\text{H} = 8.11 \delta^{18}\text{O} + 13.5$).

Les teneurs isotopiques de l'eau des tiges se répartissent suivant une droite avec une pente de 2,2.

D'une manière générale, les teneurs isotopiques de l'eau du sol et des racines ne peuvent être jugées représentatives du signal d'entrée dans la plante. Ceci est dû à la forte hétérogénéité verticale des signatures isotopiques de l'eau dans le sol et à la difficulté d'accéder à l'ensemble du réseau racinaire in situ.

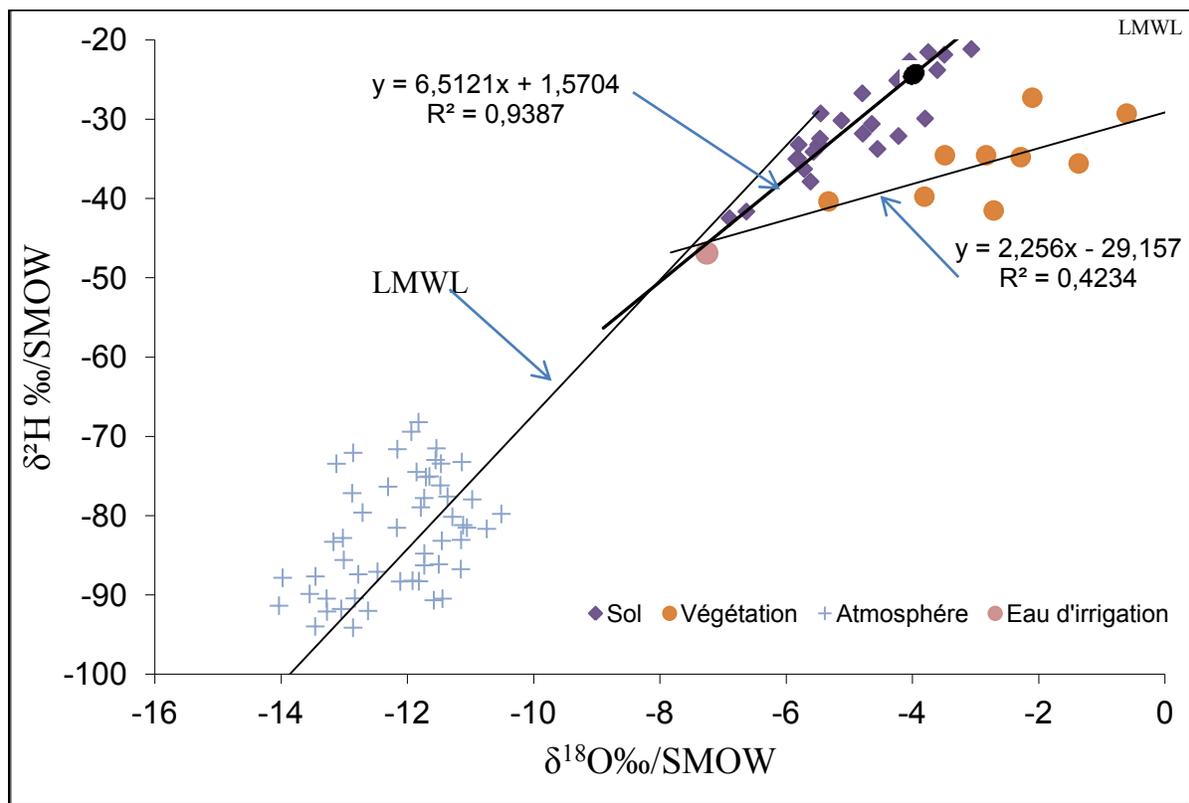


Figure 27 : Évolution dans un diagramme $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ des signatures isotopiques de l'eau du sol prélevés à midi, de l'eau des tiges et de la vapeur atmosphérique prélevés le 22, le 23 et le 24/2/12 au site du blé R3.

Les échantillons du sol ont été combinés afin de déterminer la ligne locale d'évaporation (LLE) pour notre zone d'étude. Le point d'intersection de LLE et LML correspond à la composition -8.2‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et -48‰ pour le δD .

Ce point fournit une idée sur la composition de l'eau d'irrigation, et par conséquent on peut conclure ainsi que l'origine de l'eau stockée dans le sol est une eau venant du barrage local d'irrigation seulement, puisque l'analyse de la composition isotopique de cette eau échantillonnée in situ a donné un résultat très proche de celle du point d'intersection des deux lignes.

Pour conclure, on peut dire que l'ensemble des résultats, présenté sur les figures ci dessus, montre que l'eau des trois compartiments du système sol-plante-atmosphère s'individualise bien sur le plan isotopique; les valeurs les plus élevées étant enregistrées dans les parties aériennes de la plante, et les plus basses dans la vapeur d'eau atmosphérique, comme l'on pouvait s'y attendre de la part d'un système naturel soumis à l'évaporation (Vershaw et al 1966).

2.4. Séparation E et T (méthode Keeling plot)

2.1) Calcul de δET

2.1.1) Calcul de la concentration en eau [H_2O]

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):

$$\text{H}_2\text{O} (\text{mmol.mol}^{-1}) = \frac{10h (\text{Pa} \exp (13.3185/t - 1.9760 /t^2 - 0.6445/t^3 - 0.1299/t^4))}{\text{Pa}}$$

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

$t = 1 - (373.15/\text{Ta})$. (Ta température atmosphérique)

H : Humidité

2.1.2) Keeling plot en fonction de (1/ [H₂O])

Le flux de l'évapotranspiration δET est déterminé en utilisant l'inverse de la concentration de la vapeur (1/ [H₂O]) lors des périodes d'échantillonnage de chaque hauteur, et les valeurs isotopiques de la vapeur d'eau ($\delta^{18}O$ ou δD) collectées à l'hauteur correspondante.

δET : correspond au point d'intersection de la courbe de tendance et l'axe des teneurs en ²H (voir [figure 28](#)).

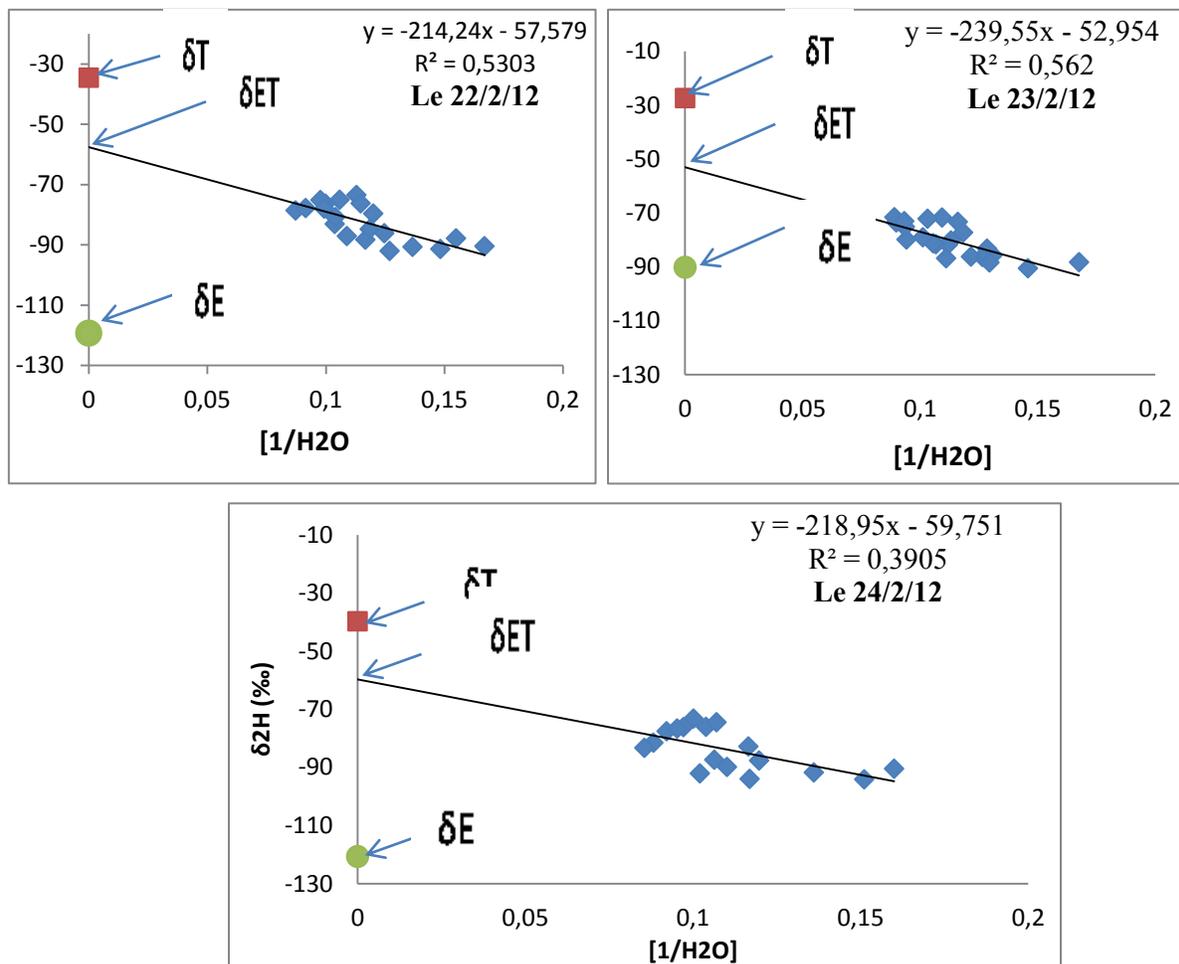


Figure 28: Keeling plot δ^2H en fonction de 1/ [H₂O]

2.3) Calcul de la composition isotopique du flux d'évaporation du sol δE (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 δE est calculée par la formule de Craig et Gordon 1965 : (voir tableau 5).

$$\sigma_E = (\alpha^* \sigma_{surf} - h \sigma_{atm} - \epsilon_{eq} (1-h) \epsilon_k) / ((1-h) + (1-h) \epsilon_k / 1000)$$

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

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

$$^D \alpha^* = [24.844(10^6 / T^2) - 76.248(10^3 / T) - 2.0667] / 1000 + 1$$

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.

		$\delta s\text{‰}$	$\delta a\text{‰}$	H	T en Kelvin	$\delta T\text{‰}$	$\delta ET\text{‰}$	α	α^*	ϵ^*	ϵ_k	$\delta E\text{‰}$	FT
2H	22/02/2012	-27,26	- 73,46	0,43	297.26	-34,55	-57,58	1,08	0,93	74,35	1,03	-119,28	0,73
	23/02/2012	-5,72	- 68,22	0,46	297.02	-27,29	-52,95	1,08	0,93	74,58	1,03	-90,09	0,59
	24/02/2012	-26,05	- 71,36	0,45	296.21	-37,44	-59,75	1,08	0,92	75,35	1,03	-122,06	0,74

Tableau 5 : Paramètres utilisés pour estimer la composition isotopique du flux

δs	signature isotopique au niveau du front
δa	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
δ ET	intersection keeling plot
α	fractionnement à l'équilibre
α*	1/α
ε*	(1-α*)*1000
δE	signal isotopique de l'eau du sol
FT	contribution de la transpiration

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

$$F_t = (\delta E_t - \delta E) / (\delta T - \delta E)$$

Avec

δEt: Intersection de la régression linéaire de (δ¹⁸O) et 1/[H₂O] ;

δE: Calculé avec eq Craig et Gordon ;

δT: Composition isotopique des eaux de tige.

Considérant que la transpiration de la plante est la première source et que l'évaporation du sol est la deuxième source, la contribution de la transpiration dans l'évapotranspiration totale est de 68% pour l'²H et l'évaporation de 32% concernant les 3 jours d'étude (Figure 29), ceci est prévu car la fraction du couvert durant la période d'échantillonnage était de l'ordre de 77% , un pourcentage qui contribue dans la hausse du pourcentage de la contribution de la transpiration dans l'évapotranspiration totale.

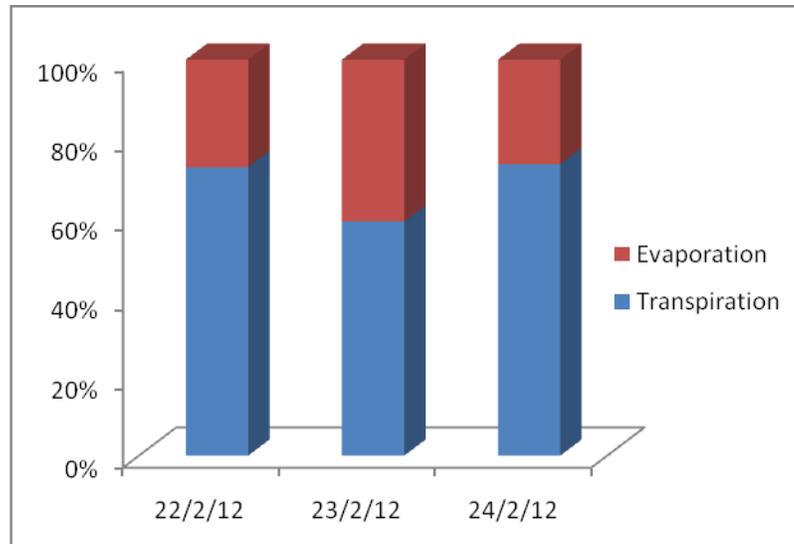


Figure 29: Diagramme représentant la contribution de l'évaporation et de la transpiration durant les trois jours d'étude (pour ^{18}O à gauche et ^2H à droite)

Les droites de régression les plus significatives sont celles représentées en fonction du ^2H , mais celles tracées en fonction de ^{18}O n'étaient pas significatives (0,05 est la valeur de la probabilité (p) qui reflète les corrélations significatives). Les valeurs des pentes, l'interception des courbes Keeling plot ainsi que les valeurs des coefficients de détermination sont représentées dans le tableau 6. Les valeurs de ces paramètres sont bonnes reflétant ainsi la fiabilité des résultats obtenus auparavant.

Date		Keeling plot					
		Pente	δ_{ET}	R^2	r	p	n
22/02/2012	$\delta^{18}\text{O}$	-17,77	-12	0,3	-0,52	0,0181	20
	$\delta \text{ D}$	-214	-77,78	0,53	-0,73	0,0003	20
23/02/2012	$\delta^{18}\text{O}$	-20,16	-11,3	0,4	-0,63	0,0011	24
	$\delta \text{ D}$	-239,55	-76	0,56	-0,71	0,0001	24
24/02/2012	$\delta^{18}\text{O}$	-29,22	-11,82	0,22	-0,39	0,1006	19
	$\delta \text{ D}$	-218,95	-77,8	0,26	-0,51	0,0244	19

Tableau 6 : Les différents paramètres calculés pour qualifier les résultats obtenus par la méthode « Keeling plot »

- **Résultats du dosage des chlorures dans les profils du sol**

La méthode d'évaluation des chlorures pour l'estimation du taux d'évaporation est intéressante dans le cas des profils du sol qui ne suivent pas une allure exponentielle du profil isotopique. En même temps, il semble difficile d'obtenir une bonne estimation de l'évaporation sans avoir une idée sur les données climatiques de la zone d'étude, ceci est dû à la relation étroite qui lie entre la pluviométrie et le lessivage des chlorures.

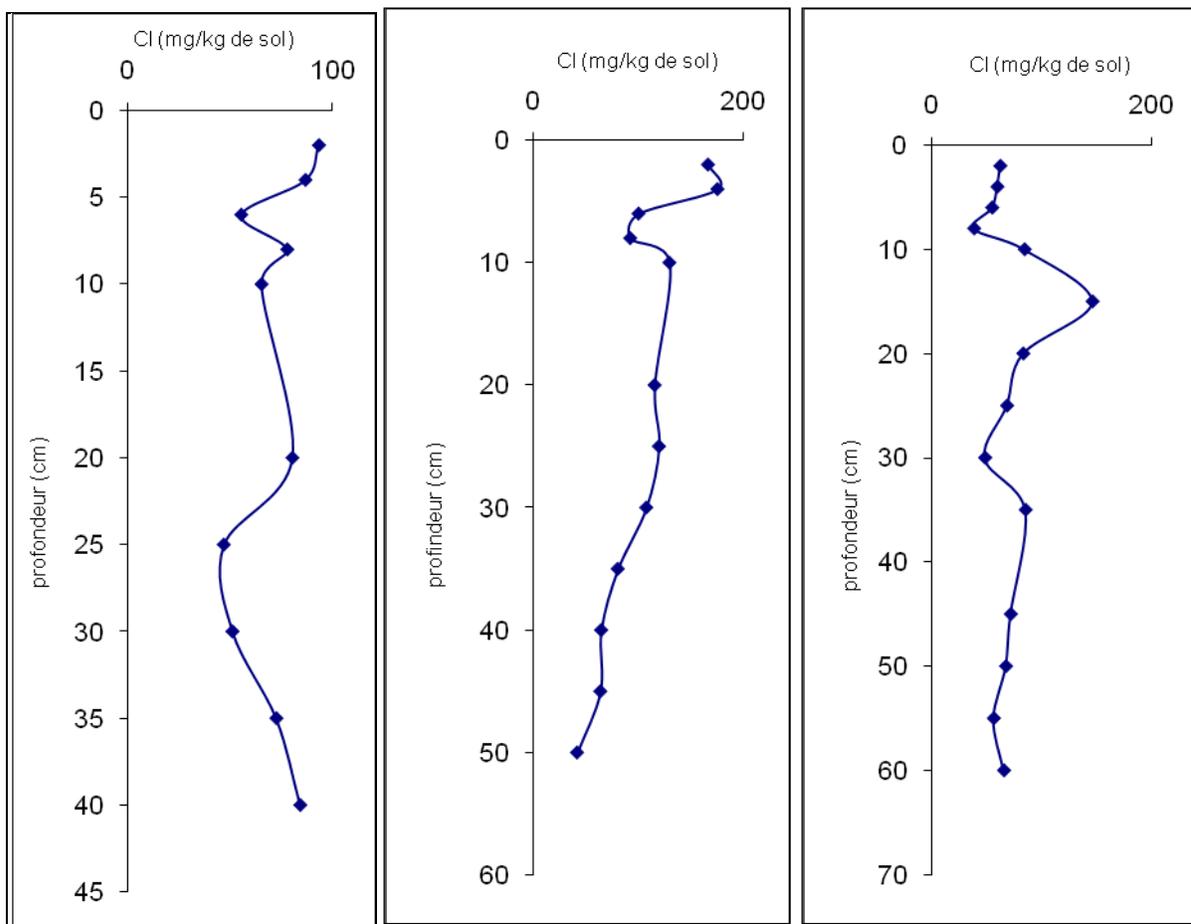


Figure 30: Variation des concentrations en chlorures en fonction des profondeurs (le 22/2/12, 23/2/12 et le 24/2/12).

Les profils du sol pris en compte dans le dosage des chlorures sont ceux prélevés à midi, par raison de la forte évaporation à cette heure ci et alors la forte concentration en chlorures qui sont considérés comme des éléments conservatifs et moins mobiles.

Les profils des ions chlorures obéissent plus ou moins à la forme caractéristique observée sur des sols soumis à l'évaporation. Les concentrations en ions chlorures sont faibles en surface, et les pics de concentration sont enregistrés à 10cm de chaque profil qui coïncide avec le front d'évaporation (Figure 30). La partie superficielle du sol s'assèche et le mouvement ascendant de l'humidité du sol par capillarité devient prédominant entraînant avec elle les ions chlorure.

La zone de diffusion vapeur est localisée au dessus de 10cm, la zone de transfert mixte entre les profondeurs 10 et 20 cm et la zone de transfert liquide en delà de 20 cm (profondeur où les concentrations varient très peu).

L'effet des précipitations étant négligeable, il n'y a pas de lessivage des sels accumulés dans le profil. Dans ces conditions, un état d'équilibre physico-chimique entre la remontée capillaire et la diffusion moléculaire s'établit dans la zone non saturée. Alors, il convient à dire que ce type de profil, indique un processus de capillarité plutôt que d'une recharge locale (Taupin et al. ,1995).

- **Résultats du dosage des nitrates dans les profils du sol**

L'élément azote est un élément fondamental pour la matière vivante, il joue un rôle essentiel dans la croissance des plantes. En cas de besoin, les nitrates sont immédiatement absorbés par les plantes, si non ils peuvent être entraînés en profondeur par l'eau d'irrigation, puisque leur charge négative ne leur permet pas d'être retenus par les colloïdes du sol.les nitrates du sol peuvent aussi être perdus sous forme de gaz d'oxydes d'azote (NO, NO₂,...) par dénitrification en cas d'excès d'eau.

Les engrais azotés font partie des engrais de couverture qui sont appliqués en pleine végétation et en un ou plusieurs apports et pour éviter le risque de lessivage de l'azote, il est préférable de fractionner les apports pour les faire coïncider avec la période de grand besoin.

La forme mobile de l'azote (Nitrate) peut être facilement lessivée au dessous de la zone racinaire des plantes et la détermination des nitrates dans le végétal évalue ponctuellement le statut azoté de la plante.

Pour le cas du site du blé, l'agriculteur utilise l'engrais NPK (14% d'azote N, 28% de P₂O₅ et 14% de K₂O) avec une quantité de 100 (kg/ha).

Les courbes ci-dessous montrent l'évolution des concentrations en nitrates en fonction des profondeurs du sol (Figure 31) Une évolution caractérisée par de fortes concentrations au niveau des couches superficielles (6-8cm et 10-15 cm) de chaque profil, ce qui montre le lessivage des nitrates et son mouvement vers les profondeurs.

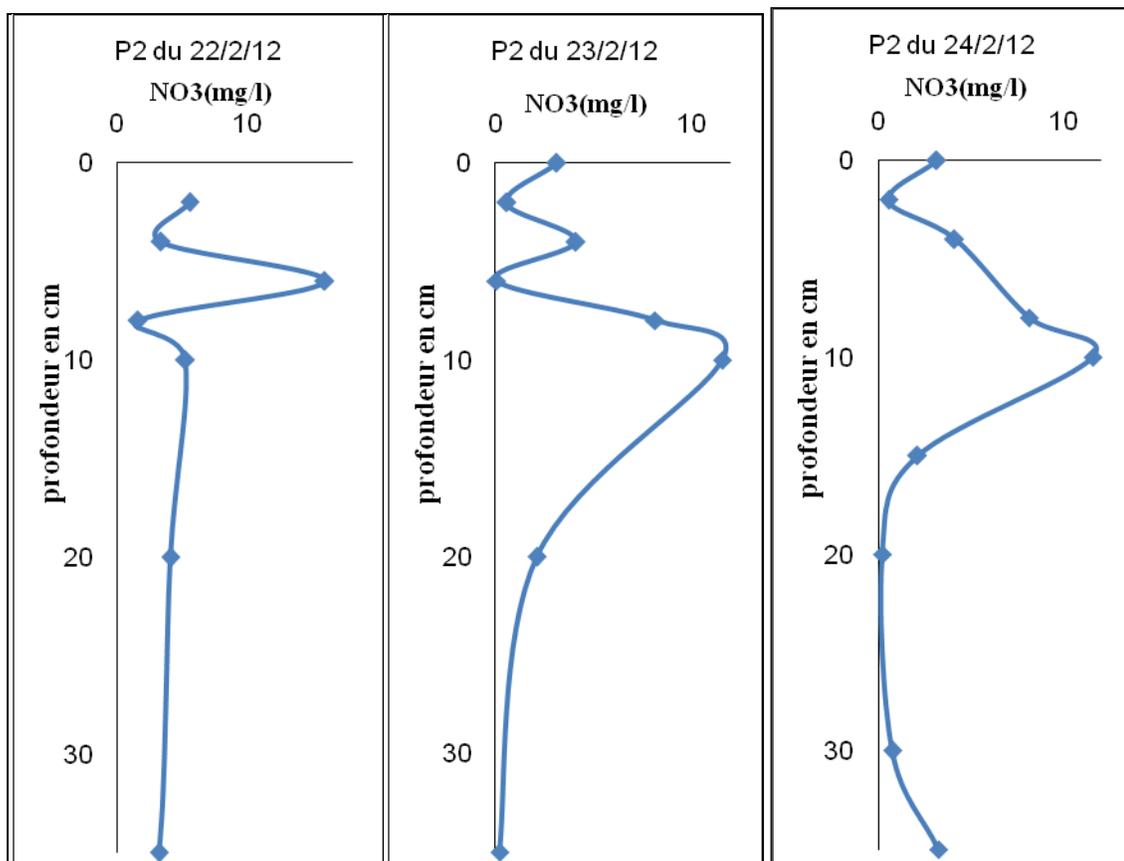


Figure 31: Variations des concentrations en nitrates en fonction des profondeurs pour les profils prélevés à midi durant la période d'échantillonnage.

III. 3 Evaluation du modèle AquaCrop pour le site du blé sous un climat semi-aride

L'évaluation du modèle Aquacrop sur le site d'étude R3 a été réalisée avec succès par Toumi (2012), qui a travaillé sur la validation de ce modèle sur 3 parcelles pour la saison 2002/2003 et son travail a donné des résultats encourageants concernant l'évapotranspiration réelle, le rendement et l'humidité de surface malgré la complexité du sol.

Cette partie sera consacrée à l'analyse des résultats du modèle sur le site du blé durant la saison 2011/2012. On s'intéressera aux résultats obtenus de la partition de l'évapotranspiration réelle, la fraction du couvert et le rendement pour le site du blé. Chaque partie s'achèvera par une comparaison de ces résultats avec ceux mesurés.

3.1 Fraction du couvert CC

La fraction du couvert est considérée comme une caractéristique essentielle pour le modèle AquaCrop, et ce, grâce à son expansion, le vieillissement, la conductance et la sénescence. Elle détermine la quantité d'eau transpirée, qui à son tour, détermine la quantité de biomasse produite. Alors, l'évaluation de la fraction du couvert simulée et celle mesurée pour le site du blé durant la saison 2011/2012, s'avère nécessaire ([figure 32](#)).

Les résultats statistiques représentés sur la [figure 32](#) reflètent une bonne corrélation entre les valeurs simulées et mesurées ($RMSE=0.80$, $R^2=0.88$), le terme RMSE désigne l'écart quadratique moyen. L'explication qui pourra justifier cette légère différence, réside dans le fait que cette parcelle contient de mauvaises herbes et notre modèle ne tient compte que des plantes issues du semis.

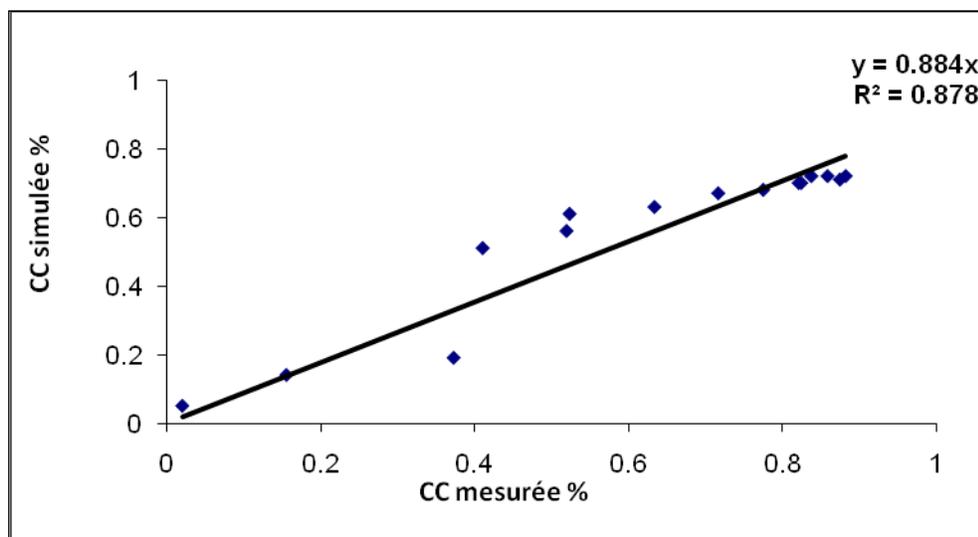


Figure 32 : Comparaison entre la fraction de couvert simulée et celle mesurée pour le site du blé durant la saison 2011/2012

3.2. La partition de l'évapotranspiration réelle ETR en transpiration de la végétation et évaporation du sol.

L'estimation de la partition de l'évapotranspiration réelle représente un défi majeur pour la communauté scientifique surtout dans les régions semi-arides où la demande climatique est très élevée. Dans ce travail, nous avons testé la performance du modèle Aquacrop afin de simuler la partition d'ETR sous un couvert de blé. Les données isotopiques présentées dans la première partie de ce rapport ont servi à la validation du modèle.

La [figure 33](#) présente une comparaison entre les valeurs de l'évaporation et la transpiration simulées par le modèle avec celles mesurées par la technique isotopique. En analysant cette figure, on constate que le modèle donne de bons résultats avec une légère différence de l'ordre de 5% pour le jour 22/2/12 et de 12% pour le jour 24/2/12. En plus, nous remarquons que la technique isotopique tend vers la surestimation des valeurs de la transpiration, car elle considère non seulement la végétation du blé comme source de transpiration mais aussi la transpiration des autres végétaux qui peuvent coexister sur le champ. En revanche, le modèle ne simule que la transpiration issue des grains semés. Malgré la légère différence observée entre Aquacrop et la technique

isotopique, nous pouvons conclure qu'Aquacrop peut être considéré comme un outil performant pour la partition d'ETR dans les régions semi-arides.

La figure 34 illustre le rapport entre la transpiration et l'évapotranspiration totale ETR (T/ET), ainsi que le rapport entre l'évaporation du sol et ETR (Es/ET). La contribution de l'évaporation du sol à l'évapotranspiration réelle a diminué durant l'expérience de 100% (sol nu) à 50%- 30% (vers 41 jours après le semis), 30% et 10% (130 jours), pour finalement atteindre 5% (161 jours).et peut être économisée par un choix judicieux de la technique d'irrigation (le goutte à goutte par exemple). Cette partition nous permet alors d'évaluer les pertes en eau par évaporation du sol qui ne sont pas utiles à la croissance des plantes.

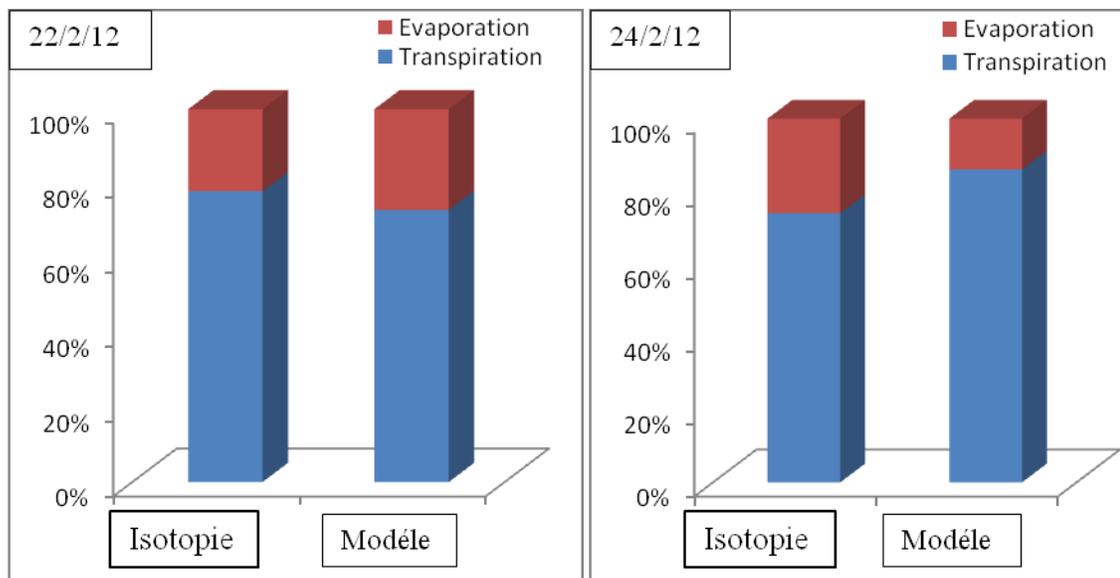


Figure 33 : Histogramme de la contribution de l'évaporation et de la transpiration simulées par le modèle et celles calculées pour les deux jours 22/2/12 et 24/2/12.

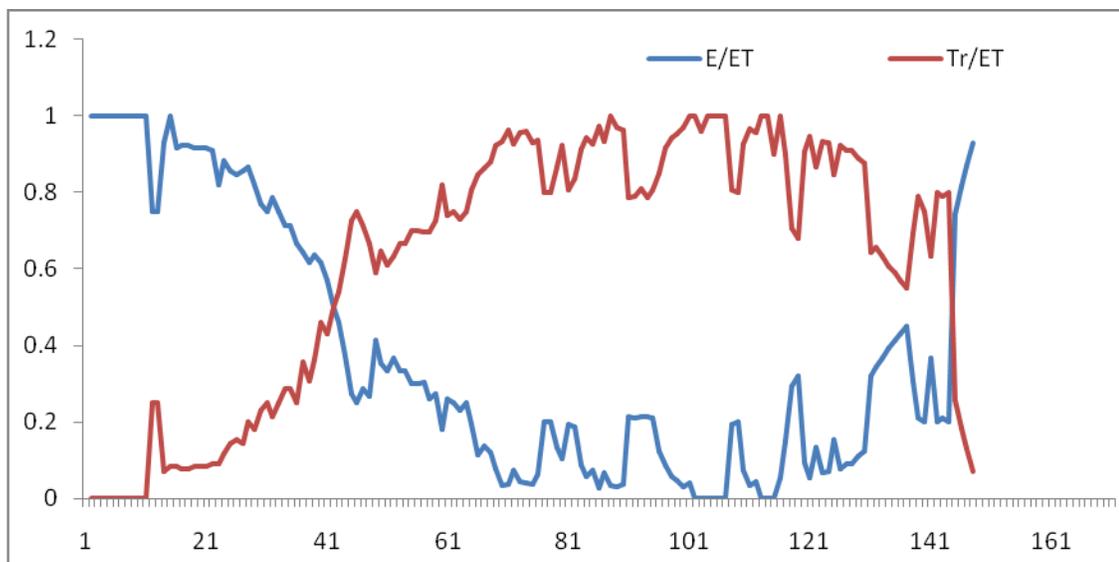


Figure 34 : Variations de la transpiration et de l'évaporation simulées par le modèle

3.3. Le rendement

Le rendement en grains simulé a montré un très bon accord avec le rendement de blé mesuré (Tableau 7) avec une légère différence de l'ordre de 0.03 t/ha. Ceci convient à dire que le modèle simule bien le rendement et que ce dernier a été bien calibré.

Rendement (t/ha)	
Mesuré	Simulé
5,1	4,98

Tableau 7 : Comparaison entre le rendement simulé et celui mesuré

- **Efficiences de l'irrigation gravitaire**

L'équation simplifiée du bilan hydrique (pluie + irrigation = Transpiration + pertes(Δp)) (avec Δp = évaporation+infiltration+drainage), permet d'évaluer l'efficacité de la technique d'irrigation. Durant la saison agricole 2011/2012 par exemple, le blé a été irrigué 6 fois avec des

quantités différentes allant de 51 mm jusqu'au 72mm. D'un autre côté, l'apport des précipitations est de l'ordre de 81 mm et le cumul de l'évapotranspiration réelle obtenue est de l'ordre de 92 mm (Figure 35). Une quantité importante de l'ordre de 299 mm (67% de la quantité irriguée) a été perdue à cause de plusieurs facteurs liés essentiellement au type d'irrigation. Nous pouvons ainsi citer quelques sources de cette perte d'eau :

- Une mauvaise programmation de l'irrigation, parfois l'irrigation coïncide avec la pluie.
- La fréquence de l'irrigation est basée seulement sur des observations à l'oeil nu, ce qui provoque parfois soit un excès d'eau soit un manque d'eau.

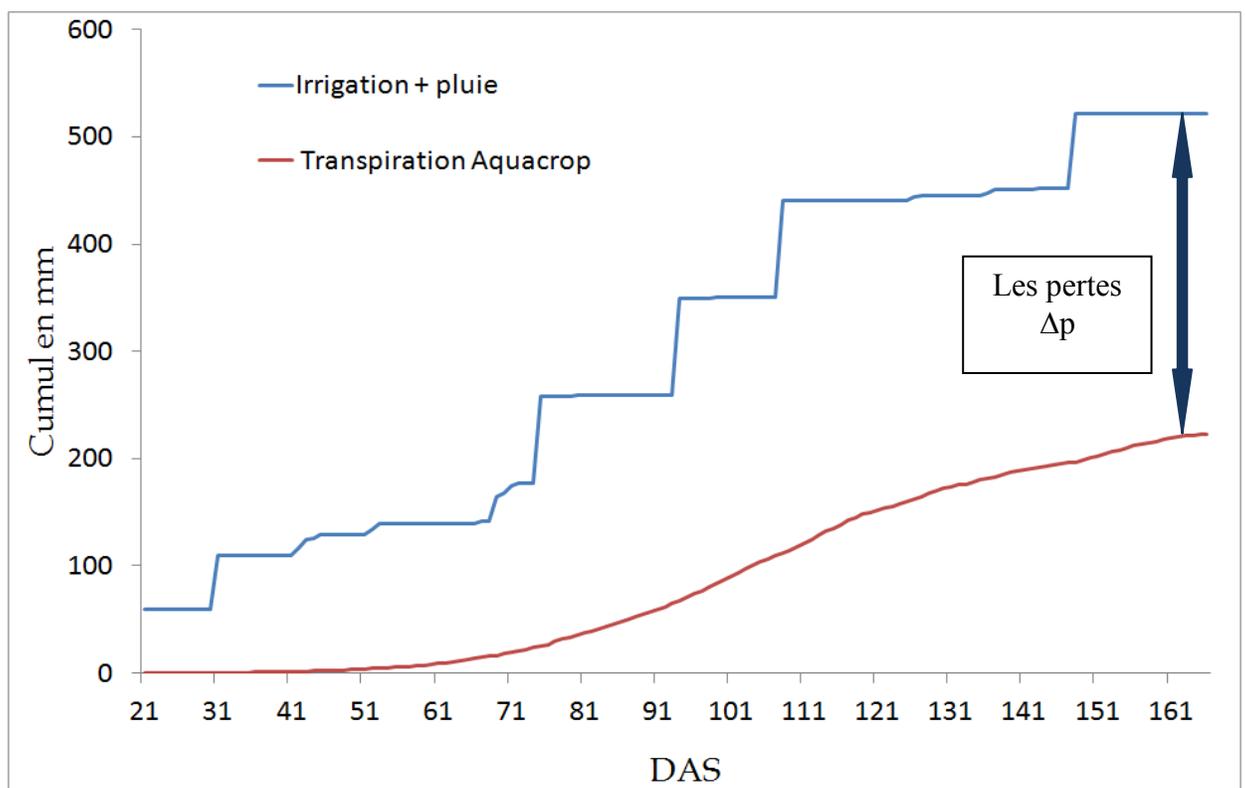


Figure 35 : Evolution des cumuls de la transpiration simulée par le modèle et de l'irrigation+pluie pour la saison 2011/2012

3.4. Utilisation d'AquaCrop pour la gestion de l'irrigation

Après avoir comparé tous les résultats issus du modèle avec ceux mesurés, il s'est avéré nécessaire de proposer des scénarios d'irrigation pour mieux agir sur le paramètre rendement.

L'utilisation de l'outil (modèle AquaCrop) pour la suggestion des scénarios d'irrigation pour le site du blé durant la saison 2011/2012, a donné les résultats figurant dans le tableau ci-dessous. A partir desquels, on constate que l'application des six irrigations (446 mm) n'était pas si nécessaire ni rentable, en comparaison avec 6 irrigations (296 mm).

L'application de 6 irrigations avec une quantité de 296mm a donné un rendement proche de celui quand on applique six irrigations avec une quantité de 180 mm, donc c'est une économie d'eau de l'ordre de 150mm.

Le rendement pour tous les scénarios de déficit hydrique a été réduit par rapport à l'irrigation complète mais d'une manière légère quand on passe d'une irrigation à l'autre, avec la réduction des quantités d'eau pour les mêmes et les différents nombres d'irrigations (le scénario 1 jusqu'à 4) (Tableau 8).

Cependant, pour les scénarios 5 et 6, on a essayé de jouer à la fois sur les paramètres temps d'irrigation en éliminant le jour 77 (DAS) et sur les quantités d'irrigation. Une baisse de la quantité d'irrigation de l'ordre de 131mm et l'élimination du jour 77 du calendrier d'irrigation a donné un rendement égal au rendement initial (4.98 t/ha).

Normalement, les deux irrigations du 7 Avril et du 24 Mars de la même saison ne devaient pas avoir lieu (elles sont considérées comme une perte d'eau intense), puisque l'une a eu lieu, le jour des précipitations et l'autre le jour qui suit.

En ce qui concerne les scénarios (7-10), on s'est contenté de 5 irrigations avec une quantité plus faible que l'initiale et on a joué sur le paramètre temps en faisant avancer ou reculer les jours d'irrigation. Un meilleur rendement (4.98 t/ha) est observé dans le cas du scénario 10, avec une quantité de 365mm, 5 irrigations au lieu de 6 et l'irrigation finale a eu lieu le 28/5/2012 au lieu du 1/6/2012.

scénarios	DAS	quantité (mm)	Rendement (t/ha)
1	20.33.77.96.110.150	446	4,98
2	20.33.77.96.110.150	396	4,98
3	20.33.77.96.110.150	346	4,8
4	20.33.77.96.110.150	296	4,7
5	20.33.96.110.150	365	4,98
6	20.33.96.110.150	315	4,98
7	20.33.96.116.150	365	5,29
8	20.33.96.117.150	365	5,3
9	20.33.96.117.145	365	5,43
10	20.33.96.117.148	365	5,48

Tableau 8 : Scénarios alternatifs d'irrigation mises en œuvre dans AquaCrop pour le site du blé pour l'année 2011/2012.

Conclusion générale et perspectives

L'objectif principal de ce travail consiste en la partition de l'évapotranspiration en évaporation du sol et transpiration de la végétation en utilisant la méthode isotopique et la modélisation.

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. Les résultats obtenus ont montré que les compositions isotopiques de l'eau du sol, mesurées à une même profondeur, ne montrent pas d'évolution temporelle significative, par contre La composition isotopique de l'eau de la tige présente une évolution sensible au cours du temps. Le profil d'évaporation est bien marqué avec un fort dessèchement en surface de l'eau disponible en profondeur. Cela se traduit par un enrichissement isotopique qui va en s'accroissant vers la surface du fait de la concentration en isotopes stables de la phase liquide résiduelle.

De même et pour la même raison, il y a 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. L'originalité de cette étude tient au suivi de l'enrichissement isotopique de la vapeur d'eau atmosphérique ambiante dans le couvert végétal lors d'une phase évapotranspiratoire intense.

Ces résultats permettent d'espérer pouvoir quantifier dans un proche avenir la part respective de la vapeur d'eau transpirant 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.

Le deuxième but visé par cette étude est l'adaptation du modèle AquaCrop pour contribuer à l'amélioration de la gestion de l'eau d'irrigation dans la plaine semi-aride du Haouz de Marrakech.

Dans un premier temps, le modèle a été calibré afin d'obtenir une bonne corrélation entre la fraction du couvert simulée et celle mesurée. En effet, ce paramètre est considéré comme la base de calcul de la transpiration et la séparation de l'évaporation du sol et de la transpiration. Dans un second temps, une comparaison de la partition de l'évapotranspiration en évaporation et en transpiration simulée par le modèle avec celle mesurée par l'isotopie a relevé quelques déviations, expliquées par le fait que le modèle ne fait pas la discrimination entre la végétation du blé et les végétaux sauvages qui poussent dans le champ. Cependant, ces résultats peuvent être considérés très encourageants si on les compare avec ceux établis dans la littérature. Les résultats issus des scénarios effectués par le modèle, ont montré que la méthode d'irrigation n'est adéquate dans ce type de conditions caractérisant le site étudié, en effet une diminution de la quantité d'irrigation par un pourcentage de 46% a donné un rendement égal à l'initial.

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 la phase (émergence-Maxcanopy) avec celles de la phase (Maxcanopy-Maturité), par la méthode isotopique ainsi que par le modèle.
- 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

Allison, G.B., Barnes, C.J. & Hughes, M.W. 1983 The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soil. *Experimental Journal of Hydrology*, 64, 377–397.

Alhousseine Diarra, 2012. Détection du stress hydrique par télédétection spatiale multi-capteurs sur un périmètre irriguée semi-aride (plaine du Haouz, Marrakech). Application à l'inversion des apports d'eau de surface. Master: Ingénierie écologique et méthodologie d'analyse et de la gestion de la biodiversité. Université Cadi Ayyad.

Andarzian a., Bannayan m., Steduto p., Mazrah h, Barati m. e, Barati m. a. , Rahnama a.2011, Validation and testing of the aquacrop model under full and deficit irrigated wheat production in iran, *Agricultural water management*, vol. 100, pp. 1-8.

Bariac, T. 1988. Les isotopes stables (^{18}O , ^2H) de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère: conséquence pour la vapeur d'eau atmosphérique. Thèse Doct. Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris, France.

Bariac, T., 1988. Les isotopes stables (^{18}O , ^2H) de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère: Conséquence pour la vapeur d'eau atmosphérique, University Pierre et Marie Curie – Paris VI, Paris, 359 pp.

Bariac, T., Deleens, E., Gerbaud, A., André, M., Mariotti, A., 1991. La composition isotopique (^{18}O , ^2H) de la vapeur d'eau transpirée: Etude en conditions asservies. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 55, 3391-3402.

Bariac, T., Ferhi, A., Jusserand, C., Letolle, R., 1983. Sol-plante-atmosphère: contribution à l'étude de la composition isotopique de l'eau des différentes composantes de ce système, *Isotope and radiation techniques in soil physics and irrigation studies*. AIEA, Vienna, pp. 561-576.

Bariac, T., Gonzalezdunia, J., Tardieu, F., Tessier, D., Mariotti, A., 1994. Spatial variation of the isotopic composition of water (^{18}O , ^2H) in organs of aerophytic plants, I. Assessment under laboratory conditions. *Chem. Geol.* 115, 307-315.

Barnes, C. J. and Allison, G.B., 1983: The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils, 1.Theory. *J. Hydrol.*, 60: 141-156.

Barnes, C.J., Allison, G.B., 1984. The distribution of deuterium and oxygen 18 in dry soils: III. Theory for non-isothermal water movement. *J. Hydrol.* 74, 119-135.

Barnes, C.J., Walker, C.D., 1989. The distribution of deuterium and oxygen-18 during unsteady evaporation. *J. Hydrol.* 112, 55-67.

Boujamlaoui, Z., Bariac, T., Biron, P., Canale, L., Richard, P., 2005. Profondeur d'extraction racinaire et signature isotopique de l'eau prélevée par les racines des couverts végétaux. *C. R. Geosciences*. 337, 589-598.

Boujamlaoui, Z., Bariac, T., Merot, P., De Marsil Y.G., Carbonnel, J.P., Jusserand. C., Aboufirassi, M. et El Jjamili, My. D. 1991. Bilan hydrique et isotopique d'un sol soumis à l'évaporation : cas d'un milieu contrôlé. VII congrès Mondial de Ressources en Eau. Maroc, Rabat (13-18/05/91).

Braud I. , Bariac T. , Biron P. , Vauclin M. , 2009. Isotopic composition of bare soil evaporated water vapor. Part II: Modeling of RUBIC IV experimental results. *Journal of Hydrology* 369 17–29

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.

Chehbouni, A., Escadafal, R., Boulet, G., Duchemin, B., Simonneaux, V., Dedieu, G., Mougnot, 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., Olioso, A., Jacob, F., 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), 5161–5181.

Craig H, 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12, 133-149.

Craig.H.(1961).Isotopic variations in meteoric waters.133:1702-1703

Craig,H.,Gordon,L,I;& Horibe,Y.(1963). Isotopic exchange effect in the evaporation of water. *J.Geophys.Res.*68,5079-5087.

Craig, H., 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.

Dawson TE, Ehleringer JR. 1991. Streamsidetrees that do not use stream water. *Nature* 350:335–37

Ehhalt D. and Knott K.(1965) Kinetische isopentrennung beider vedampfung von wasser.Tellus 17,389-397

Er-Raki, S., Chehbouni, A., Guemouria, N., Duchemin, B., Ezzahar, J., and Hadria, R. (2007). Combining FAO-56 model and ground-based remote sensing to estimate water consumptions of wheat crops in a semi-arid region. *Agricultural Water Management*, 87, pp. 41-54.

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 p.

Ezzahar J. Spatialisation Des Flux D'énergie Et De Masse A L'interface Biosphère Atmosphère Dans Les Régions Semi Arides En Utilisant La Méthode De Scintillation, 2007. Vol, 115. Pp, 26. 28. 35.

Feddes, R.A., Kowalik, P.J., Zaradny, H. 1978 Simulation of field water use and crop yield. Wageningen Center for Agriculture and Documentation, Wageningen, The Netherlands.

Federer, C.A. 1979 A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Resour. Res.*, 15, 555–562.

Forstel, H. 1978: The enrichment of oxygen-18 in leaf water under natural conditions. *Radiat. Environm. Biophys.*, 15, 323.

Gibson J.J., 2002 - Short-term evaporation and water budget comparisons in shallow arctic lakes using non-steady isotope mass balance *Journal of Hydrology*.

Gonfiantini.R.1978.Standars of stable isotope measurement in natural compounds. *Nature*. 271: 534-536.

Granier, A. 1985. A new method of sap flow measurements in tree stems. *Annales des Sciences Forestiers*, 42:193-200.

Granier, A. 1987. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiol*. 3: 309-320.

G. Castany, J. Margat. 1977. Dictionnaire français BRGM, Service géologique national d'hydrogéologie.

Hadria R, Adaptation Et Spatialisation Du Modele Stics Pour La Gestion D'un Perimetre Cerealier Irrigue En Milieu Semi-Aride. 2006. Vol 216, 21-24.

Hillel, D., Talpaz, H., Van Keulen, H. 1976 A macroscopic-scale model of water uptake by a nonuniform root system and of water and salt movement in the soil profile. *Soil Sci.*, 121, 242–255.

King.M.D.Y.J. Kaufman. W. P.Menzel. and D.Tanré. Remote sensing of cloud,aerosol, and water vapor properties from the Moderate Resolution Imagine Spectrometer.30.2.27,1992.

Majoube M., 1971 - Fractionnement en oxygène-18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *Journal de Chimie Physique* 68: 1423-1436.

Marshall DC., 1958. Measurement of sap flow in conifers by heat transport. *Plant Physiol* 33: 385-396.

McRae G.J., 1980 - A simple procedure for calculating atmospheric water vapor concentration. *J. Air Pollution Control Association* 30: 394-396.

Merlivat, L., Jouzel, J. 1979: Global climatic interpretation of the Deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *J. Geophys. Res.*, 84, 5029.

Raibi, F., Benkaddour, A., Hanich, L., Chtioui, M. and Chehbouni, A., 2004, Hydrochimie isotopique et e'le'mentaire des eaux souterraines en climat semi-arid (cas du bassin versant du tensift). In International Conference, Integrated Water Resources Research and Development in Southeastern Morocco, 1–3 April 2004, Ouarzazate, Morocco.

Tanner, C.B., Jury, W.A. 1976: Estimating evaporation and transpiration from a row crop during incomplete cover. *Agron. J.*, 68, 239.

Taupin, J.D., Gallaire, R. & Fontes, J.Ch. 1995 Isotopic study of rainfall in the Sahelian zone (Niger) along two sections, east-west (Lac Chad-Niamey) and north-south (Agadez -Niamey). *First Int. Symp.: Application of Tracers in Arid Zone Hydrology*, Vienna, august 1994, IAHS Publ. 232, 285-292.

Toumi, 2012, Validation du modèle Aquacrop sur une culture de blé sous un climat semi-aride, Master, Université Ibno Tofail, 60.

White J. W. C., Cook E. R., Lawrence J. R. and Broecker W. S. 1985 The D/H ratios of sap in trees: Implications for water sources and tree ring D/H ratios. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 237-246.

Washburn E.W. and Smith E.R. 1934. The isotopic fractionation of water in physiological processes. *Science*. 79:188-189.

Williams, D.G., W. Cable, K. Hultine, J.C.B. Hoedjes, E.A. Yezzer, 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.

Yezzer, 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.

Zimmerman, U., Ehler, D. (1970): Stable isotopes in study of water of lake Neusiedl, Austria; investigation of the reliability of the stable isotope method. "Isotope hydrology 1970", IAEA, Vienna, 129.

Zimmerman, U., Ehler, D., Munich, K.O. 1967: Soil water movement and evapotranspiration. Changes in the isotopic composition of the water. "Isotopes in hydrology 1967", IAEA, Vienna, 567.

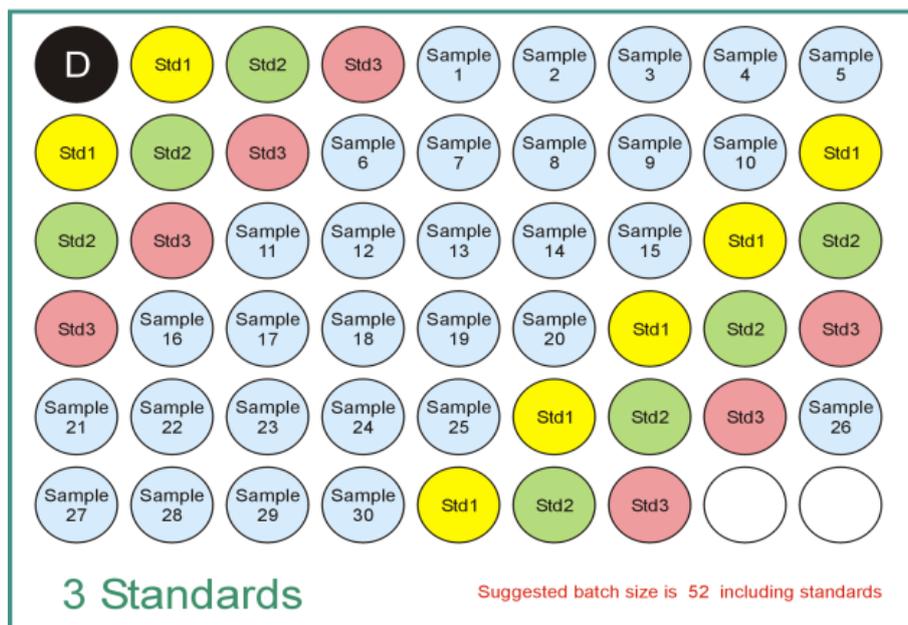
Zimmerman, U., Munich, K.O., Roether, W. 1967: Downward movement of soil moisture traced by means of hydrogen isotopes. "Isotopes techniques in the hydrologic cycle", Ann. Geophys. Union, Washington D.C., 28.

ANNEXES

Annexe 1. Analyse des Isotopes Stables (^{18}O , ^2H) par Spectrométrie Laser

1. Principe de la mesure

1.1. Préparation des Echantillons



Le principe de mesure des isotopes stables dans l'eau au moyen de spectrometry laser (LS) est basé en partie sur la matière publiée (Kerstel 1999, Van Trigt 2001a, Kerstel 2001b). 52 échantillons peuvent être analysés y compris les standards. Parmi ces échantillons, 18 sont des standards internes du laboratoire. Cela signifie que 34 échantillons peuvent être mesurés chaque jour. Dans le but de maintenir un bon contrôle de qualité des analyses nous avons utilisé trois standards internes, deux pour l'étalonnage, et l'autre pour le contrôle.

Les domaines intégrés à haute résolution des raies d'absorption sont combinés avec les mesures de températures des gaz pour rapporter les concentrations moléculaires [H_2O], [$^1\text{H}_2\text{H}^0$] et [H_2^{18}O], de quels des rapports atomiques $^2\text{H}/^1\text{H}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sont déterminés directement et les valeurs de delta sont calculés en utilisant les rapports atomiques de standards VSMOW.

