

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE -ARBAOUI ABDALLAH-

DEPARTEMENT D'IRRIGATION ET DRAINAGE

MEMOIRE DE MASTER

Pour l'obtention du diplôme de Master en Hydraulique

Option: IRRIGATION ET DRAINAGE

THEME DU PROJET :

**MODELISATION DU BILAN HYDRIQUE DU SOL EN VUE
D'AUTOMATISATION DE L'IRRIGATION PAR
ASPERSION**

**PRESENTÉ PAR :
BENDJABALLAH HATEM**

Devant les membres du jury

Noms et Prénoms	Grade	Qualité
M ^r . MEDDI Mohamed	Professeur	Président
M ^r . RASSOUL ABDELAZIZ	M.C.B	Examinateur
M ^r . YAHIAOUI SAMIR	M.A.B	Examinateur
M ^{me} . AZIEZ WAHIBA	M.A.A	Examinatrice
M ^r . BENKACI TARIC	M.C.B	Promoteur

Dédicaces

Je dédie ce travail :

Avant tout à mes chers parents SAMIA et MOUHAMED, Qui m'ont soutenu durant toutes ces années de formation.

A mes frères ATEF, DJOUAD

A toute la famille BENDJABALLAH

Et spécialement pour GAHNOU DEGUIG

A tous mes amis sans exception et d'une façon spéciale a : Mourad, Tarek, Ali, Hichem, Meriem, Manal, Chouaib, Rida, Chamssou, Idriss, Ibrahim, Faycel, Yacine, Yaser, Raouef, et tous les étudiants ENSH.

Hatem Bendjaballah



Remerciements

Avant tout, je remercie le bon Dieu qui a illuminé mon chemin et qui m'a donné la force, ainsi que la bonne volonté pour achever le cursus universitaire et ce modeste travail.

*Je tiens en premier lieu à exprimer ma profonde gratitude à mon promoteur Monsieur **TARIK BENKACI** pour son aide, ses conseils instructifs et précieux, sa confiance qu'il a faite en moi, ses encouragements et qui a bien voulu m'encadrer*

*Pour l'élaboration et le suivi de ce projet de fin d'étude Je remercie Madame **W.AZIZ, L.S.BAHBOUH**, Monsieur **M.MESSAHHEL, MEDDI Mohamed**, pour leurs conseils ainsi que pour leurs disponibilités à chaque fois que je les sollicite.*

Je profite de l'occasion pour remercier tous mes enseignants de l'ENSH de la première année jusqu'à maintenant.

Je tiens aussi à exprimer mes vifs remerciements à toutes les personnes qui m'ont aidé tout au long de mon travail.

Mon respect aux membres du jury qui me feront l'honneur d'examiner mon travail.

Hatem Bendjaballah



الملخص

إن مبدأ نموذج توازن المياه يكمل كل ما هو متعلق بالتربة ونوعيتها والمياه المخزنة فيها. وخاصة حساب المحاصيل السنوية عبر المساحات الخاصة بها، مع تغطية مختلفة لسقيها والتطرق لأنواعها و التي تساعد خلال فترة عملها في اختلاف نتيجة توازن المياه. إن نموذجة التوازن المائي من مبادئ السقي و يتم عن طريق اختيار المتطلبات التنظيمية الرئيسية في النموذج الأنسب. ولاكتماله يجب البحث عن نوع النبات المناسب والشروط الأولية بشكل صحيح مع اتباع كل الخطوات و العمليات لإتمام نجاح توازن المياه.

مفتاح الكلمات: نموذج, توازن المياه, السقي, المساحات الخاصة.

Résumé

Le principe de modèle de bilan hydrique complète tout ce qui est lié au sol et qualité de l'eau et stockée. Et surtout aidant au des cultures annuelles à exprimer d'une surface spéciale, avec une couverture différente pour l'irrigation ainsi que tous ses types qui conviennent durant son mandat en raison de la différence dans le calcul du bilan hydrique.

Le modèle de bilan hydrique est l'un des principes pour l'irrigation qui se fait en sélectionnant les principales exigences réglementaires dans la forme la plus appropriée l'ou ce faire ; il est évident de choisir le type des conditions d'installation appropriées qui sont suivi tous au long des étapes afin d'atteindre la réussite du bilan hydrique.

Mot clé : modelé ; bilan hydrique ; irrigation ; surface spéciale.

Abstract

The principle of hydrous model of assessment supplements all that is related to the ground and water quality and stored; and especially helping with annual plant to express of a special surface, with a different cover for the irrigation as all its types which are appropriate during its mandate because of the difference in calculation of the hydrous assessment. The hydrous model of assessment is one of the principles for the irrigation which is done by selecting the principal lawful requirements in the form most suitable it or this to make; it is obvious to choose the type of the suitable installation requirements which are followed all to length them stages in order to reach the success of the hydrous assessment.

Word key: model; the hydrous assessment; irrigation; special surface.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE.....	1
-----------------------------------	----------

Chapitre I : le continuum sol-plante-atmosphère

I.1 Introduction	3
I.2 L'eau et la plante	3
I.3 La Texture.....	4
I.4. La structure du sol	5
I.5 La stabilité structurale	6
I.5.1 La taille des produits de la désagrégation	7
I.6 La Capacité d'Echange Cationique (CEC).....	7
I.6.1 Le problème des nitrates	7
I.7 Le pH du sol	8
I.7.1 L'évolution du pH.....	8
I.7.2 L'importance du pH	9
I.7.2.1. La disponibilité des éléments nutritifs	9
I.7.2.2. Les problèmes de toxicité.....	10
I.8 Les proportions de cations sur le complexe AH.....	10
I.9 L'eau dans le sol	11
I.9.1 Etats de l'eau dans le sol.....	12
I.10. Le transfert de l'eau dans la plante	13
I.11. Estimation de l'eau dans le sol	14
I.11.1.La méthode gravimétrique	14
I.11.2. La méthode neutronique	15
I.11.3. Le tensiomètre.....	16
I.11.4. La méthode de réflectométrie temporelle (TDR).....	18
I.12. Perméabilité du sol :	18
I.12.1. La conductivité Hydraulique.....	18
I.13.Conclusion	20

Chapitre II : Étude du Bilan Hydrique

II.1 Introduction	21
II.2 Le bilan hydrique	21

II.2.1 Calcul du bilan hydrique.....	22
II.3 Méthodes de calcul du bilan hydrique.....	23
II.3.1 Les précipitations.....	24
II.4 L'évapotranspiration	24
II.4.1. Mesure et estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle.....	25
II.4.2. Mesure de l'évapotranspiration	25
II.4.2.1. Approche hydrologique	25
II.4.2.2. Approche micro-météorologique	27
II.4.2.3 Estimation de l'évapotranspiration	29
II.4.3.1. Approche analytique.....	30
II.5 Le profil hydrique.....	31
II.6 La réserve en eau du sol	32
II.7 Le stress hydrique et son impact du sur les cultures et les rendements	33
II.7.1 Les outils de détection du stress hydrique.....	34
II.8 Difficultés d'estimation de la réserve en eau	34
II.9 Variabilité spatiale et temporelle du bilan hydrique	35
II.10 Difficulté d'estimation du bilan hydrique sur de grandes étendues	35
II.11 Conclusion.....	37

Chapitre III : Modélisation du bilan hydrique

III.1 Introduction.....	38
III.2 Définition d'un modèle mathématique	38
III.3 Propriétés requises des modèles.....	39
III.3.1. Cohérence rationnelle.....	39
III.3.2 Ajustement aux données expérimentales	39
III.3.3 - Unicité ou identifiable.....	40
III.3.4 - Minimalité.....	40
III.3.5 - Falsifiabilité	40
III.3.6 - Pouvoir de prévision	40
III.4 Pourquoi des modèles du bilan hydrique	41
III.4.1 Différents types de modèles du bilan hydrique.....	41
III.5 Problématique de l'échelle temporelle.....	42
III.5.1 Problématique de l'échelle spatiale : prise en compte de la variabilité spatiale	43

III.5.2 Les données d'entrée du modèle du bilan hydrique	44
III.5.3. Calage et validation des modèles du bilan hydrique	45
III.5.4. Validation des modèles du bilan hydrique	46
III.6. Utilité des modèles du bilan hydrique:	47
III.6.1. Dans l'automatisation de l'irrigation.....	47
III.6.2. Dans le drainage des terrains agricoles	48
III.7. Classification des modèles du bilan hydrique	49
III.8 Conclusion	50

Chapitre IV : Application des modèles du bilan hydrique

IV.1. Introduction.....	51
IV.2 Rappel sur quelques modèles.....	51
IV.3 Etapes de modélisation du bilan hydrique	51
IV.3.1-Choix du modèle.....	52
IV.3.2. Choix du pas de temps	52
IV.3.3. Choix de la culture	53
IV.3.4. Choix de la date de simulation.....	53
IV.3.5. Initialisation du modèle.....	54
IV.3.6 Données simulées par un modèle du bilan hydrique.....	54
IV.3.7. Application des modèles	54
IV.4. Présentation et application de quelques modèles du bilan hydrique	55
IV.4.1 Le modèle de Katerji.....	55
IV.4.2 Le modèle de l'homme	55
IV.4.3. Le modèle BILJOUR : calcul du bilan hydrique d'un sol sous forêt.....	56
IV.4.4. Le modèle STICS : Calcul du bilan hydrique d'un sol sous culture.....	56
IV.5. Modélisation de la vigne.....	58
IV.6. Exploitation des modèles du bilan hydrique dans l'automatisation de l'irrigation : Cas de l'aspersion.....	58
IV.7. Exemple Simulation de la modélisation d'un bilan hydrique.....	59
IV.7. Deuxième d'exemple d'un simulation du bilan hydrique vigne.....	60
IV.8. Conclusion	62
CONCLUSION GENERALE.....	63

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre I : le continuum sol-plante-atmosphère

Tableau I.1 : Classification des types de sédiment avec les diamètres.....	4
Tableau I.2 : variation du PH dans le sol	9

Chapitre III : Modélisation du bilan hydrique

Tableau III.1 : Evolution du drainage à partir d'un modèle du bilan hydrique.....	46
--	----

LISTE DES FIGURES

Chapitre I : Chapitre I : le continuum sol-plante-atmosphère

Figure I.1 : PH la disponibilité et toxicité.....	10
Figure I.2 . Relation générale entre bases et PH	11
Figure I.3 : Principe de la sonde à neutrons.....	15
Figure I.4 : Exemple d'un tensiomètre	17

Chapitre II : Étude du Bilan Hydrique

Figure II.1 . Schéma d'une cuve lysimétrique.....	26
Figure II.2 Exemple d'un profil hydrique du sol	32
Figure II.3 Le stress hydrique	33

Chapitre VI Application des modèles du bilan hydrique

Figure IV.1 Présentation des différents modules du modèle STICS.....	55
Figure IV.2 . Exemple simulation Bilan hydrique d'une parcelle basse de pente,	57
Figure IV.3 : Exemple Simulation du bilan hydrique de la vigne (modèle « Lebon et al., 2003 ») - saison 2011 (janvier à septembre) Données obtenues à partir de la station météo de Rully (71) pour la parcelle SL4.....	58

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

L'irrigation est l'opération consistant à apporter artificiellement de l'eau à des végétaux cultivés pour augmenter la production et permettre leur développement normal en cas de déficit d'eau induit par un déficit pluviométrique, un drainage excessif ou une baisse de nappe, en particulier dans les zones arides et semi-arides.

La consommation d'eau agricole est très variable d'un pays à l'autre. Contrairement à ce que l'on pourrait penser, les pays qui irriguent le plus ne sont pas les pays au climat aride ou semi-aride. Dans ces régions, en effet, il ne peut y avoir de culture sans irrigation. Aussi, toutes les surfaces cultivées sont-elles irriguées. Mais, comme il ne peut y avoir d'irrigation sans eau, les surfaces cultivées demeurent réduites en superficie, limitées par la faiblesse des ressources en eau, et localisées là où ces ressources sont disponibles. C'est le cas de pays comme l'Égypte par exemple où l'agriculture s'est développée sur les bords du Nil, ou de certains pays de l'Amérique latine comme le Mexique.

A cause des précipitations qui sont faibles et irrégulières, les ressources en eau sont insuffisantes et mal réparties. Le bilan des ressources en eau de surface fait ressortir un déficit de 50 % par rapport aux besoins en eau avec un gradient des déficits qui s'aggrave en allant de l'amont (piémont) vers l'aval. Cette situation plaide pour la nécessité de recours à l'exploitation rationnelle de toutes les ressources disponibles et par les techniques les plus économes d'eau.

C'est ainsi que, depuis fort longtemps, les eaux de nappes ont été captées par des puits équipés traditionnellement. Plus récemment, les encouragements de l'Etat accordés au pompage ont incité les agriculteurs à multiplier les creusements et les équipements des puits. Toutefois, les possibilités de mobilisation des eaux des nappes sont très limitées et leur exploitation équilibrée ne peut pas satisfaire l'ensemble des besoins des exploitations.

Les principaux avantages de l'automatisation de l'irrigation sont un gain de temps ainsi qu'une gestion simplifiée.

L'étude du bilan hydrique du sol intéresse un éventail de plus en plus large de disciplines scientifiques et techniques: science du sol, agronomie, gestion de l'eau, conseil à l'irrigation, télédétection "thermique" et modélisation du climat du globe.

Un certain nombre de modèles de bilan hydrique ont été décrits dans la littérature, mais il reste à comparer les mérites respectifs de ces différents modèles, leur adéquation au

INTRODUCTION GÉNÉRALE

but recherché, leurs hypothèses de départ. De telles comparaisons ne sont pas toujours possibles, les modèles de calcul du bilan hydrique et de l'évapotranspiration réelle n'étant bien souvent qu'un sous-programme au sein d'un modèle plus vaste de simulation.

Dans ce mémoire, on développe les différentes phases de modélisation du bilan hydrique, ainsi que les modèles de simulation de la réserve hydrique du sol. Ces modèles paraissent indispensables avec le développement de l'outil informatique, et pour une meilleure gestion des ressources en eau telles que les eaux d'irrigation pour de grandes étendues.

CHAPITRE I :
LE CONTINUUM
SOL-PLANTE-
ATMOSPHERE

Chapitre I : le continuum sol-plante-atmosphère

I.1 Introduction

Les plantes sont essentiellement constituées d'eau, leur teneur en eau variant de 80 à 95 % de leur poids total. Elles puisent cette eau et les nutriments qui leur sont nécessaires dans les sols par l'intermédiaire de leurs racines dans lesquelles l'eau pénètre par un mécanisme hydrostatique. Cependant, les plantes terrestres sont confrontées à un milieu desséchant. Elles ont développé, dans les milieux et les climats les plus secs, des adaptations morphologiques et physiologiques pour limiter leurs pertes en eau.

Mais toutes ces stratégies de survie se font toujours au détriment de leur croissance. Pour croître et proliférer convenablement, les plantes ont besoin d'un apport régulier d'eau. Or, l'irrigation est dans bien des cas le seul moyen de le leur procurer.

Le but de ce chapitre est de présenter les éléments de bases concernant le sol, l'eau, la plante et les relations entre eux et qui sont d'intérêt pour l'irrigation et le drainage. La présentation y est faite principalement dans une perspective agronomique.

I.2 L'eau et la plante

Les plantes sont confrontées à un milieu hostile, en particulier sur le plan de leur équilibre hydrique. Elles puisent l'eau dans le sol mais celui-ci est plus ou moins humide selon sa nature (sable, argile, etc.) et selon la quantité de précipitations. Ces dernières sont irrégulières et leur importance varie selon les différents climats.

Il est inutile de préciser l'importance de l'eau chez les êtres vivants. Pour les plantes, l'eau assure la turgescence, et donc le port végétal. Elle permet le transport des substances minérales, nutritives, d'éléments issus du métabolisme (**Cruziat, 1995**).

Il existe un continuum entre l'absorption de l'eau par les racines dans le sol et la perte de l'eau par transpiration au niveau des feuilles. D'autre part, celui relatif au «continuum sol-plante-atmosphère » c'est-à-dire aux mêmes flux hydriques précédents mais entre les trois parties ci-dessus qui échangent : l'eau du sol est absorbée par les racines, traverse les plantes d'un champ, d'une forêt, d'une prairie et s'échappe enfin au niveau des feuilles dans l'atmosphère.

Nous pouvons dire que les propriétés physiques des sols sont celles qui influent les facteurs suivants:

- La circulation de l'air : sans air dans le sol, les racines ne respirent plus et la plante meurt d'asphyxie. Le manque d'air résulte le plus souvent d'un excès d'eau.
- La circulation et la rétention de l'eau : l'eau apporte les éléments nutritifs à la plante et la plante régule sa température par la transpiration. La rétention de l'eau dans le sol influence le lessivage, le taux d'infiltration, le taux de ruissellement...
- Le sol est plus ou moins résistant au détachement, cette propriété s'appelle « l'érodibilité ». Elle est étroitement liée à la stabilité structurale du sol, propriété qui est définie en détail ci-dessous (Hillel, 1988).

Les caractéristiques du sol qui influencent les propriétés physiques sont nombreuses et ne peuvent pas toutes être prises en considération à la fois, il s'agit d'expliquer comment ces propriétés peuvent varier d'une région climatique à une autre et rendre le sol plus ou moins vulnérable à la dégradation (et non pas d'assurer un cours complet de pédologie).

Deux caractéristiques ont donc été retenues comme étant celles qui influencent le plus les propriétés physiques du sol : ce sont la texture et la structure du sol .

I.3 La Texture

La texture ou la granulométrie fait référence à la répartition des sédiments en fonction de leur taille. C'est une propriété fixe du sol qui est de loin la propriété la plus importante. La texture a une influence dominante sur les propriétés physiques, chimiques et hydriques des sols. Les limites exactes qui distinguent une fraction texturale d'une autre varient en fonction du système de classification mais des limites souvent utilisées sont définies dans le tableau ci-dessous :

Tableau I.1 : Classification des types de sédiment avec les diamètres

TYPE DE SEDIMENT	DIAMETRE
Argile	< 2 μm (0,002 mm)
Limon	2 μm à 50 μm (0,002-0,050 mm)
Sable	50 μm à 2 mm (0,050 mm à 2 mm)
Gravier	2 mm à 2 cm
Cailloux	2 cm à 5 cm

Même si la granulométrie repose uniquement sur la taille des sédiments, les différentes fractions sont souvent constituées de différents minéraux :

- **Sable** : surtout du quartz, aussi des feldspaths et micas. Peu de minéraux secondaires.
- **Limon** : 50% quartz, autre 50% sont des feldspaths, des micas et des minéraux secondaires - des oxydes de Fe et d'Al.
- **Argile** : surtout des minéraux secondaires, et à très forte dominance les phyllosilicates; dans les milieux humides tropicaux il y a beaucoup d'oxydes de Fe et d'Al.

Les sédiments de moins de 2 mm font partie de la fraction fine. La fraction fine est utilisée pour définir la classe texturale du sol. Les sédiments plus grossiers que 2 mm sont enlevés de l'échantillon et les quantités d'argile, de limon et de sable sont exprimées en % de la fraction fine. Ceci ne veut pas dire que la fraction grossière n'est pas importante pour les sols - son impact peut être très important pour l'aération, la circulation de l'eau et l'érodibilité du sol en fonction de sa teneur.

La fraction fine a été choisie parce qu'elle est très souvent dominante dans des sols cultivés et pour des raisons de normalisation. A partir de ces données, il est possible de classer le sol dans une classe texturale.

A l'échelle de générations humaines, nous pouvons considérer la texture du sol comme étant une propriété fixe.

Ce n'est donc pas une caractéristique du sol qui « se gère » : elle est héritée du matériau d'origine et elle évolue à des échelles de temps très longues (**Carrega.P et Morrsechele.J, 2008**).

L'influence de la texture sur les propriétés physiques du sol s'exprime principalement à travers son impact sur la structure du sol et tout ce qui en découle.

I.4. La structure du sol

La deuxième caractéristique du sol qui influence les propriétés physiques est la structure du sol. La structure du sol fait référence à l'organisation des sédiments définis par la texture. Plusieurs types de structure, ainsi que plusieurs formes d'agrégats, peuvent être définis mais la présentation est simplifiée à trois seulement : particulaire, massive, en agrégats :

- **Particulaire** : les sédiments n'ont pratiquement aucune cohésion et restent à l'état de particules libres. Ceci est le cas, par exemple de sables ou de graviers.

- **Massive** : les sédiments sont pris en masse, d'un sol bloc. Ceci est le cas des argiles lourdes.
- **Agrégé** : ceci représente la grande majorité des sols. En effet, sous l'effet cohésif des argiles et des matières organiques surtout (et dans une moindre mesure les limons), le sol s'organise en une hiérarchie d'agrégats : les particules forment de micro-agrégats, qui se combinent pour former des méso-agrégats, et ensuite des macro-agrégats.

L'agrégation peut être plus ou moins développée, et les agrégats peuvent être classifiés par leurs formes. C'est la structure du sol qui crée une diversité de tailles de pores dans lesquels vont circuler l'air et l'eau.

Un sol bien structuré permettra un équilibre entre mouvement (dans les pores plus grands) et rétention (dans les pores plus petits) de l'eau. Cette propriété du sol se gère par le travail du sol, et tout le travail du sol effectué par un agriculteur est destiné à améliorer la structure. Les amendements (matières organiques et apports calciques) sont aussi destinés à favoriser la structure du sol. C'est donc une propriété qui varie avec la saison et les techniques culturales.

Les racines des végétaux sont particulièrement importantes pour le développement de la structure du sol et en général, plus la densité racinaire est importante, mieux la structure est développée. La texture du sol, et surtout la teneur en argile, est également très importante, ainsi que la teneur en humus : ces deux composantes favorisent le développement d'une bonne structure (si toutefois la teneur en argile n'est pas trop importante, ce qui peut conduire à une structure massive).

Pour des sols cultivés lourds (riches en argile), les cycles hivernaux de gels et dégels ont tendance aussi à favoriser une meilleure structure du sol (**Carrega.P et Morrsechele.J, 2008**).

I.5 La stabilité structurale

Au-delà de la structure, il y a la notion de « stabilité structurale » qui est particulièrement importante pour l'érosion. La stabilité structurale est une mesure de la résistance des agrégats à la désagrégation. Un sol dont les agrégats ont une forte cohésion possède une bonne stabilité structurale ; des agrégats avec une faible cohésion ont donc une faible stabilité structurale et ils se désagrègent facilement sous l'impact des gouttes de pluie. L'influence de la stabilité structurale se ressent surtout par son impact sur l'infiltration de l'eau dans le sol et la facilité avec laquelle le sol est érodé (son « érodibilité »).

Les facteurs principaux qui influencent la stabilité structurale d'un sol cultivé sont la texture, la teneur en matières organiques et les types de cations présents dans le sol.

La stabilité structurale est le meilleur indice de l'érodibilité du sol (la facilité avec laquelle le sol est érodé). Elle joue sur plusieurs facteurs qui influencent le taux d'érosion.

I.5.1 La taille des produits de la désagrégation

Une faible stabilité structurale conduit à une désagrégation plus intense. Les produits de la désagrégation, les sédiments et micro-agrégats, sont plus petits et donc plus facilement détachés et transportés.

I.6 La Capacité d'Echange Cationique (CEC)

La CEC est une mesure du nombre de sites électronégatifs sur le complexe argilo-humique (Consulter l'Essentiel sur les **Argiles**). On l'appelle la «Capacité d'Echange Cationique » (CEC) parce que sur ces sites électronégatifs, des cations s'attachent et se détachent : ils s'échangent entre la particule chargée et la solution du sol. La plupart des éléments nutritifs et autres éléments qui influencent les propriétés du sol sont en forme d'ions. Il y a deux types d'ions : les cations et les anions. Les cations ont une charge positive, les anions ont une charge négative. Ce sont des atomes ou molécules qui ont perdus (cations) ou acquis (anions) 1, 2 ou 3 électrons (**Carraga, 2008**).

I.6.1 La problématique des nitrates

Puisque le complexe argilo-humique a une charge négative nette (et une faible charge positive), les cations peuvent être retenus dans le sol et sont moins facilement lessivés par les eaux de percolation. La faible charge positive dans le sol fait que les anions sont plus mobiles. Prenons l'exemple des nitrates (NO_3^-) : ce sont des anions qui provoquent des maladies graves à des teneurs relativement faibles (la limite pour l'eau potable est de 50 mg/L). Ce sont aussi des anions qui présentent un intérêt majeur pour la croissance végétale et les agriculteurs en ajoutent au sol sous forme d'engrais afin de maximiser les rendements. Enfin, ils sont présents en grande quantité dans les déjections animales (fumier, lisier...). Nous avons donc un anion qui est apporté au sol en grandes quantités, qui est très mobile, et qui est toxique pour les humains – une mauvaise combinaison ! Ceci explique les risques de pollution des nappes phréatiques dans plusieurs régions du monde.

Pour exemple, En Bretagne (France), les sols sont formés majoritairement sur des roches cristallines et ils ont tendance à être sableux et à avoir des taux de percolation élevés.

C'est aussi une région où il y a une forte concentration d'activités agricoles et de cultures et élevage intensif, où beaucoup d'animaux sont élevés sur des surfaces restreintes. Les pluies régulières hivernales et la forte conductivité hydraulique des sols sableux assurent un lessivage facile des nitrates présents dans le sol vers la nappe phréatique. La combinaison du type d'ion (un anion), de l'élevage intensif, des pluies régulières en hiver, et de sols sableux à forte conductivité hydraulique est particulièrement mauvaise pour la qualité des eaux de la nappe phréatique et explique les problèmes de pollution par les nitrates connus dans cette région.

I.7 Le pH du sol

C'est une des propriétés importantes du sol. La texture donne une indication sur les propriétés physiques du sol et de la CEC. Le pH donne des informations sur les éléments nutritifs et les risques de toxicité. Connaissant ces deux propriétés (texture et pH) il est possible de tracer les grandes lignes de la fertilité d'un sol et de son comportement. De plus, la texture et le pH sont relativement faciles à mesurer en laboratoire.

Le pH est une mesure de la concentration en ions H^+ dans le sol. Plus formellement :

$$pH = - \log [H^+] = \log 1/[H^+]$$

Un pH de 7 indique la neutralité parce que c'est la concentration en H^+ qui se trouve dans de l'eau pure – c'est la concentration naturelle de la dissociation des molécules d'eau (pour simplifier, nous pouvons dire que H_2O se dissocie en H^+ et OH^-).

Le pH du sol se mesure sur un échantillon saturé car c'est la concentration en H^+ présents dans la solution du sol qui est mesurée.

En dessous d'un pH de 7, le sol devient de plus en plus acide : l'échelle est logarithmique et 6 a donc 10 fois plus de H^+ que 7; 5 dix fois plus que 6 et 100 fois plus que 7; et rapidement le sol devient très acide.

Au-dessus de 7, le sol devient de plus en plus alcalin ou basique : 7, 8, 9 et l'alcalinité du sol augmente aussi exponentiellement.

I.7.1 L'évolution du pH

Comme la texture, le pH du sol est hérité du matériau d'origine dans le court-moyen terme. Avec le temps, tous les sols ont tendance à s'acidifier par :

- Le lessivage par les eaux de pluie : plus il pleut, plus le lessivage est important et plus le pH a tendance à être neutre. Le matériau d'origine, s'il possède beaucoup de bases, peut servir de « tampon » à cette tendance en re-éjectant des cations dans le sol. Le matériau d'origine a un impact important sur le pH du sol dans le court terme. Sur le long terme, c'est le climat qui domine et il y a une relation nette entre pluie annuelle et pH du sol : plus la pluie est importante, plus le sol est acide.

- L'apport des acides présents dans les pluies. La combustion de combustibles fossiles éjecte de l'azote (N) et du soufre (S) dans l'atmosphère. Ces éléments se combinent avec l'eau pour donner des acides. L'impact des pluies acides est plus important en proximité de grandes régions industrielles. (Pierre ; 2008)

- La décomposition de la matière organique. La décomposition de la matière organique libère des H⁺ qui acidifient le sol.

- L'apport de certains engrais acidifie le sol (ex. l'ammonitrate – NH₄⁺ NO₃⁻) pour les sols agricoles.

Tableau I.2: variation du PH dans le sol

Valeurs typiques de pH du sol										
Acidité		←-----				Neutralité	----->		Alcalinité	
	très fort	forte	modéré	faible	Faible	modéré	forte	très fort		
pH 3	4	5	6	7	8	9	10	11		
sols organ.			régions humides		régions sèches				sols alcalins	

Source : mémoire université Nice

I.7.2 L'importance du pH

Le pH du sol est important pour plusieurs raisons :

I.7.2.1. La disponibilité des éléments nutritifs

Tous les éléments du sol sont plus assimilables dans des pH qui s'approchent de la neutralité. Le meilleur exemple est le phosphore. Dans les sols acides, le phosphore se complexe avec le Fer et devient insoluble. Dans les sols basiques, il se complexe avec le calcaire. Il peut donc avoir du phosphore dans le sol, mais ce phosphore est non-prélevable.

Il devient soluble et donc assimilable dès que le pH est ajusté vers la neutralité. Faire un apport de phosphates sur un sol acide ou basique est donc une perte puisque les phosphates se

rétrogradent assez rapidement. Il est impossible de gérer la fertilité chimique d'un sol sans gérer le pH en même temps.

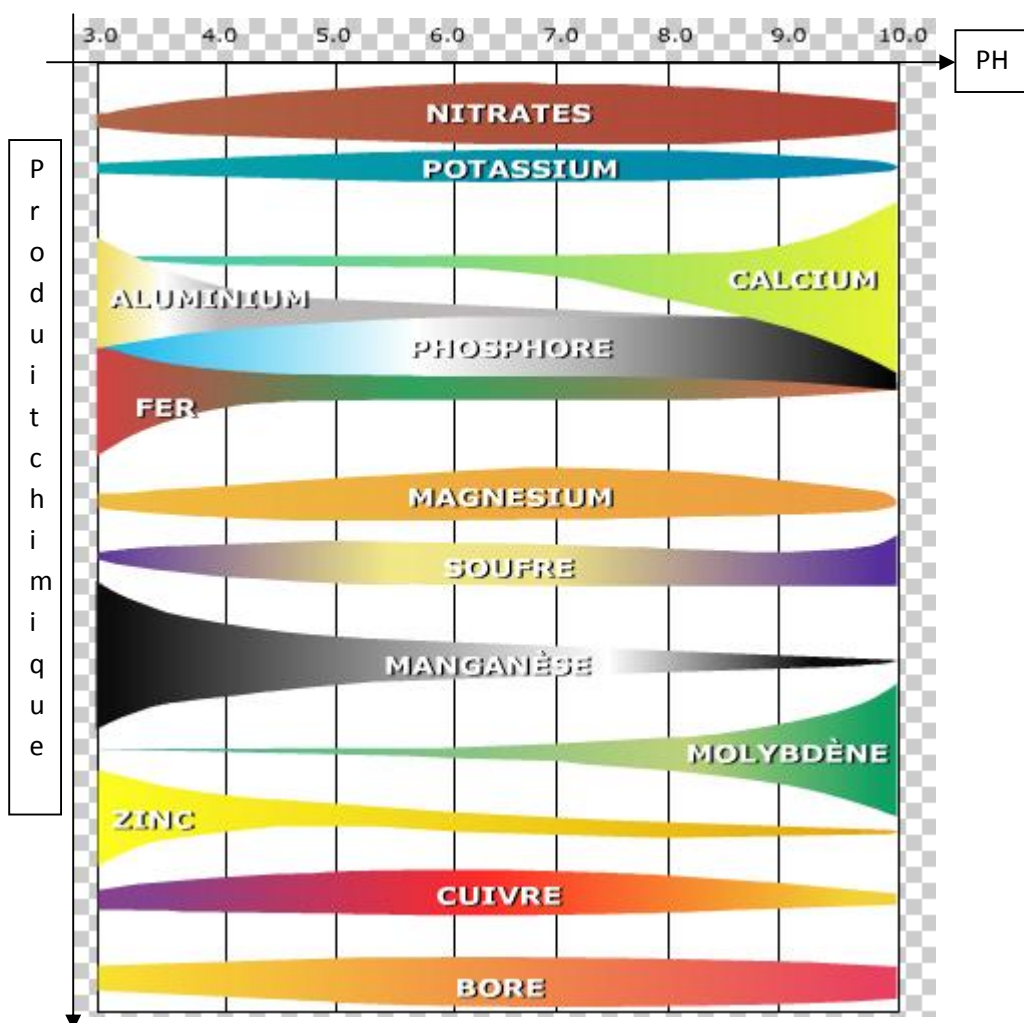


Figure I.1 : PH la disponibilité et toxicité. **Source : mémoire université Nice**

Ce graphique nous montre l'impact du pH sur la disponibilité des éléments nutritifs et la toxicité des métaux

1.7.2.2. Les problèmes de toxicité

Contrairement aux éléments nutritifs, les métaux sont plus solubles et donc assimilables à des pH acides. L'exemple le plus courant est une toxicité par l'Aluminium. Dans les pH plus élevés, l'Aluminium est non soluble et donc n'entre pas dans la solution du sol. Dès qu'il est en solution, il est prélevé avec les autres cations/anions et peut être toxique.

I.8 Les proportions de cations sur le complexe AH

Le pH du sol est une mesure de la concentration en H^+ dans le sol. Puisqu'il n'y a pas un nombre infini de sites d'échanges, plus il y a de H^+ , moins il peut y avoir d'autres cations. Les cations : Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , et Na^+ sont considérés comme étant des bases. Plus le sol est acide, moins il y a de bases. Le pourcentage de bases qui occupent les sites de la CEC est défini comme étant :

$$([Ca^{2+}] + [Mg^{2+}] + [K^+] + [Na^+]) / CEC \times 100 = \text{Saturation en base (\%)}$$

On peut diviser les cations sur les sites échangeables en deux groupes : d'une part H^+ et Al^{3+} et d'autre part les bases échangeables. Les H^+ n'ont pas d'effets négatifs particuliers, les Al^{3+} par contre peuvent être toxiques.

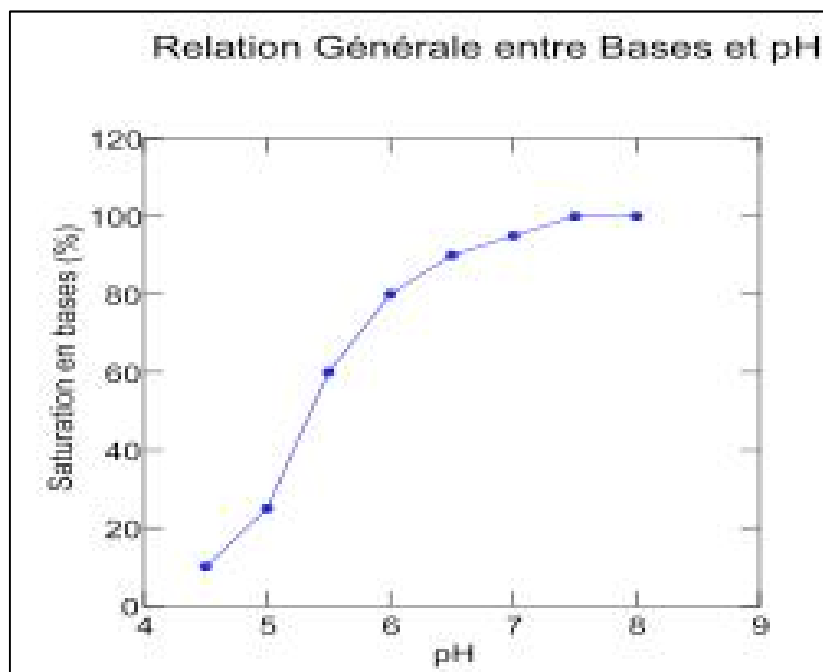


Figure I.2. Relation générale entre bases et PH (source : mémoire a université Nice)

Le type de cation sur les sites échangeables est très important. Plus le pH est faible, plus les H^+ et Al^{3+} sont sur les sites échangeables et plus le risque de toxicité est important. Egalement, il y aurait moins de Ca^{2+} qui sont très favorables à une bonne structure. Donc la stabilité structurale est meilleure vers un pH neutre (Carrega.P et Morrsechele.J, 2008).

I.9 L'eau dans le sol

L'eau dans le sol ne représente qu'une infime part de l'eau douce (0.1%), mais à l'instar de la vapeur d'eau, elle-même fraction infime dans l'atmosphère et néanmoins fondamentale

pour le cycle de l'eau, l'eau dans le sol est indispensable pour la continuité du cycle ; à la fois par l'intermédiaire de l'évapotranspiration (plantes et surface des sols) et en entretenant l'approvisionnement des nappes phréatiques et des aquifères.

Toute l'eau dans le sol n'est pas pareillement ou totalement disponible pour les plantes ou pour les aquifères. En effet, l'eau entretient avec les différents matériaux composant les sols, des relations particulières qui la rendent plus ou moins durablement indisponible.

I.9.1 Etats de l'eau dans le sol

L'eau dans le sol se présente sous différentes formes. Il n'existe de limite physique rigoureuse entre micro et macro porosité, au regard de ces liaisons de l'eau et du sol, trois types d'eau, définis par leur mobilité, peuvent se distinguer :

✓ L'eau gravitaire ou eau libre, qui circule librement dans la macroporosité du sol, se déplace essentiellement vers le bas sous l'effet de la gravité, jusqu'à rencontrer un niveau imperméable ou déjà saturé. Les mesures faites sur le terrain après le départ de toute l'eau gravitaire (sol ressuyé) montrent que l'eau restante est 2,5 (valeur moyenne).

✓ L'eau de rétention capillaire occupe la porosité capillaire ou microporosité ; les forces de tension superficielle l'emportent sur celles de la gravité, mais l'eau capillaire peut se déplacer dans les pores et interstices (« par capillarité »). Elle peut être extraite en grande partie par l'extraction racinaire : c'est la fraction de l'eau de rétention capillaire mobilisable qui constitue la réserve hydrique dans lesquelles puise la végétation en l'absence de précipitations pour assurer son alimentation en eau (**Ollier & Poirée, 1983**).

✓ L'eau liée ou adsorbée forme, autour des grains, une pellicule d'environ 0,1mm d'épaisseur (on l'appelle aussi eau pelliculaire), rigoureusement immobile, de densité élevée et ne gelant pas. C'est une eau uniquement hygroscopique (l'épaisseur de cette pellicule est en équilibre avec le degré hygrométrique de l'air dans le sol, diminuant rapidement dès que l'humidité relative est inférieure à 100 %), hors d'atteinte de la succion racinaire.

✓ Un sol qui ne contient plus que de l'eau liée provoque un manque d'eau irréversible pour les plantes qui s'y alimentaient : on appelle cet état hydrique le point de flétrissement, il correspond, sous nos bioclimats, à un potentiel de 4,2.

✓ L'eau hygroscopique ne participe pas de façon «habituelle» au cycle de l'eau, et peut donc être négligée dans les calculs de bilans (mais on doit en tenir compte dans l'estimation des réserves hydriques par des méthodes d'étuvage).

Si ces distinctions peuvent apparaître par trop simplificatrices, elles rendent pourtant bien compte du comportement de l'eau dans les sols et les seuils proposés fixent des ordres de grandeur.

Des expériences menées en laboratoire comme des mesures de terrain montrent qu'un sol saturé perd très rapidement par drainage (ou ressuyage), la quantité d'eau libre stockée dans la macroporosité du sol, et qu'ensuite le débit de la perte en eau diminue fortement, jusqu'à devenir négligeable dans un fonctionnement naturel : cet état de quasi-équilibre, est considéré comme représentatif de la capacité de rétention du sol considéré, et correspondant à la quantité d'eau retenue dans la microporosité.

1. L'eau sous forme solide

L'eau est solide quand sa température est inférieure à 0 °C. C'est la glace de la banquise au niveau des pôles, celle des glaciers alpins, la neige sur laquelle nous pouvons skier, le givre qui se forme par temps froid sur les arbres en hiver.

Les calottes glaciaires et les glaciers représentent 2,1 % de l'eau présente sur la Terre.

2. L'eau sous forme liquide

Les plus grands réservoirs d'eau liquide sont les océans et les mers constitués d'eau salée ; ils représentent 97,2 % de l'eau de la Terre.

Les autres réservoirs d'eau liquide sont les lacs, les fleuves, les rivières et les eaux souterraines. Ils sont constitués d'eau douce.

Les lacs et les rivières correspondent à 0,01 % de l'eau présente sur Terre et les eaux souterraines à 0,06 % de cette eau.

3. L'eau sous forme gazeuse

Dans l'atmosphère, l'eau existe sous forme de gaz. C'est la vapeur d'eau présente dans l'air humide. Elle ne correspond qu'à 0,001 % de l'eau de la Terre.

I.10 Le transfert de l'eau dans la plante

1. Ce qui entre : Chez les plantes à racines-tiges-feuilles (les Cormophytes), l'eau entre par les racines suivant la loi de l'osmose en fonction de la surface de contact des poils absorbants ou des mycorhizes avec l'eau du sol. L'eau passe du milieu où elle est relativement plus abondante, c'est-à-dire le milieu le moins concentré en substances dissoutes, vers le milieu où elle est relativement moins abondante, c'est-à-dire le milieu le plus concentré en substances

dissoutes. La grande diversité des qualités physiques et chimiques des sols influence très fortement ce passage. Prenons deux cas extrêmes : le sable étant perméable ne permettra pas aux plantes d'absorber l'eau très longtemps ; les sols argileux retiennent bien l'eau, ce qui est favorable aux plantes, mais ils peuvent se saturer et devenir imperméables et anoxiques ou s'assécher complètement et se craqueler.

2. Ce qui circule : Pour que l'eau circule dans la plante, il faut que les stomates (photo 1) soient ouverts au niveau des feuilles, qu'il y ait donc transpiration. C'est un système de pompe, l'eau est aspirée des racines vers les feuilles. Cette eau et les sels minéraux dissous circulent dans les vaisseaux du bois ou xylème : c'est la sève brute. Après la photosynthèse, la sève élaborée amenant les produits carbonés aux tissus circule en sens inverse dans les vaisseaux du liber ou phloème.

3. Ce qui sort : Il existe des barrières efficaces qui protègent la plante contre la dessiccation, la plus superficielle étant la cuticule très hydrophobe. La transpiration se fait par les stomates. Il existe une régulation dépendant de la concentration en CO_2 , en relation avec le type métabolique, C_3 ou C_4 ou CAM (cf. ci-après). L'humidité de l'air influence également l'ouverture des stomates. La « couche limite », c'est-à-dire l'accumulation de vapeur d'eau au contact même de la feuille, offre une résistance à la sortie de l'eau. Le vent tend à supprimer cette couche-limite, donc à favoriser la transpiration.

I.11. Estimation de l'eau dans le sol

L'estimation de l'eau dans le sol et donc la réserve hydrique est une donnée essentielle en irrigation, puisqu'à partir de cette donnée que vont décider les doses et fréquences d'arrosage, c'est la procédure du pilotage d'irrigation.

Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer l'humidité du sol :

I.11.1. La méthode gravimétrique

La gravimétrie a pour objet la détermination du champ de pesanteur à la surface du sol, l'instrument utilisé pour mesurer cette force est le gravimètre.

La seule méthode de mesure directe de la teneur en eau se fait par un séchage d'un échantillon de sol (méthode de mesure gravimétrique). Pour extraire l'eau contenue dans un échantillon de sol, celui-ci est placé dans une étuve à 105° pendant une période d'au moins 24 heures pour en assurer le séchage complet. Avec ce protocole, il ne reste dans l'échantillon de

sol que l'eau de constitution des éléments solides. La masse d'eau est déduite de la différence entre le poids humide de l'échantillon de sol et son poids sec obtenus respectivement avant et après le séchage. Cette masse d'eau est rapportée au poids sec pour obtenir l'humidité massique.

L'humidité volumique est soit mesurée directement en prélevant un échantillon de sol non remanié dans un cylindre de volume connu, soit en combinant l'humidité massique avec la densité apparente sèche du sol.

La méthode gravimétrique est la méthode de mesure de référence à laquelle se rapportent toutes les mesures indirectes. Si celle-ci est précise, sa mise en œuvre est laborieuse et exigeante en main d'œuvre, en particulier pour de grandes étendues.

I.11.2. La méthode neutronique

La méthode consiste à mesurer le taux de neutrons thermalisés, c'est-à-dire ralentis par leurs nombreuses collisions avec les différents noyaux présents dans le milieu et rétro-diffusés vers le détecteur. Si on admet que dans un matériau les variations de la teneur en hydrogène sont liées à celles de la teneur en eau (H_2O), nous obtiendrons un ralentissement qui sera fonction de la teneur en eau volumique (nombre de noyaux d'atomes d'hydrogène présents dans le volume du milieu ralentisseur, (**Baron & Tran Ngoc Lan, 1977**)).

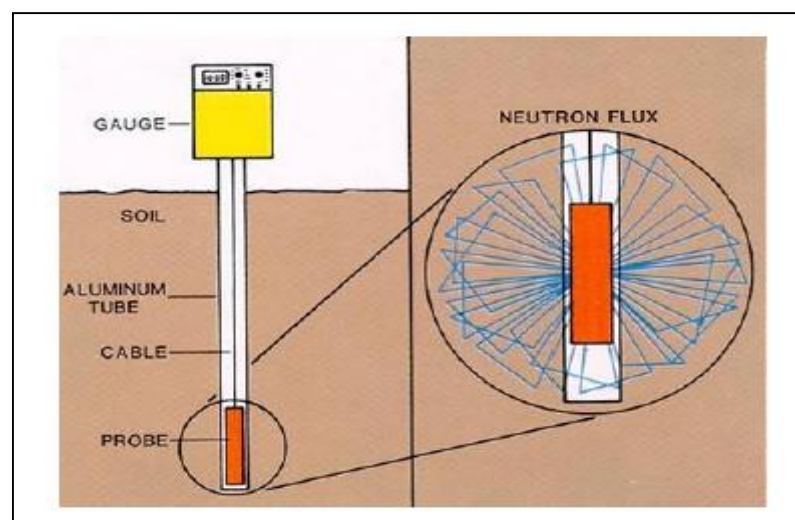


Figure I.3 : Principe de la sonde à neutrons

Le détecteur est constitué d'une cellule contenant un gaz possédant la propriété d'absorber les neutrons ralentis en émettant des particules α détectées par les impulsions électriques qu'elles créent sur un fil chargé. Ces impulsions électriques sont transmises par un câble à un

système électronique de comptage. In fine, on enregistre un nombre d'impulsions N pendant un certain intervalle de temps soit un taux de comptage. Pour s'affranchir de problèmes de dérive de l'électronique dans le temps, à la fin de chaque série de mesures, on effectue un comptage standard " N " dans un milieu de référence très absorbant qui peut être de l'eau ou de la paraffine.

Les neutrons émis par la source sont essentiellement rétrodiffusés par les atomes d'hydrogène de l'eau présents à l'intérieur d'un certain volume ou sphère d'influence. En première approximation, le taux de comptage est donc proportionnel à la densité volumique de ces atomes, et il existe une relation sensiblement linéaire entre le taux de comptage et la teneur en eau volumique.

Néanmoins, en raison de l'influence de la phase solide (nature des minéraux en présence) et de la densité du sol, la conversion des comptages réduits N/N en teneurs en eau nécessite l'établissement d'une courbe d'étalonnage pour chaque horizon de sol.

I.11.3. Le tensiomètre

Un tensiomètre est un instrument utilisé pour mesurer la teneur en humidité du sol. Il indique les forces physiques de la gravité et les liaisons moléculaires qui doit être surmontée afin d'extraire l'eau du sol. L'eau qui s'est tenue dans le sol est connu comme le potentiel hydrique de matrice. Un tensiomètre est utilisé pour mesurer comment facilement l'eau peut être extrait de sol et d'évaluer comment dur une usine va devoir travailler pour absorber l'eau de son sol environnant.

Les tensiomètres sont très utiles aux agriculteurs pour prédire combien leurs cultures vont avoir besoin d'eau. Sachant leurs besoins d'irrigation, les agriculteurs sont en mesure d'établir des calendriers d'irrigation. Ils sont en mesure d'évaluer plus précisément combien d'eau est nécessaire par leurs cultures et à quels intervalles, ils auraient besoin d'arrosage. Cette connaissance est particulièrement utile pendant la saison sèche. Les tensiomètres sont aussi facilement gérés et peuvent être automatisés pour contrôler l'irrigation.

Un tensiomètre est habituellement constitué d'un long tube scellé en verre clair ou en plastique qui est partiellement rempli d'eau. Une céramique poreuse couvrant qui permet à l'eau à travers est situé à une extrémité du tube. L'autre extrémité a une jauge de vide qui mesure la pression à l'intérieur du tube. Tensiomètres allant de 6 pouces (15,24 cm) de longueur à environ 4 pieds (environ 1,22 mètres), bien qu'il existe des mini-tensiomètres permettant de mesurer le potentiel à une profondeur de 0,5 po (1,27 cm) de matrice hydrique.

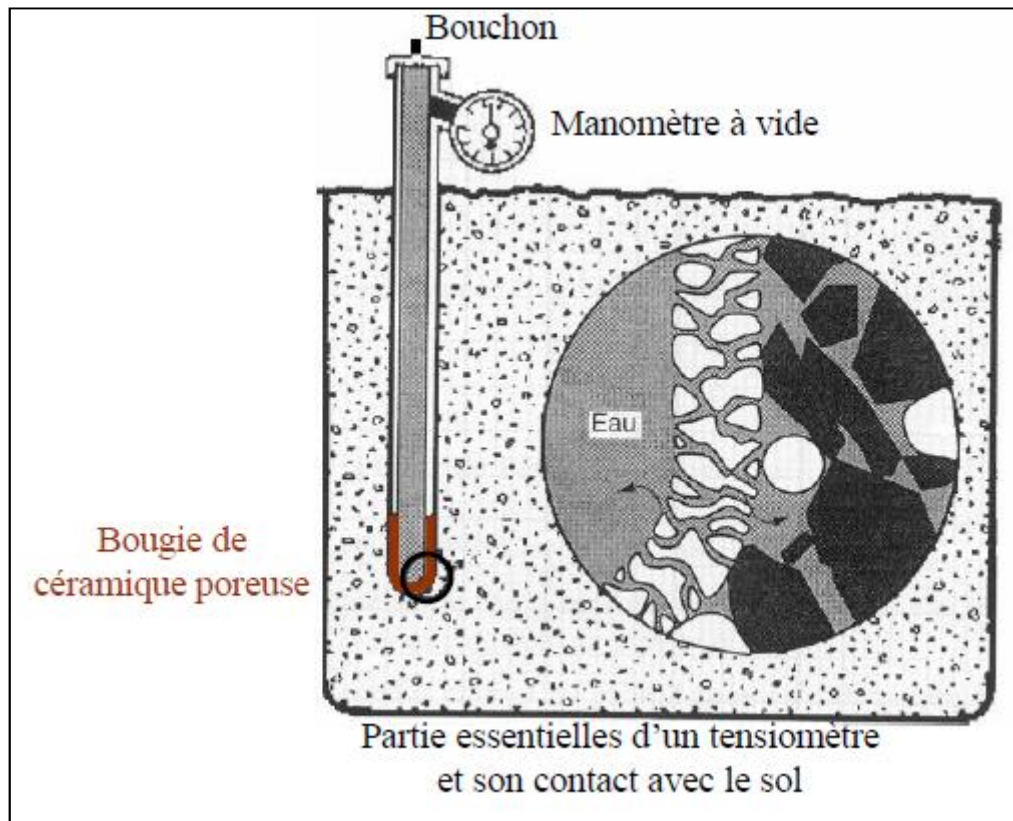


Figure I.4 : Exemple d'un tensiomètre

La pointe en céramique d'un tensiomètre est insérée à la profondeur du sol qui est surveillé. Le tube qui est partiellement rempli d'eau a un vide et s'il y a eu des précipitations ou le sol est humide, la pointe en céramique absorbe l'humidité du sol et le vide dans le tube devient plus faible.

À l'inverse, si le sol est sec, l'eau est dessinée hors du tube dans le sol et le vide dans le tube augmente. La jauge mesure le vide et enregistre sa lecture, et de cette manière, un tensiomètre enregistre continuellement les changements dans l'eau du sol.

Les tensiomètres ont généralement une zone restreinte de fiabilité. Leurs lectures dépeint uniquement l'humidité du sol dans le petit volume de sol entourant la zone dans laquelle il est planté, donc il ne peut pas compter sur de donner des lectures de la totalité d'un site. En outre, tensiomètres généralement n'effectuent pas ainsi dans des conditions très secs ou du désert comme une quantité d'eau doit être présente dans le sol pour l'instrument d'opérer efficacement.

I.11.4. La méthode de réflectométrie temporelle (TDR)

Née dans les années 1980 la méthode TDR (réflectométrie temporelle) se place comme une méthode incontournable tant par la qualité que par la convivialité de ses mesures.

Le principe de cette mesure est basé sur la détermination du temps de propagation d'un pulse électromagnétique le long d'une électrode introduite dans le sol. Le temps de propagation de ce pulse dépend étroitement de l'humidité du sol (mesure de permittivité diélectrique).

Son volume d'influence est supérieur à celui des techniques capacitives. La mesure est par ailleurs faiblement influencée par la température, la salinité et le type de sol. Cette technologie permet des mesures précises à un tarif maintenant abordable.

I.12. Perméabilité du sol :

La perméabilité d'un matériau (une roche, un tissu, etc.) correspond à son aptitude à se laisser traverser par un fluide de référence sous l'effet d'un gradient de pression. La perméabilité k s'exprime généralement en Darcy (D). Un darcy correspond à la perméabilité d'un corps continu et isotrope au travers duquel un fluide de viscosité équivalente à celle de l'eau à 20 °C s'écoule à une vitesse de $1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ lorsqu'il est soumis à une pression de 1 atm, ce qui correspond à la dimension d'une surface. $1 \text{ D} = 0,97 \times 10^{-12} \text{ m}^2$

Le terme de conductivité hydraulique (ou coefficient de perméabilité K) est le rapport entre cette perméabilité et la viscosité du fluide (généralement le fluide est l'eau). Plus un milieu est perméable plus le fluide s'écoulera vite. La conductivité hydraulique s'exprime en m s^{-1} . Disponible pour l'eau : $10^{-12} \text{ cm s}^{-1} \cong 10^{-19} \text{ m}^2 \quad 10^{-7} \text{ D}$.

I.12.1. La conductivité Hydraulique

La conductivité hydraulique (K) est une grandeur qui exprime l'aptitude d'un milieu poreux à laisser passer un fluide sous l'effet d'un gradient de pression 1. C'est une grandeur dépendant à la fois des propriétés du milieu poreux où l'écoulement a lieu (granulométrie, forme des grains, répartition et forme des pores, porosité intergranulaire), des propriétés du fluide qui s'écoule (viscosité, densité) et du degré de saturation du milieu poreux

La conductivité hydraulique a la dimension d'une distance sur un temps $[L.T^{-1}]$ et est généralement exprimée en mètres par seconde (m/s).

La conductivité hydraulique s'exprime en fonction des propriétés intrinsèques du milieu poreux et de celles du fluide :

$$K = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu}$$

Avec :

- k : la perméabilité intrinsèque du milieu poreux (m^2),
- ρ : la masse volumique du fluide (kg/m^3),
- g : l'accélération de la pesanteur (m/s^2),
- μ : la viscosité dynamique du fluide.

La **loi expérimentale de Darcy** (ou **loi de Darcy**) est une loi physique, mécaniste et déterministe qui exprime le débit d'un fluide incompressible filtrant au travers d'un milieu poreux (supposé isotrope à l'échelle de travail). La circulation de ce fluide entre deux points est déterminée par la conductivité hydraulique du substrat et par le gradient de pression du fluide. Dans le cas d'un cours d'eau ou d'un réservoir alimentant une nappe, ce gradient est lié à la hauteur de l'eau.

La loi de Darcy telle qu'elle a été formulée par Henry Darcy en 1856 dans l'appendice D de son célèbre ouvrage, exprime le débit Q d'un fluide incompressible qui s'écoule en régime stationnaire au travers d'un milieu poreux de section A et de longueur L sous l'effet d'une différence de charge ΔH :

$$Q = KA \frac{\Delta H}{L}$$

Avec :

- Q : le débit volumique (m^3/s) filtrant.
- K : la conductivité hydraulique ou « coefficient de perméabilité » du milieu poreux (m/s), qui dépend à la fois des propriétés du milieu poreux et de la viscosité du fluide.
- A : la surface de la section étudiée (m^2)
- $\frac{\Delta H}{L}$: Le gradient hydraulique ($i = \Delta H/L$),

ΔH est la différence des hauteurs piézométriques en amont et en aval de l'échantillon,
 L est la longueur de l'échantillon.

L'eau dans le sol ne représente qu'une infime part de l'eau douce (0.1%), mais à l'instar de la vapeur d'eau, elle-même fraction infime dans l'atmosphère et néanmoins fondamentale pour le cycle de l'eau, l'eau dans le sol est indispensable pour la continuité du cycle ; à la fois par l'intermédiaire de l'évapotranspiration (plantes et surface des sols) et en entretenant l'approvisionnement des nappes phréatiques et des aquifères.

Toute l'eau dans le sol n'est pas pareillement ou totalement disponible pour les plantes ou pour les aquifères. En effet, l'eau entretient avec les différents matériaux composant les sols, des relations particulières qui la rendent plus ou moins durablement indisponible.

I.13 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons essayé d'illustrer le système complexe eau-sol-plante qui forme un continuum dont les relations entre chaque élément sont d'intérêt pour l'irrigation et le drainage.

Nous avons détaillé les principaux paramètres influents le développement des cultures, en mettant l'accent sur l'eau, l'atmosphère, ainsi que l'influence du sol sur le comportement agronomique et les paramètres physiques et chimiques qui influencent la plante et son développement.

CHAPITRE II :

ÉTUDE DU BILAN

HYDRIQUE

Chapitre II : Étude du Bilan Hydrique

II.1 Introduction

L'étude du bilan hydrique du sol intéresse un éventail de plus en plus large de disciplines scientifiques et techniques: science du sol, agronomie, gestion de l'eau, conseil à l'irrigation, télédétection "thermique" et modélisation du climat du globe. En effet, la connaissance du bilan hydrique a pour objet la détermination de la réserve en eau du sol.

L'évaporation est le facteur plus déterminant par rapport aux autres paramètres climatiques. Son rôle conditionne les disponibilités en eau, et les besoins dont l'exploitant est intimement lié. La connaissance du bilan hydrique est l'un des outils le plus fiable pour le pilotage de l'irrigation et la réussite en agriculture.

II.2 Le bilan hydrique

Définition : Un bilan hydrique est le résultat chiffré de la comparaison du total des précipitations tombées dans une région et l'évapotranspiration potentielle (ETP) au niveau d'une parcelle. Le bilan hydrique permet d'apprécier la faisabilité d'une culture donnée dans une région donnée. Voir aussi bilan massique, bilan sédimentaire.

- ✓ les précipitations,
- ✓ le ruissellement de surface et l'écoulement souterrain,
- ✓ l'évaporation.

Il est intéressant de noter que dans chacune des phases du bilan hydrique on retrouve respectivement un transport d'eau, un emmagasinement temporaire et parfois un changement d'état. Il s'ensuit que l'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut se faire à l'aide d'une équation appelée "hydrologique" qui est le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace et dans le temps. Le temporel introduit la notion de l'année hydrologique (**Katerji**, 1977).

En principe, cette période d'une année est choisie en fonction des conditions climatiques. Ainsi en fonction de la situation météorologique des régions, l'année hydrologique peut débiter à des dates différentes de celle du calendrier ordinaire. Au niveau de l'espace, il est d'usage de travailler à l'échelle d'un bassin versant (entité structurelle définie en détails au chapitre 2) mais il est possible de raisonner à un autre niveau (zone administrative, entité régionale, etc.).

II.2.1 Calcul du bilan hydrique

Le calcul du bilan hydrique est l'application du principe de conservation de l'eau contenue dans un certain volume de sol. Les observations de l'état hydrique du sol au cours d'une période de végétation, par les méthodes gravimétrique ou neutronique, ont montré qu'une culture peut puiser une certaine quantité d'eau dans un réservoir dont le contenu en eau varie au cours du temps, essentiellement en fonction des pluies et de l'évapotranspiration réelle (**Choisnel, 1992**).

L'équation du bilan hydrique est fondée sur l'équation de continuité et peut s'exprimer comme suit, pour une période et un bassin donnés :

$$P + S = R + E + (S \pm \Delta S) \quad (\text{II.1})$$

Avec :

P : précipitations (liquide et solide) [mm],

S : ressources (accumulation) de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm],

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm],

E : évaporation (y compris évapotranspiration) [mm],

S + DS : ressources accumulées à la fin de la période [mm].

On exprime généralement les termes du bilan hydrique en hauteur d'eau (mm par exemple), on parle alors de lame d'eau (précipitée, écoulée, évaporée, stockée, etc.). Cette équation exprime simplement que la différence entre le débit d'eau entrant et le débit d'eau sortant d'un volume donné (par exemple un bassin versant) au cours d'une période déterminée est égale à la variation du volume d'eau emmagasinée au cours de ladite période (**Piedallu, 2012**).

L'équation peut s'écrire encore sous la forme simplifiée suivante :

$$E = I - O \pm \Delta S \quad (\text{II.2})$$

Avec :

E : évaporation [mm] ou [m³],

I : volume entrant [mm] ou [m³],

O : volume sortant [mm] ou [m³],

DS : variation de stockage [mm] ou [m³].

II.3 Méthodes de calcul du bilan hydrique

L'évapotranspiration d'un couvert est la somme de la transpiration de la végétation et de l'évaporation du sol. La méthode FAO modélise l'évapotranspiration de n'importe quel type de végétation en la comparant, via des coefficients culturaux empiriques, à celle d'un gazon « standard » bien arrosé, placé dans les mêmes conditions de température, d'humidité de l'air, de vitesse du vent et de rayonnement solaire. Cette évapotranspiration de référence (ET₀) représente la « demande climatique » à un moment donné, elle peut être calculée au moyen de l'équation de Penman-Monteith.

À partir de là, L'évapotranspiration d'un couvert quelconque, notée ETR (ET réelle), est obtenue par l'équation suivante :

$$ETR = ET_0 \times (K_{cb} \times K_s + K_e P) \quad (\text{II.3})$$

Avec :

- K_{cb} coefficient basal déterminant la transpiration de la fraction de sol couverte par la végétation (f_c) ;
- K_s coefficient de stress hydrique ;
- K_e coefficient déterminant l'évaporation de la fraction de sol nu (1 – f_c).

Le calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR) nécessite donc trois types de données : des variables climatiques pour le calcul de l'ET₀, l'occupation du sol et le développement de la végétation permettant d'estimer les coefficients culturaux K_{cb} et K_e. Le coefficient K_s est calculé à partir de l'état hydrique du sol et permet de réduire l'évaporation maximale du couvert en conditions bien arrosées, correspondant à K_{cb}.

a) Formule de Turc

Elle s'exprime comme suit :

$$D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (\text{II.4})$$

Avec :

D : déficit d'écoulement [mm],

P : pluie annuelle

T : température moyenne annuelle [°C].

$$L = 300 + 25 T + 0.05 T^3.$$

b) Formule de Coutagne

$$D = P - m \cdot P^2 \quad (\text{II.5})$$

Avec :

D : déficit d'écoulement [mm],

P : pluie annuelle [mm],

m = $1/(0.8 + 0.16 T)$: coefficient régional

La connaissance du déficit d'écoulement permet d'évaluer le comportement du système ou la fiabilité des données sensées le décrire, par comparaison entre les valeurs du déficit calculées directement et les valeurs estimées dans un bassin versant plus grand (Piedallu , 2012)

II.3.1 Les précipitations

Les précipitations désignent tous les météores qui tombent dans une atmosphère et il peut s'agir de solides ou de liquides selon la composition et la température de cette dernière. Ce terme météorologique est toujours au pluriel et désigne sur le Terre les hydrométéores (cristaux de glace ou gouttelettes d'eau) qui, ayant été soumis à des processus de condensation et d'agrégation à l'intérieur des nuages, sont devenus trop lourds pour demeurer en suspension dans l'atmosphère et tombent au sol ou s'évaporent rapidement avant de l'atteindre. Par extension, le terme peut également être utilisé pour des phénomènes similaires sur d'autres planètes ou lunes ayant une atmosphère.

La connaissance des précipitations est une condition pour l'élaboration du bilan hydrique puisqu'elle représente une entrée au réservoir sol.

II.4 L'évapotranspiration

L'évapotranspiration est une combinaison de deux processus : l'évaporation et la transpiration.

L'évaporation, ou plus précisément l'évaporation directe, désigne l'eau qui s'évapore à partir d'un sol (nu) ou d'un plan d'eau. Autrement, l'évaporation est un transfert de l'eau, à partir de la surface du sol, vers l'atmosphère.

La transpiration désigne la transpiration des végétaux à travers les stomates (micropores par lesquels l'eau s'évapore) de leurs feuilles.

Les racines des végétaux captent l'eau qui se trouve dans le sol. Une fois parvenue aux feuilles, une partie de l'eau va s'évaporer à travers les stomates des feuilles. L'autre partie va servir à la photosynthèse.

II.4.1. Mesure et estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle

Les principales méthodes de mesure/estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle. Il existe une grande variété de méthodes de mesure de l'évapotranspiration.

Pour diverses applications, l'évapotranspiration a besoin d'être prédite, alors on a besoin de l'estimer par des modèles.

D'après **Rana & Katerji** (2000), on pourrait faire une classification de ces différentes méthodes en fonction d'un type d'approche adopté.

II.4.2. Mesure de l'évapotranspiration

La plupart des méthodes directes ou indirectes de mesure d'évapotranspiration se basent sur la mesure de 2 classes de facteurs :

la teneur en eau du sol et les caractéristiques physiques des surfaces à partir desquelles se produit l'évapotranspiration (hauteur, densité des plantes, rugosité du couvert végétal, albédo).

les variables climatiques telles que le rayonnement solaire, la vitesse du vent les caractéristiques thermodynamiques de l'atmosphère, au dessus de la végétation.

II.4.2.1. Approche hydrologique

a. Le Bilan hydrique

La méthode du bilan hydrique est une méthode résiduelle, en ce sens qu'elle se base sur l'équation du bilan et sur la déduction de l'évapotranspiration à partir de la détermination des autres termes de l'équation. Cette méthode peut se justifier dans la mesure où les autres termes de l'équation du bilan sont souvent relativement plus faciles à déterminer.

L'équation du bilan hydrique, dans son expression la plus complète (**Rana & Katerji, 2000**), s'écrit:

$$P + I + W - ET - R - D = \pm \Delta S \quad (\text{II.6})$$

Avec :

P : précipitation

I, irrigation

W, remontée capillaire

D, drainage

R, ruissellement

ET, évapotranspiration

ΔS , stock d'eau dans la zone racinaire

En fonction de l'environnement, de conditions particulières ou d'hypothèses, du pas de temps, notamment, cette équation peut être simplifiée.

b. Le lysimètre

Le lysimètre est une cuve étanche enterrée, à parois verticales, ouverte en surface et remplie d'une portion de terrain d'une épaisseur, qui peut varier de 0.5 à 2 m. La végétation et les conditions à chaque niveau, surtout la teneur en eau, sont maintenues sensiblement identiques à celles du terrain en place.

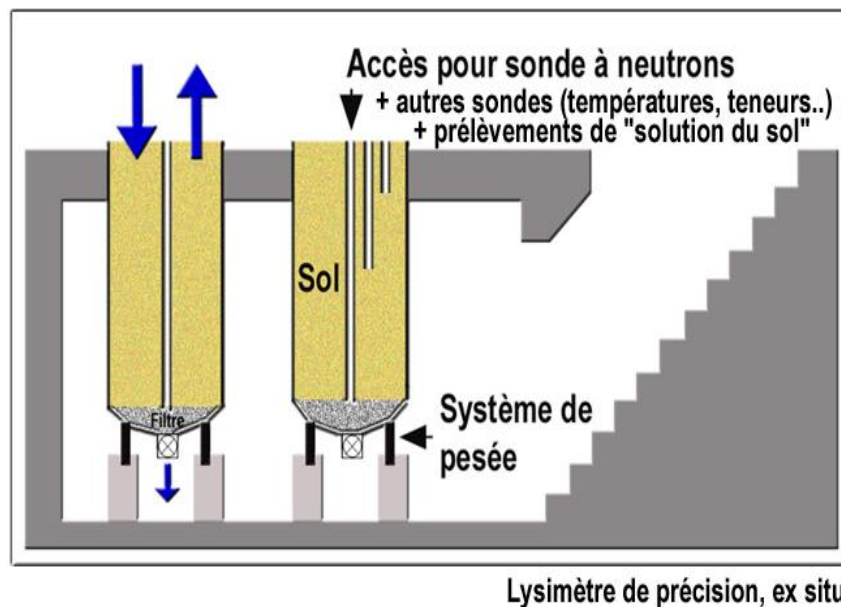


Figure II.1. Schéma d'une cuve lysimétrique

Le lysimètre est pourvu à sa base d'un dispositif recueillant l'eau de drainage. On peut déduire l'évaporation à la surface du terrain à partir des variations de stock d'eau, par pesée, ou par des mesures de l'eau du sol et du drainage, et des données de précipitation indiquées par un pluviomètre à proximité. L'aire horizontale de la portion de terrain isolée

doit être suffisamment grande pour obtenir une bonne précision de la hauteur d'eau évaporée, en théorie à 0.01 mm près .

II.4.2.2. Approche micro-météorologique

a. Rapport de Bowen (Bowen ratio)

Le rapport de Bowen se base sur l'équation du bilan d'énergie instantané :

$$R_n = G + H + \lambda E \text{ (W/m}^2\text{)} \tag{II.7}$$

Avec :

- R_n, le rayonnement net à la surface du sol
- G, le flux de chaleur du sol
- H, le flux de chaleur sensible
- λE, le flux de chaleur latente

Le rapport de Bowen se définit alors comme étant le rapport entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente :

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \tag{II.8}$$

Ainsi,

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \tag{II.9}$$

β Peut être mesuré par le rapport de la différence de température entre deux points et la différence de pression de vapeur mesurée en ces deux points.

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \tag{II.10}$$

γ : constante psychrométrique (66.1 Pa/°K)

Le principal avantage du rapport de Bowen, est qu'il permet d'éviter les mesures de vitesse de vent.

b. Méthode aérodynamique

Selon Rana & Katerji (2000), si on suppose qu'une densité de flux peut être reliée à un gradient de concentration dans la couche de surface atmosphérique, alors le flux de chaleur latente peut être déterminé par des facteurs d'échelle qui sont en fonction de q*, au départ de q, l'humidité spécifique d'air (kg/kg), et de u, la vitesse du vent.

$$\lambda E = \gamma \rho u_* q_* \tag{II.11}$$

Tous les droits réservés à la Bibliothèque ENSH

$$u_* = \frac{Ku}{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \psi_m} \quad (\text{II. 12})$$

$$q_* = \frac{K(q - q_0)}{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \psi_v} \quad (\text{II. 13})$$

Avec :

ρ la densité de l'air (kg/m^3)

u_* , la vitesse de friction de l'air (m/s)

k , constante de Von Karman ($k = 0.41$)

d , hauteur de déplacement

z_0 , longueur de rugosité de surface

q_0 , humidité de l'air extrapolée à $z = d + z_0$

ψ_m , fonction de stabilité atmosphérique

ψ_v , fonction de stabilité/correction pour le transfert de chaleur latente

Le calcul des fonctions de stabilité se fait suivant des processus itératifs, la difficulté majeure quant à cette méthode aérodynamique, est la mesure de la pression de vapeur à différentes hauteurs au dessus de la végétation. Pour cette raison, (**Katerji , 2000**), le flux de chaleur latente λE peut être directement dérivé du bilan d'énergie, si le flux de chaleur sensible est déterminé par une relation flux-gradient :

$$H = -\rho c_p u_* T^* \quad (\text{II. 14})$$

$$T^* = \frac{K(T - T_0)}{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \psi_h} \quad (\text{II. 15})$$

Avec :

T_0 , température extrapolée à $z = z_0 + d$

ψ_h , fonction de correction pour le transfert de chaleur latente

Par ce dernier procédé, on évite les mesures d'humidité. Toutefois, sa précision repose sur le nombre de mesures de vitesse du vent et de profils de température (3 ou 4 au minimum).

c. Eddy covariance

La méthode Eddy covariance (ou *Eddy Correlation*) est une méthode statistique qui utilise les mesures à haute fréquence des températures et vitesse du vent pour décrire la

turbulence et à partir de là, les flux de chaleur sensible.

Le principal avantage de la méthode Eddy covariance est qu'elle est la plus directe des mesures des chaleurs latente et sensible en micro météorologie. Aucune hypothèse n'est faite à propos des propriétés de la surface du sol, telles que la rugosité aérodynamique ou la hauteur de déplacement zéro, et aucune correction de stabilité atmosphérique n'est nécessaire.

La méthode Eddy covariance est particulièrement avantageuse dans les végétations hétérogènes et clairsemées des zones semi arides, caractérisées par des conditions climatiques très variables. Pour de plus amples informations sur la théorie Eddy covariance, (**Katerji,2000, Richardson, 2005**).

d. Approche physiologie végétale

L'approche physiologie végétale consiste à mesurer l'eau perdue (par transpiration) par une plante ou un groupe de plantes. Cette approche ne sera pas développée ici, mais pour plus d'information, (**Rana & Katerji, 2000**).

II.4.2.3 Estimation de l'évapotranspiration

Parmi les principales méthodes d'estimation de l'évapotranspiration, on s'intéressera surtout à l'approche analytique de Penman Monteith, aux approches empiriques (méthode du coefficient cultural, modélisation du bilan hydrique), tous deux en régime **non advectif**. L'estimation de l'évapotranspiration en régime advectif sera ensuite abordée.

II.4.3.1. Approche analytique

a. Modèle de Penman Monteith

Le modèle de Penman résulte de la combinaison de l'équation du bilan d'énergie et de celle du transfert de masse pour l'estimation de l'évapotranspiration d'une surface d'eau libre. Le modèle de **Penman** (1948) modifié par **Monteith** (1965) s'écrit :

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a \frac{e_s - e_a}{T_s - T_a}}{\Delta + \gamma} \quad (II.16)$$

Avec :

Δ , rapport entre la différence de pression de vapeur saturante et la différence de température correspondante (Pa/°K)

D , déficit de pression de vapeur (Pa). $D = (e_s - e_a)$

γ , constante psychrométrique (6.6 Pa/°K)

r_a , résistance aérodynamique (s/m)

r_s , résistance stomatique (s/m)

R_n , le rayonnement net à la surface du sol (MJ/m²/h)

G , le flux de chaleur du sol (MJ/m²/h)

La résistance r_s est la résistance que le couvert végétal oppose à la diffusion de la vapeur d'eau vers l'atmosphère et est liée aussi bien aux paramètres de la culture, qu'aux paramètres environnementaux (rayonnement, déficit de pression de vapeur, etc.) (Thom, 1975, Howell & Evett, 2004).

b. Equation FAO 56 Penman Monteith

Allen et al. (1988) ont apporté une simplification à l'équation de Penman Monteith en faisant un certain nombre de suppositions sur des paramètres qu'ils ont considérés comme constants.

Ainsi, ils ont supposé constant, λ le flux de chaleur latente de vaporisation. Ils ont fixé la résistance du couvert végétal r_c à une valeur de 70 s/m et simplifié l'expression de la résistance aérodynamique en l'approximant par une fonction inverse de la vitesse du vent ($r_a = 208/u$) (Howell & Evett, 2004).

II.4.3.2. Approche empirique

Dans cette approche, l'évapotranspiration des plantes est estimée en tant que fraction de l'évapotranspiration de référence ET_0 :

$$ET = K_c * ET_0 \quad (\text{II.17})$$

Avec :

K_c , coefficient cultural déterminé expérimentalement

a-Le coefficient cultural K_c

Le coefficient cultural K_c représente une intégration des caractéristiques qui distinguent l'évapotranspiration d'une culture donnée, de l'évapotranspiration de référence (Allen, 2000).

Ces caractéristiques sont : la hauteur des cultures (qui affecte la résistance aérodynamique et la rugosité), la résistance de surface des cultures (affectée par la surface foliaire, la fraction du sol couverte par la végétation, l'humidité à la surface du sol) et l'albédo (affecté par la fraction du sol couverte et l'humidité à la surface du sol). Une forme linéarisée de K_C dans FAO 24. Plus tard, (dans FAO-56), une autre forme de K_C est proposée, permettant une estimation des effets de l'évaporation à partir d'un sol humide (**Rana & Katerji, 2000**). Ce coefficient prend la forme suivante :

$$K_C = K_S * K_{Cb} + K_e \quad (\text{II.18})$$

Où :

K_{Cb} , est le *coefficient cultural basique* qui représente le rapport ET/ET_0 quand la surface du sol est sèche, mais que l'eau dans le sol reste suffisante pour assurer la transpiration de la plante.

K_e est un *coefficient d'évaporation* qui permet la quantification de l'évaporation à partir de la surface humide du sol, l'humidité, résultante des précipitations ou de l'irrigation.

K_e peut être expérimentalement obtenu en fonction de la capacité de stockage du sol ΔS , et de la zone racinaire des plantes.

K_S est un *coefficient de réduction de stress hydrique*, compris entre 0 et 1. K_S réduit la valeur de K_{Cb} quand la teneur en eau moyenne de la zone racinaire du sol n'arrive plus à assurer une bonne transpiration aux plantes (**Allen, 2000**).

II.5 Le profil hydrique

Variation de la teneur en eau du sol en fonction de la profondeur. Après une pluie, l'eau s'infiltré dans le sol. Lorsque celui-ci est saturé, on distingue plusieurs zones dans le profil hydrique : une couche superficielle ou zone de saturation ; une couche intermédiaire ou zone de transmission dont la teneur en eau demeure constante sur toute l'épaisseur ; une zone d'humectation dont la teneur en eau décroît avec la profondeur ; un front d'humectation situé à la limite inférieure de la précédente.

Sur un sol sec recevant un apport d'eau régulier, le front d'humectation progresse en profondeur à une vitesse constante, fonction de l'intensité de l'apport.

Lorsque la pluie s'arrête, le processus d'infiltration cesse et l'eau se redistribue dans le sol. La zone de saturation ne retient pas toute son eau, celle-ci s'écoule sous l'effet de la gravité : c'est le phénomène de ressuyage. Ensuite, l'action du potentiel gravitaire décroît, puis

s'annule, remplacée par l'action du potentiel matriciel. En sol nu, les premiers centimètres de sol sont ceux qui se dessèchent le plus vite, jusqu'à atteindre un état d'équilibre avec l'atmosphère. Les couches plus profondes se dessèchent alors très lentement. Lorsque le sol porte un peuplement végétal, le dessèchement est plus rapide et plus homogène sur toute la hauteur du profil, les racines extrayant l'eau en profondeur.

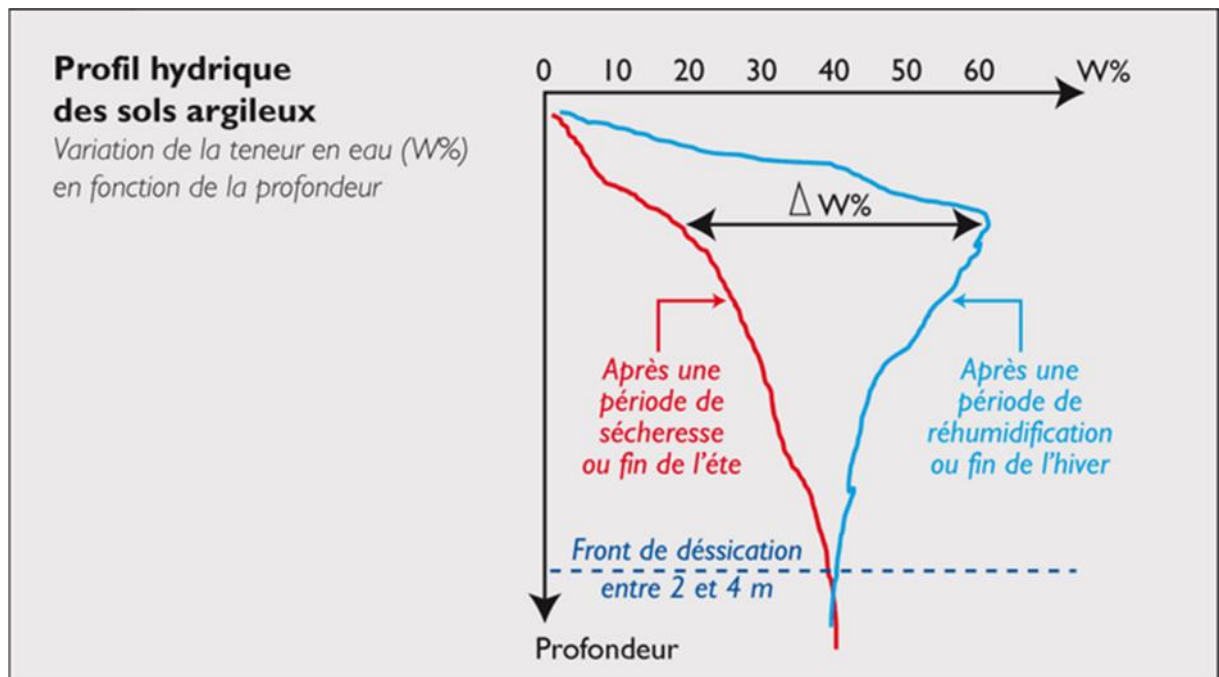


Figure II.2 Exemple d'un profil hydrique du sol

II.6 La réserve en eau du sol

Le calcul du bilan hydrique est l'application du principe de conservation de l'eau contenue dans un certain volume de sol. Les observations de l'état hydrique du sol au cours d'une période de végétation, par les méthodes gravimétrique ou neutronique, ont montré qu'une culture peut puiser une certaine quantité d'eau dans un réservoir dont le contenu en eau varie au cours du temps, essentiellement en fonction des pluies et de l'évapotranspiration réelle.

On définit donc une variable $R(t)$ dont l'équation d'évolution, application du principe de conservation de la masse, est la suivante:

$$R(t+1) = R(t) + [\text{pluie}]^{t+1} + [\text{Irr}]^{t+1} + [\text{Rem}]^{t+1} - [\text{ETR}]^{t+1} - [\text{EC}]^{t+1} \quad (\text{II.19})$$

La valeur maximale atteinte par $R(t)$ est donnée par la réserve utile de la tranche de sol considérée. Sa valeur minimale est égale à zéro et elle est atteinte lorsque l'on estime que la tranche de sol considérée ne peut plus fournir d'eau à la plante, en l'absence de ré humectation par des pluies.

II.7 Le stress hydrique et son impact sur les cultures et les rendements

En situation de déficit hydrique, la plante ferme ses stomates pour réduire ses pertes en eau. Cette fermeture va entraîner des modifications physiologiques, morphologiques et phénologiques (Figure II.2). L'entrée du CO₂ est également verrouillée lors de cette fermeture, entraînant une perturbation de l'activité photosynthétique. La fermeture emprisonne une bonne part de l'énergie destinée à être dissipée par transpiration, ce qui a pour conséquence l'augmentation de la température foliaire.

Le stress hydrique a ainsi un effet direct sur la température de la végétation. Cette augmentation de la température foliaire permet à la télédétection infrarouges thermiques d'avoir accès au statut hydrique de la plante. Selon son intensité et son apparition dans le développement de la plante, le stress hydrique peut entraîner ou non une perte de qualité et de rendement dans la production agricole par la modification de la mise en place des capteurs photosynthétiques, la répartition des assimilés entre les différents organes (tiges, feuilles et graines), la quantité de graines récoltées et aussi l'accumulation des composés majeurs (Kotchi, 2004).

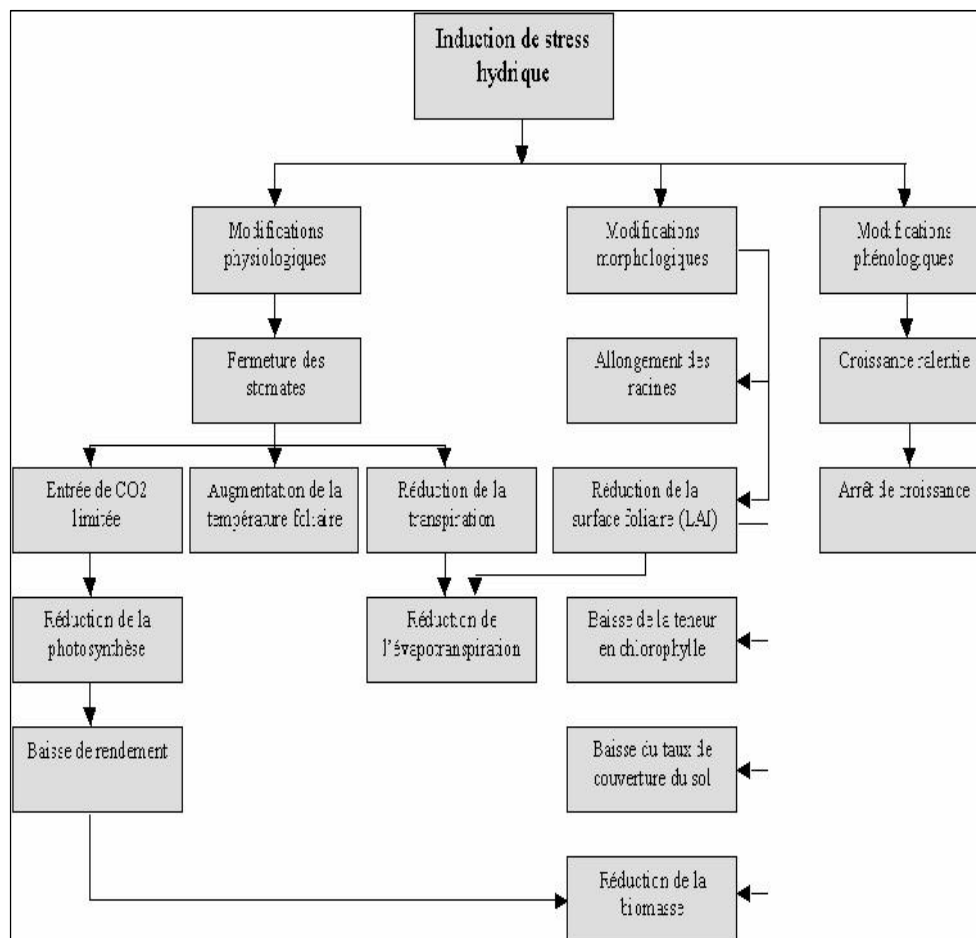


Figure II.3 : Le stress hydrique sur la plante

II.7.1 Les outils de détection du stress hydrique

Les paramètres biophysiques et physiologiques de la plante (photosynthèse, conductance stomatique, teneur en chlorophylle, potentiel hydrique, etc.), du fait de leur relation avec le statut hydrique de celle-ci, peuvent être utilisés comme des indicateurs de son état hydrique. Des appareils existants permettent de mesurer directement ces paramètres dans la culture, afin d'estimer ses besoins en eau et d'effectuer des prévisions de rendement.

Cependant à l'échelle des champs, ces mesures sont coûteuses en temps et délicates à mettre en œuvre (Luquet, 2002).

Plusieurs des paramètres biophysiques de la végétation sont estimables par télédétection. La contrainte hydrique va conduire la plante à une adaptation de sa morphologie, ce qui va affecter plusieurs variables biophysiques. Les déficits hydriques longs se traduisent par des changements progressifs dans la structure de la plante, qui visent à réduire sa surface transpirante (surface foliaire ou LAI). Le LAI (Leaf Area Index) est la variable de structure la plus importante. Elle caractérise la taille des surfaces d'échange (rayonnement, eau, carbone, etc.) avec l'atmosphère. C'est la mesure de la surface totale du feuillage par unité de surface mesurée au sol (Équation 1). Le LAI affecte le spectre de réflectance de la végétation, c'est aussi un indicateur de croissance végétal :

$$LAI = \frac{\text{surface foliaire}}{\text{surface du sol}} \quad (\text{II. 20})$$

II.8 Difficultés d'estimation de la réserve en eau

La réserve utile en eau d'un sol (RU) est la quantité d'eau que le sol peut absorber et restituer à la plante¹. La RU est autrement dit la différence entre l'humidité à la capacité au champ et l'humidité au point de flétrissement permanent.

Lorsque le sol est saturé, tous les pores du sol sont remplis d'eau.

Une première partie de l'eau lessive tout de suite et part vers les profondeurs par percolation, n'étant pas retenue par les forces capillaires, c'est l'eau gravitaire. Cette quantité est d'autant plus grande que la texture du sol est grossière (sable). On obtient alors un sol ressuyé, c'est-à-dire un sol contenant le volume maximal d'eau qu'il peut retenir compte tenu de ses caractéristiques de porosité, perméabilité³ et granulométrie: cette réserve d'eau est appelée capacité au champ. Puis les plantes (évapotranspiration) et le soleil (évaporation) pompent cette eau.

Les plantes commencent par utiliser la RFU puis la RDU (elle diminue alors son activité d'évapotranspiration pour survivre) mais il arrive un moment où la force de rétention capillaire excède la force maximale de succion des racines (15 bars), c'est le point de flétrissement permanent, la plante meurt. Plus la texture du sol est fine (argile < limon < sable) plus le point de flétrissement est élevé.

II.9 Variabilité spatiale et temporelle du bilan hydrique

Le bilan hydrique du sol au niveau d'une parcelle est déterminé à partir de l'évolution temporelle de la quantité d'eau présente dans le sol, qui est elle-même conditionnée par les apports pluviométriques, par l'évapotranspiration, et par diverses propriétés de la couverture pédologique, comme la texture, la capacité de rétention et la porosité, propriétés qui présentent une grande variabilité spatiale.

Le but du présent travail est de caractériser, de manière simple, à partir d'un exemple d'étude expérimentale, la variabilité spatiale du stock d'eau du sol au niveau d'une parcelle, considérée comme homogène d'un point de vue environnement physique et biotique. Une fois caractérisée cette variabilité et dans l'optique d'une étude du bilan hydrique du sol de cette parcelle, il sera alors possible de déterminer les sites de mesure de l'humidité du sol de la station considérée, afin que ceux-ci, d'une part, soient représentatif, et, d'autre part, qu'ils couvrent toute la gamme de variabilité du stock d'eau au niveau de cette parcelle.

II.10 Difficulté d'estimation du bilan hydrique sur de grandes étendues

La température de surface des couverts végétaux a conduit au développement de plusieurs indicateurs de stress hydrique. Le fondement théorique de ces indicateurs repose sur la relation existant entre la température des plantes et leur état hydrique.

Pour notre estimation nous n'avons tenu compte que de deux facteurs, les précipitations sous couvert et les variations d'humidité du sol. Les facteurs négligés sont le ruissellement, l'écoulement d'eau le long des troncs, le drainage profond et l'interception vraie. Sachant que nos parcelles ont choisies en des endroits plats et que le ruissellement annuel sous forêt n'atteint pas 1% des précipitations sur des pentes fortes, inalpas effectué de mesures de ruissellement. Des mesures de l'écoulement d'eau le long des troncs ont faites pendant plus d'un an et elles ont montré que la quantité d'eau atteignant le sol par cette voie représente moins de 1% des précipitations.

Le bilan d'eau peut donc également être négligé. La méthode satisfaisante et assez précise pour mesurer le drainage profond ; nous n'avons pu calculer l'évapotranspiration réelle

(ETR) pour les périodes à forte pluviosité pendant lesquelles les eaux de pluie percolent en profondeur.

Par ailleurs, négligeant volontairement et pour des raisons techniques l'interception vraie (eau directement évapore partir des surfaces végétales mouillées), l'estimation de notre ETR est faite par défaut. En complément de la pluviométrie, c'est un paramètre majeur des études bioclimatiques et de certaines études d'impact.

Il est aisé pour les chercheurs de mesurer l'évapotranspiration d'une plante ou d'une surface végétalisée de petite dimension (au moyen d'une chambre de transpiration portable par exemple²⁴). Mais cela devient difficile à l'échelle d'un arbre, d'une forêt, d'une roselière d'une parcelle de culture ou d'une région géographique.

Il faudrait idéalement aussi tenir compte du pouvoir plus ou moins important d'interception de la pluie et des autres eaux météoritiques (brumes, rosées, neige, givre...). On utilise alors des méthodes empiriques ou la modélisation.

Un grand nombre de méthodes d'évaluation théoriques ou empiriques ont été définies depuis longtemps par les scientifiques (avec souvent des problèmes de calibration locale les rendant peu valides dans d'autres régions).

Les spécialistes distinguent communément trois approches distinctes :

- Les modèles basés sur des facteurs agronomiques et météorologiques
- Les modèles basés sur l'équilibre des masses d'eau
- Les modèles basés sur l'équilibre des flux énergétiques

Ces modèles doivent toujours être utilisés avec prudence et en tenant compte de leurs limites méthodologiques, notamment en matière de sylviculture et de bioclimatologie tropicale.

II.11 Conclusion

Dans ce chapitre nous abordé le bilan hydrique du sol ainsi que ses principales composantes qui influent directement sur ses valeurs.

Dans une première approche, il s'est avéré que l'hétérogénéité climatique ainsi que la variabilité spatiale de ses composantes, font du bilan hydrique un paramètre relativement complexe.

Dans une seconde approche, il est apparu que les précipitations et l'évapotranspiration sont les principaux paramètres influant les valeurs du bilan hydrique.

Cette complexité et sa variabilité spatiale nous incite à une meilleure considération du bilan hydrique par une approche basée sur la modélisation et la simulation de la réserve hydrique du sol.

CHAPITRE III :
MODELISATION
DU BILAN
HYDRIQUE

Chapitre III : Modélisation du bilan hydrique

III.1 Introduction.

Le bilan hydrique et ses variations interannuelles sont des informations essentielles pour comprendre et interpréter le fonctionnement et les dysfonctionnements des écosystèmes (Croissance des arbres, état sanitaire, réserve hydrique du sol, etc.).

Connaissant la complexité et la variabilité spatiale et temporelle du bilan hydrique, la modélisation du bilan hydrique apparaît comme un outil de résolution et une nécessité du suivi de l'état hydrique du sol.

Cependant, il est utile de détailler quelques informations et étapes de modélisation, en particulier la validation d'un modèle qui est une étape cruciale dans toute modélisation mathématique d'un processus donné.

III.2 Définition d'un modèle mathématique

On définit un modèle par sa finalité comme tout moyen permettant de raisonner sur un des phénomènes en faisant appel à des entités ou à des processus élémentaires qui sont censés être à leur origine, ou qui permettent de les reconstituer par combinaisons ou assemblages (**Jacquet, 1984**)

Le modèle est donc nécessairement réductionniste de la complexité naturelle. Il est une image de la réalité modélisée par oubli de nombreuses propriétés jugées non pertinentes pour les questions posées (**Roche, 1988**).

Le choix des processus considérés comme élémentaires, et la combinaison qui en est faite, dépendent, d'une part des connaissances acquises antérieurement, et d'autre part des idées du modélisateur quant à l'origine des phénomènes, autrement dit de son imagination et de son intuition.

La notion de modèle en mathématiques se présente sous un double aspect :

-D'une part, les mathématiques permettent de modéliser, c'est-à-dire de représenter, toutes sortes de situations, d'objets et de structures du monde réel, l'étude mathématique ou les simulations informatiques de ces représentations nous informant; lorsque les représentations sont bonnes, sur le monde réel.

D'autre part, une notion précise et formelle de modèle est définie et étudiée en logique mathématique par la théorie des modèles, ce qui établit un lien précis entre objets syntaxiques (les formules) et structures mathématiques, puis produit sous la forme de théorèmes toutes sortes d'informations sur la nature de ce lien, le tout constituant une théorie abstraite de l'activité de modélisation au sens précédent.

III.3 Propriétés requises des modèles

III.3.1. Cohérence rationnelle

C'est, par définition, l'exigence première de tout discours scientifique. En fait, la rationalité nécessaire ne se limite pas à la cohérence interne du discours, fût-il mathématique. A partir du moment où ce que l'on dit doit s'appliquer à un certain domaine du réel, ce qui est bien le cas des modèles, la rationalité exige aussi, et surtout, la cohérence des transcriptions que nous faisons entre les objets ou phénomènes perçus et leur traduction dans le langage théorique choisi.

Les défauts de rationalité sont souvent subtilement cachés et sont en réalité beaucoup plus difficiles à déceler qu'il peut sembler à première vue. Par exemple, le traitement de certains systèmes dynamiques à l'aide de conditions de stationnement ou l'impact de la variabilité spatiale et temporelle des paramètres basés physiquement demanderait en toute rigueur une vérification dont on se passe généralement.

III.3.2 Ajustement aux données expérimentales

C'est un critère de justification d'un modèle bien évidemment nécessaire mais qui n'est, tout aussi évidemment, pas suffisant. Pour qu'un modèle mathématique puisse être considéré comme un "bon" modèle, il ne suffit pas qu'il fonctionne bien. Il doit fonctionner bien pour de bonnes raisons. Il doit réfléchir, même sous une forme simplifiée, les caractéristiques essentielles du prototype physique qu'il est censé représenter .

Si le caractère non suffisant de l'ajustement aux données observées est généralement reconnu, les conséquences de ce principe sur la pratique de la modélisation sont souvent négligées, le critère d'ajustement tenant fréquemment une place quasi-exclusive dans les arguments de justification des modèles.

III.3.3 - Unicité ou identifiable

Ce critère n'est en réalité qu'une autre manière d'exprimer le caractère non suffisant du précédent. S'il est possible de construire plusieurs modèles rendant compte d'un même phénomène, aucun d'entre eux ne peut être justifié sans l'intervention d'autres facteurs que la simple adéquation aux données observées. En dernière instance, la justification implique d'aboutir à un modèle unique pour un niveau de représentation donné et par conséquent, la possibilité d'ajuster les paramètres du modèle à partir de données expérimentales en obtenant un jeu unique de paramètres.

III.3.4 - Minimalité

L'absence de ce caractère de minimalité, il deviendrait impossible d'imposer le critère précédent d'unicité. En effet, si un modèle de complexité donnée (entendue ici comme le nombre de variables et de paramètres) permet de rendre compte d'un phénomène, il est toujours possible de trouver une infinité de modèles plus complexes qui en rendent également compte. La minimalité et surtout l'unicité, sont les critères de justification dont le respect est souvent le plus difficile à démontrer.

III.3.5 - Falsifiabilité

La falsifiabilité concerne la possibilité d'introduire des hypothèses dans un modèle, en le modifiant, la validité de ces hypothèses devant pouvoir être confirmée par l'incidence directe ou indirecte sur les observables.

Autrement dit, une hypothèse est falsifiable si la logique autorise l'existence d'un énoncé ou d'une série d'énoncés d'observation qui lui sont contradictoires, c'est-à-dire, qui la falsifieraient s'ils se révélaient vrais. Ceci implique obligatoirement l'existence de relations biunivoques entre l'écriture des hypothèses et l'énoncé de leurs conséquences.

Cela ne veut pas dire que, toute hypothèse concernant la structure interne d'un modèle particulier, se traduira par des conséquences vérifiables en pratique ; les moyens expérimentaux disponibles peuvent être pour cela insuffisants.

III.3.6 - Pouvoir de prévision

Si les quatre premiers critères concernaient essentiellement la cohérence du modèle et des observations ayant servi à le construire, le pouvoir de prévision est lié à l'extension du domaine de validité. Un modèle nous apparaît d'autant mieux justifié que son champ d'applicabilité s'avère a posteriori plus large.

L'argument fréquemment avancé selon lequel des simples modèles statistiques ou "boîte noire" étant souvent plus performants que les modèles conceptuels ou mécanistes, une modélisation plus fine n'est pas justifiée, tombe, car la question ici n'est pas de prévoir précisément des conditions connues (données existantes), mais justement la crédibilité du modèle réside dans la prévision de situations inconnues (non contenues dans des séries disponibles). Le pouvoir de prévision et sa transposition est une des propriétés requises d'un modèle

III.4. Pourquoi des modèles du bilan hydrique

La simulation du bilan hydrique suivant **Franquin & Forest (1977)** est une démarche simplificatrice, dont le but est de permettre d'aborder le plus aisément possible le devenir de l'eau au champ. Tout modèle de bilan hydrique a une finalité particulière. Il doit certes, dans tous les cas, calculer l'évolution au cours du temps de la réserve en eau du sol, mais il peut déboucher également, par exemple, sur le calcul du rapport ETR/ETM utilisé alors en tant qu'indice de satisfaction des besoins en eau d'une culture en conditions naturelles (non irriguée).

Avant d'aborder les différentes utilisations du bilan hydrique, il convient en effet, au préalable, de dégager certaines caractéristiques générales communes aux différents modèles et d'aborder certains aspects liés à la modélisation.

Le modèle du bilan hydrique donne l'organisation générale des flux d'eau échangés dans un écosystème ou d'une parcelle agricole et traduit chacun de ces flux par une ou plusieurs équations, et permet l'estimation et donc la prévision des stocks d'eau dans une parcelle.

La gestion des réserves hydriques et donc la décision de l'irrigation est un des objectifs des modèles du bilan hydriques.

III.4.1 Différents types de modèles du bilan hydrique

Les bilans hydriques reposent sur la différence entre la pluviométrie et l'évapotranspiration potentielle.

Les modèles diffèrent cependant l'un de l'autre par quelques caractéristiques. Dans certains modèles applicables dans le cas de cultures annuelles, intègrent de nombreux paramètres liés à la plante et à son cycle végétatif ainsi qu'aux pratiques agronomiques. Pour exemple, le modèle BILJOUR (INRA) est applicable sous forêt et prend en compte les

écoulements préférentiels dans les fentes de retrait. Ce modèle demande peu de paramètres liés à la croissance annuelle des arbres en comparaison d'une culture annuelle.

Dans toute modélisation, il convient d'appliquer l'équation de conservation de la masse d'eau à la tranche de sol où se produisent des variations notables du stock d'eau au cours de la période de végétation.

Une fois que la réserve $R(t)$ a atteint la valeur nulle, ce qui se produit en général dès la fin juin en année normale dans les régions méditerranéennes, un flux d'ETR non nul peut être calculé sans pour autant que ces millimètres d'eau soient pris en compte.

En fait, ceci revient implicitement à maintenir dans le terme de remontées capillaires (Rem) égal à zéro tant que $R(t)$ n'atteint pas la valeur nulle et à égaler ensuite ETR tant que $R(t)$ reste égal à zéro et en l'absence de précipitations pendant cette période estivale. C'est cette option qui a été retenue pour le modèle Earth (**Choisnel, 1985**).

Pour exemple, les modèles, BILJOUR et STICS (INRA), ont permis d'obtenir des renseignements sur l'évolution de la réserve utile tout au long de l'année et sur les quantités drainées vers la nappe. Les deux modèles calculent journalièrement, en fonction de paramètres d'entrée liés à la plante et au climat, la fraction de la réserve utile du sol qui reste remplie d'eau.

III.5 Problématique de l'échelle temporelle

Le calcul du bilan hydrique est l'application du principe de conservation de l'eau contenue dans un certain volume de sol. Le choix du pas de temps dépend de l'unité de temps choisie lors de la constitution des fichiers climatologiques (**Choisnel, 1985**). Trois pas de temps sont principalement utilisés:

- l'heure, le jour, la décennie.

Le pas de temps de l'heure est utilisé lorsqu'il y a résolution explicite de l'équation du bilan d'énergie de surface. Dans ce cas, ce pas de temps est rendu nécessaire du fait de la variation, au cours de la journée, de la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon conditionnant la quantité de flux radiatif solaire reçu au sol pour une nébulosité donnée, et la prise en compte de flux de conduction dans le sol souvent faible par rapport aux autres flux, mais changeant de signe au cours des 24 heures. Ceci n'interdit pas de réalimenter la réserve en eau du sol qu'une fois par jour si la pluie n'est disponible qu'au pas de temps journalier. Selon **Choisnel (1985)**, il est difficile de travailler à un pas de temps de l'ordre du mois, car on perd

alors toute notion de simultanéité des événements météorologiques et d'interdépendance des variables météorologiques entre elles, par exemple entre durée d'insolation et pluviométrie. L'avantage du pas de temps journalier par rapport à celui du pas de temps décadaire est de mieux pouvoir tenir compte de la succession des épisodes pluvieux et de l'intermittence de ceux-ci.

a- Les modèles au pas de temps journalier

Au pas de temps journalier, les sorties de modèle sont des bilans de l'eau, d'un fichier climatique. Elles renseignent, entre autres, la quantité d'eau retenue dans le sol, ces modèles calculent donc, au pas de temps journalier, les différents flux hydriques.

On peut donc suivre au jour le jour la quantité d'eau retenue dans le sol et celle drainée vers la nappe en cumulant les valeurs journalières sur un diagramme annuel.

b- Les modèles au pas de temps mensuel

Au pas de temps mensuel les modèles donnent une estimation moyenne mensuelle de la réserve hydrique du sol. Elles renseignent, entre autres, sur la quantité d'eau retenue dans le sol, le stock d'eau disponible pour les plantes et sur la quantité d'eau drainée vers la nappe. On peut alors examiner les variations au jour le jour de ces quantités en visualisant ces valeurs journalières et leur cumul sur un diagramme annuel.

III.5.1 Problématique de l'échelle spatiale : prise en compte de la variabilité spatiale

La prise en compte de la variabilité des paramètres de sol par l'intermédiaire de variables aléatoires peut être effectuée par de nombreuses méthodes.

Néanmoins, ce genre d'étude est conduit en négligeant la variabilité spatiale des paramètres de sol, c'est-à-dire en considérant que le sol est sujet à variabilité mais reste homogène.

Cette hypothèse forte opère un lissage de propriétés du sol et est donc de nature à occulter certains phénomènes liés aux hétérogénéités naturelles qu'a pu produire l'histoire géologique parfois tourmentée des sites considérés.

Il est pourtant possible d'étudier l'impact de cette variabilité spatiale sur le comportement des ouvrages géotechniques. On présente ici un exemple d'étude de la stabilité à l'effondrement en sol purement frottant d'un front de taille pressurisé. La théorie des champs aléatoires est utilisée pour modéliser les variations spatiales de l'angle de frottement interne du sol.

Les caractéristiques du climat (plus particulièrement le rayonnement global, la température et les précipitations) expliquent une grande part de la variabilité saisonnière et interannuelle de l'humidité du sol, de l'évapotranspiration à grande échelle, des écoulements en rivière et de l'état des écosystèmes en général.

La prise en compte de la variabilité spatiale des pluies améliore nettement l'estimation des bilans hydriques et rend plus opérationnelles les sorties des modèles de circulation générale.

De même, la variabilité spatiale des forçages climatiques a des effets d'échelle induits sur les réponses hydrologiques. Dans ce contexte, la connaissance des régimes des températures et des précipitations devient cruciale alors, même que la stationnarité des séries hydrologiques est mise à l'épreuve.

Ce premier volet du projet a pour objectif général de contribuer à la préparation de l'adaptation au changement climatique en proposant de développer des recherches sur l'analyse de l'information climatique et des séries hydrométéorologiques.

Nous proposons notamment de focaliser nos recherches sur l'étude de la variabilité spatio-temporelle des variables hydrométéorologiques.

III.5.2 Les données d'entrée d'un modèle du bilan hydrique

Les variables météorologiques nécessaires à la mise en œuvre d'un modèle physique couplé de bilan d'énergie de surface et de bilan hydrique du sol sont au nombre de cinq:

- ✓ La température de l'air,
- ✓ La pression partielle de vapeur d'eau dans l'air,
- ✓ La vitesse du vent,
- ✓ La durée d'insolation,
- ✓ La pluviométrie.

Les quatre premières servent au calcul du bilan d'énergie, la cinquième intervient dans le bilan hydrique. Lorsqu'il n'y a pas de résolution explicite du bilan d'énergie de surface (cas des modèles de bilan hydrique simplifié), les quatre premières variables sont remplacées par une seule variable d'entrée, l'évapotranspiration potentielle ETP.

Dans un premier temps, la question de la représentativité spatiale de ces données climatiques ne sera pas examinée ici. On suppose que l'on simule le bilan hydrique d'une parcelle donnée, située dans un certain microclimat caractérisé par un poste météorologique mesurant ces cinq variables et localisé à proximité immédiate de la parcelle.

Par contre, un point important concerne la qualité de ces données : homogénéité des séries temporelles, et en particulier de la série pluviométrique, reconstitution des données manquantes, en particulier pour la pluie. Il est en effet impossible de faire tourner un modèle de bilan hydrique sur un fichier pluviométrique comportant des données manquantes.

III.5.3. Calage et validation des modèles du bilan hydrique

Les étapes qui doivent être suivies dans toute modélisation sont :

- ✓ La conceptualisation de la problématique.
- ✓ Choix du modèle correspondant.
- ✓ Introduction des données analysées et critiquées.
- ✓ Le calage de modèle avec des données observées.
- ✓ Validation avec d'autres données.
- ✓ Utilisation du modèle pour la prévision et la simulation.
- ✓ Vérification des prévisions faites par le modèle (post-audit) (**Kingumbi, 2006**).

Le calage est donc une des étapes fondamentales dans la démarche de modélisation. Elle consiste à rechercher les valeurs optimales des paramètres des différentes équations utilisées dans le modèle (**Kingumbi, 2006**).

Le calage a pour but :

- ✓ De compenser les erreurs de mesures de données fournies aux modèles.
- ✓ Forcer les paramètres vers de valeurs dont l'interprétation ne correspond pas à la physique du modèle.
- ✓ Trouver une valeur moyenne pour un paramètre descripteur d'un bassin versant dont la variabilité spatiale n'est pas appréhendée par le modèle (**Marchandise, 2007**).

La procédure de calage a consisté à déterminer les paramètres optimisés à partir des différents critères de qualité en augmentant la longueur des phases de calage et de validation. Les paramètres obtenus ainsi que les critères correspondants ont été représentés en fonction de la longueur de la phase de calage. Nous avons retenu les paramètres pour lesquels les critères de qualités sont optimaux

III.5.4. Validation des modèles du bilan hydrique

La validation est le processus consistant à évaluer les performances de vos modèles d'exploration de données sur des données réelles. Il est important de valider les modèles d'exploration de données en comprenant leurs qualités et caractéristiques avant de les déployer dans un environnement de production.

Les mesures de l'exploration de données s'expriment généralement en termes de précision, de fiabilité et d'utilité.

La précision mesure le degré de corrélation du modèle entre un résultat et les attributs des données fournies.

Il existe différentes mesures de précision, mais toutes dépendent des données utilisées. Dans la réalité, les valeurs peuvent être absentes ou approximatives ; plusieurs processus peuvent avoir aussi modifié les données. Dans la phase d'exploration et de développement en particulier, l'agronome peut décider d'accepter une certaine quantité d'erreurs dans les données, surtout si les données présentent des caractéristiques assez uniformes.

Par conséquent, les mesures de précision doivent être compensées par les évaluations de fiabilité.

La fiabilité évalue le fonctionnement d'un modèle d'exploration de données sur différents jeux de données. Un modèle d'exploration de données est fiable s'il génère le même type de prédictions ou trouve les mêmes types généraux de modèles quelles que soient les données de test fournies.

La validation des modèles du bilan hydrique peut se faire selon deux échelles :

- ✓ temporelles : dans ce cas on teste le modèle sur une période autre que celle utilisée dans le calage.
- ✓ spatiale : le modèle est testé sur des parcelles qui n'ont pas été introduites lors de la phase du calage des paramètres du bilan hydrique.

Pour tester et valider les modèles mis au point dans la phase de calage, une expérimentation spécifique sera sur l'un des types de sol (limon argileux). Sur une parcelle expérimentale, et sur une période de quelques jours, on doit mesurer le bilan hydrique journalier par suivi tensiométrique et neutronique, ainsi que les humidités de surface dans les premiers centimètres du sol.

III.6. Utilité des modèles du bilan hydrique:

Les modèles du bilan hydrique présentent certaines fonctions pour de grandes parcelles qu'on ne peut ignorer, ces fonctions s'articulent autour de la gestion, d'estimation de la réserve en eau, et de prévision.

III.6.1. Dans l'automatisation de l'irrigation

Les principaux avantages de l'automatisation de l'irrigation sont un gain de temps ainsi qu'une gestion simplifiée. Si un programmeur d'irrigation ou bien une électrovanne est connectée à une sonde de sol ou de substrat, la culture est continuellement irriguée de manière optimale et l'on économise des apports d'eau non nécessaires et potentiellement coûteux.

En fonction de la disponibilité d'une source d'alimentation électrique sur le site et le type d'humidité de sol sur lequel se base la sonde, l'utilisation d'un programmeur d'irrigation est optionnelle ou nécessaire. Une conduite d'irrigation automatisée et professionnelle se basant sur la teneur en eau du sol ou du substrat, nécessite les éléments suivants : interrupteurs basés sur la teneur en eau du sol, électrovannes et programmeurs d'irrigation (pas obligatoire dans certaines situations).

A - Mode opératoire - avec un programmeur d'irrigation

Le programmeur d'irrigation se base sur un cycle temporel, soit par exemple une irrigation 4 fois par jour de 15 minutes à chaque fois. Si un interrupteur dépendant de l'humidité du sol est installé, le programmeur vérifie avant chaque distribution d'eau quel est l'état hydrique du sol. Dans le cas où le sol ou substrat est encore assez humide, le tour d'irrigation n'a pas lieu.

Le système attend donc jusqu'au prochain tour d'irrigation et ceci de manière routinière.

B - Mode opératoire - contrôle direct avec interrupteur tensiométrique.

L'interrupteur tensiométrique contrôle en permanence la disponibilité en eau dans le sol ou substrat et il est connecté à l'électrovanne. A un certain niveau de disponibilité en eau ou de potentiel hydrique, une commutation se fait, déclenchant l'alimentation électrique de l'électrovanne, qui ouvre alors la distribution d'eau. Dès que le potentiel hydrique du sol est de nouveau en dessous du point de commutation, la vanne se referme. Un avantage central de cette technique est son coût réduit et son approche simple.

III.6.2. Dans le drainage des terrains agricoles

Le drainage agricole est une technique de mise en valeur des terres déjà ancienne qui est développée dans de nombreuses campagnes depuis les années 50 notamment avec les travaux de remembrement en vue de intensification de la production. Ainsi on le retrouve dans des régions dont les caractères physiques.

Une expérimentation de drainage interne a été réalisée afin de préciser le fonctionnement hydrologique de ces sols. L'objectif était de modéliser le drainage journalier à la base de chaque couche de sol en fonction de l'humidité de la couche.

Dans chaque peuplement, un anneau métallique a été enfoncé dans le sol de 0.10 m afin de délimiter une zone de 1 m² au-dessus d'une répétition de sondes TDR. Cet anneau était entouré d'un deuxième anneau délimitant une surface de 8 m² et 3 m³ d'eau ont été déversés dans la zone de sol délimitée par ces deux anneaux, afin d'assurer des transferts hydriques homogènes autour des sondes (Maraux, 1994). L'humidité du sol a été mesurée toutes les 3 heures aux profondeurs de 15 cm, 50 cm, 1 m et 2 m dans les 2 écosystèmes ainsi qu'à 3 m en savane.

L'expérimentation a été menée juste après le brûlis de la savane (saison sèche) dans un site bâché, ce qui a permis d'éviter les pertes d'eau par évapotranspiration dans ce peuplement. Par contre dans la plantation, des prélèvements d'eau par les racines ont eu lieu pendant la période de suivi de l'humidité du sol.

Des corrections d'humidité du sol ont donc été effectuées afin de compenser le prélèvement par le peuplement, sur la base d'une transpiration journalière égale à T_{max} et répartie dans les différentes couches de sol au prorata de la proportion de la densité de racines.

Le drainage lent journalier à la base de chaque couche de sol a ensuite été modélisé dans chaque écosystème, à partir de l'humidité de la couche de sol le jour précédent (**Tableau III.1**).

Tableau III.1 : Evolution du drainage à partir d'un modèle du bilan hydrique

	Seuil de drainage	Modèle	R ²
Eucalyptus			
Couche 0-15 cm	6%	$DR_{15(j)} = 0,837 \times H_{(j-1)} - 4,17$	0,71
Couche 15-50cm	5,5%	$DR_{50(j)} = 1,931 \times H_{(j-1)} - 9,75$	0,91
Couche 50-100 cm	5,5%	$DR_{100(j)} = 2,128 \times H_{(j-1)} - 10,58$	0,81
Couche 100-200 cm	6,6%	$DR_{200(j)} = 4,829 \times H_{(j-1)} - 32,01$	0,91
Couche 200-300 cm (*)	8,3%	$DR_{300(j)} = 5,329 \times H_{(j-1)} - 44,38$	-
Couche 300-400 cm (*)	9%	$DR_{400(j)} = 5,329 \times H_{(j-1)} - 44,38$	-
Couche 400-500 cm (*)	9%	$DR_{500(j)} = 5,329 \times H_{(j-1)} - 44,38$	-
Couche 500-600 cm (*)	9%	$DR_{600(j)} = 5,329 \times H_{(j-1)} - 44,38$	-
Savane			
Couche 0-15 cm	6%	$DR_{15(j)} = 0,454 \times H_{(j-1)} - 2,54$	0,87
Couche 15-50cm	6,5%	$DR_{50(j)} = 1,435 \times H_{(j-1)} - 9,14$	0,84
Couche 50-100 cm	7,8%	$DR_{100(j)} = 2,224 \times H_{(j-1)} - 17,20$	0,94
Couche 100-200 cm	9%	$DR_{200(j)} = 4,473 \times H_{(j-1)} - 37,01$	0,92
Couche 200-300 cm	9,5%	$DR_{300(j)} = 5,329 \times H_{(j-1)} - 44,38$	0,93

Le Tableau III.1 exprime une modélisation du drainage à la base de chaque couche de sol le jour j ($DR_{(j)}$) à partir de l'humidité pondérale (exprimée en %) modélisée, de la couche le jour précédent $H_{(j-1)}$. Le flux de drainage est exprimé en mm d'eau.

III.7. Classification des modèles du bilan hydrique

On distingue en général deux grandes classes de modèles de bilan hydrique :

- les modèles dits "mécanistes"
- les modèles dits "analogues" (ou modèles réservoir)

Dans l'approche mécaniste, le flux d'eau dans le sol est contrôlé par l'existence d'un gradient de potentiel d'eau dans le sol, régi par la loi de Darcy et le principe de continuité (Rana & Katerji, 2000).

Les méthodes de résolution des équations impliquent toutes le fractionnement du sol en plus ou moins petites couches.

La complexité dans la mise en œuvre de cette méthode réside dans la précision de la fonction de pédo-transfert utilisée pour le transfert de l'eau dans le sol, et dans les procédures pour l'estimation des conditions aux limites du système sol plante atmosphère.

Dans l'approche analogue, le sol est traité comme une succession de réservoirs, remplis par les eaux de pluie et d'irrigation, et vidés par l'évapotranspiration et le drainage.

D'après **Katerji** (1991), ces modèles réservoir sont basés sur les deux principes suivants :

1. La détermination de la capacité de stockage de l'eau dans le sol, ΔS , en fonction de la profondeur du sol et de la zone racinaire.
2. Le fractionnement de l'eau du sol en deux catégories, à savoir, l'eau du sol facilement transportable et l'eau du sol transportable, totale. Le coefficient de stress hydrique K_S est supposé être égal à 1 dans la fraction de l'eau facilement transportable et ensuite, supposé décroître avec les réserves de la fraction de l'eau encore transportable.

III.8 Conclusion

Le recours à l'optimisation de l'irrigation s'explique par les faibles précipitations et la volonté d'accroissement des productions agricoles en particulier dans les zones semi-arides. La modélisation du bilan hydrique du sol apparaît comme un nouvel outil de diagnostic et de gestion de la réserve en eau des périmètres en particulier pour de grandes étendues.

Cependant, vu la forte variabilité spatiale de l'humidité du sol et la par métrisation relativement délicate dans un tel modèle, le test et la validation d'un modèle du bilan hydrique apparaît comme une nécessité pour la vulgarisation et l'exploitation de ces modèles en irrigation.

CHAPITRE IV :
APPLICATION DES
MODELES DU
BILAN HYDRIQUE

Chapitre IV : Application des modèles du bilan hydrique

IV.1.Introduction.

Au début des années 60, les chercheurs de divers instituts agronomiques se sont lancés dans des programmes visant à augmenter l'efficacité des pluies pour l'alimentation hydrique des végétaux ainsi que l'optimisation de l'irrigation. En s'appuyant sur diverses options scientifiques (agroclimatologie, hydrologie, sciences du sol et agrophysiologie) et en associant différentes échelles (parcelle, bassin versant, région, grande zone climatique) ces chercheurs ouvraient un nouveau champ d'investigation que l'on pourrait désigner par "économie de l'eau de l'agriculture pluviale" (Reyniers & Forest, 1990), ouvrant ainsi la voie à la modélisation du bilan hydrique du sol.

Dans le cadre des applications du bilan hydrique, nous présentons dans ce chapitre quelques exemples de modèles du bilan hydrique et leur intérêt en irrigation.

IV.2.Rappel sur quelques modèles

La modélisation du bilan hydrique est la traduction des processus réels (par exemple la transpiration des arbres, l'interception des précipitations) sous forme d'un ensemble d'équations. Ces équations sont basées sur des mesures, réalisées dans un grand nombre de peuplements forestiers de différentes espèces, dans différentes conditions de climat, d'âge et de gestion des couverts.

L'exploitation d'un modèle du bilan hydrique dans l'estimation de la réserve en eau du sol, et donc dans le pilotage de l'irrigation est un des axes de recherche importants en agronomie. Puisque cet outil de programmation de l'irrigation permet d'aboutir à une automatisation de l'irrigation qui est étape de modernisation de l'irrigation, et permet une meilleure gestion des ressources en eau en particulier en zones arides.

IV.3.Etapes de modélisation du bilan hydrique

Le modèle du bilan hydrique utilise des données météorologiques:

- pluie
- température de l'air
- humidité relative, pression de vapeur dans l'air ou déficit de saturation de l'air
- vitesse du vent
- rayonnement global

En plus des données agronomiques (humidité du sol) qui doivent être mesurées pour chaque pas de temps.

IV.3.1. Choix du modèle

La démarche que nous nous proposons de mettre en œuvre exigeait que le modèle choisi comme point de départ du travail de diagnostic et de modélisation soit construit:

- ✓ selon le paradigme d'un rendement potentiel limité par des contraintes,
- ✓ pour l'échelle de la parcelle cultivée,
- ✓ dans la recherche d'un compromis entre précision et robustesse tel que ses données d'entrées soient toutes accessibles à la mesure dans le contexte d'une étude en parcelles de producteurs.

Ce dernier critère conduisait à écarter les modèles fonctionnant à un pas de temps inférieur à la journée, pour lesquels les données climatiques, en particulier, auraient été extrêmement coûteuses à obtenir. Par ailleurs, s'il existe des modèles de bilan hydrique fonctionnant à un pas de temps supérieur à celui de la journée tel que la pintade ou la décade (**Forest et Kalms, 1984**), les modèles simulant des interactions entre contraintes fonctionnent tous au plus au pas de temps journalier, qui semble ainsi le meilleur compromis actuel entre les exigences en données et la précision des calculs.

Il était indispensable de disposer d'un module de bilan hydrique fiable pour notre étude, non seulement pour la raison triviale que nous avons à évaluer des risques climatiques, mais aussi parce que la précision de la simulation d'éventuelles contraintes nutritionnelles est étroitement dépendante de la précision de l'estimation des flux hydriques vers la plante ou sortant de la zone de sol exploitée par la culture.

IV.3.2. Choix du pas de temps

Le choix du pas de temps dépend de l'unité de temps choisie lors de la constitution des fichiers climatologiques. Trois pas de temps sont principalement utilisés:

- l'heure, le jour, la décade.

Le pas de temps de l'heure est utilisé lorsqu'il y a résolution explicite de l'équation du bilan d'énergie de surface. Dans ce cas, ce pas de temps est rendu nécessaire du fait de la variation, au cours de la journée, de la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon conditionnant la quantité de flux radiatif solaire reçu au sol pour une nébulosité donnée, et la prise en compte de flux de conduction dans le sol souvent faible par rapport aux autres flux, mais changeant de signe au cours des 24 heures.

Il est difficile de travailler à un pas de temps de l'ordre du mois, car on perd alors toute notion de simultanéité des événements météorologiques et d'interdépendance des variables météorologiques entre elles, par exemple entre durée d'insolation et pluviométrie.

L'avantage du pas de temps journalier par rapport à celui du pas de temps décadaire est de mieux pouvoir tenir compte de la succession des épisodes pluvieux et de l'intermittence de ceux-ci, de plus les simulations sont généralement plus correctes.

IV.3.3. Choix de la culture

Pour représenter la réponse des cultures à la contrainte hydrique, il est indispensable de modéliser la contrainte, son effet sur les plantes et enfin de tenir compte des pratiques qui interagissent avec elle et permettent d'y faire face. Nous expliciterons ci-après comment le modèle STICS représentent ces diverses composantes.

IV.3.4. Choix de la date de simulation

La problématique du début de simulation est une des contraintes d'un modèle du bilan hydrique.

Considérons trois cas distincts :

1 cas: la simulation du bilan hydrique est pluriannuelle. On ne fait alors qu'une seule initialisation, le 1^{er} janvier de la première année simulée. On suppose alors qu'à cette date:

$$R(t) = RU$$

Si les résultats de la première année simulée sont influencés par cette hypothèse parfois optimiste, cette initialisation sera oubliée dès la seconde année de simulation.

2' cas: on ne simule qu'une période de végétation. Dans ce cas, on peut en général, en climat tempéré, et sauf anomalie négative exceptionnelle de pluviométrie au cours de l'automne et de l'hiver précédent, faire l'hypothèse $R(t) = RU$ au 1^{er} mars, sachant qu'en général il n'y a pas de désaturation de réservoir en janvier et février car à cette époque les précipitations sont en moyenne supérieures à l'évapotranspiration potentielle. En climat tropical sec, par contre, on fera l'hypothèse que la réserve en eau du sol est nulle à la fin de la saison sèche.

3' cas: initialisation à une date quelconque. C'est le cas où l'on simule une parcelle particulière dont on a déterminé par une mesure institué l'état hydrique moyen dans le sol à cette date.

IV.3.5. Initialisation du modèle

L'initialisation d'un modèle hydrologique consiste à définir la valeur des variables d'état du modèle au démarrage d'une simulation ou d'une prévision. Il s'agit d'une description de l'état du système représenté (le bassin versant ou le réseau d'écoulement) à l'instant initial de prévision. La bonne initialisation du modèle est cruciale pour obtenir des prévisions précises.

IV.3.6 Données simulées par un modèle du bilan hydrique

Pour chaque pas de temps, le modèle parcourt la boucle suivante :

1. calcul de l'ETP, à partir des variables élémentaires;
2. calcul de l'interception des précipitations et de la pluie sous couvert;
3. calcul de l'évapotranspiration du sous-étage;
4. calcul de la transpiration;
5. mise à jour et ajout de la pluie au sol dans le réservoir en eau du sol;
6. calcul de la nouvelle réserve en eau du sol

IV.3.7. Application des modèles

Le calcul du bilan hydrique est l'application du principe de conservation de l'eau contenue dans un certain volume de sol. Les observations de l'état hydrique du sol au cours d'une période de végétation, par les méthodes gravimétrique ou neutronique, ont montré qu'une culture peut puiser une certaine quantité d'eau dans un réservoir dont le contenu en eau varie au cours du temps, essentiellement en fonction des pluies et de l'évapotranspiration réelle.

L'application des outils de diagnostic du stress hydrique à la parcelle fournit une information précise mais temporaire. La généralisation de ces indicateurs étant difficilement envisageable à grande échelle et sur l'ensemble de la saison, un travail d'adaptation d'un modèle de bilan hydrique a été engagé en collaboration. Le bilan hydrique est un outil de suivi des variations de réserve en eau du sol sur la base d'informations simples d'accès : pluies et évapotranspiration potentielle (**Riou et Lebon, 2000**).

Les travaux réalisés permettent de la simplifier de la façon suivante : la quantité d'eau disponible au jour est égale à la quantité d'eau accessible dans le sol augmentée des gains issus des précipitations (P) et diminuée des pertes par transpiration de la végétation (Tv), évaporation du sol (Es) et ruissellement de surface (R).

IV.4. Présentation et application de quelques modèles du bilan hydrique

IV.4.1 Le modèle de Katerji

L'absence de ré humectation par des pluies. Pour les cultures annuelles implantées sur sol profond, la profondeur de sol utile dépend de la profondeur maximale d'enracinement. Celle-ci peut être limitée par la profondeur même du sol (cas des rendzines typiques avec un affleurement de la roche-mère à 30 cm de profondeur). L'analyse des données de KATERJI et al. (1984) fait apparaître que, sous un couvert de blé, les variations de stock d'eau sont limitées à la tranche 0-100 cm essentiellement, aussi bien en année sèche qu'en année humide. Des résultats similaires ont été obtenus par TARDIEU (1987) sous couvert de maïs.

Le choix de cette "profondeur utile" de sol présente une difficulté. En effet, le calcul du bilan hydrique s'appuie sur l'application du principe de conservation de la masse à une tranche au sol, et cette tranche de sol n'est pas facile à définir car le dessèchement du sol peut entraîner des remontées capillaires d'eau des horizons plus profonds dans le cas de certaines textures et/ou états structuraux du sol (KATERJI ; 1977).

Du point de vue de la modélisation, il convient d'appliquer l'équation de conservation de la masse d'eau à la tranche de sol où se produisent des variations notables du stock d'eau au cours de la période de végétation.

IV.4.2 Le modèle de Lhomme

Dans ce modèle, les variations de teneur en eau du sol sont calculées quotidiennement à partir de l'équation du bilan hydrique :

$$\Delta W = P - I_n - R_u - T - E_s - D \quad (\text{IV.1})$$

où ΔW est le changement de teneur en eau du sol entre 2 jours consécutifs.

Ici la transpiration (T) ne concerne la culture en question. En effet les entretiens chimiques réalisés dans la plantation ont éliminé le sous-étage.

Les valeurs de transpiration (T) indiquées ci-dessous incluront donc l'évaporation du sol.

Cette approximation devrait cependant avoir un impact limité sur la modélisation des transferts hydriques dans le sol car l'évaporation du sol n'est susceptible de représenter une part significative de l'ETR que lorsque le stock d'eau dans les horizons superficiels du sol est important.

Variables et paramètres du modèle

Les variables d'entrées sont :

- la pluviométrie journalière sur le site,
- L'ETP (Penman) journalière.

Les paramètres du modèle sont :

- Les caractéristiques du sol ;
- Les relations entre l'humidité et le drainage à la base de chaque couche de sol ont été modélisées à partir d'une expérimentation de drainage interne.

IV.4.3. Le modèle BILJOUR : calcul du bilan hydrique d'un sol sous forêt

La seule entrée d'eau dans le système est la pluie. Jusqu'à 40 % des précipitations peuvent être interceptées par les feuilles des arbres. Dans le modèle, le sol est considéré comme un réservoir d'eau qui se remplit par arrivée de pluie et qui se vide par drainage et absorption racinaire due à la transpiration des arbres. Afin de prendre en compte les écoulements préférentiels, la microporosité et la macro porosité sont calculées quotidiennement et exprimées en pourcentages.

L'eau qui arrive dans le sol est séparée selon les mêmes pourcentages. La partie qui arrive dans la microporosité est stockée dans l'horizon considéré. Lorsqu'un horizon est humecté au maximum et sa réserve en eau entièrement reconstituée, l'excédent d'eau draine vers les horizons inférieurs, puis la nappe.

IV.4.4. Le modèle STICS : Calcul du bilan hydrique d'un sol sous culture.

STICS (Simulateur multidisciplinaire pour les Cultures Standard : Brisson , 1998) est un modèle de fonctionnement des cultures à l'échelle parcellaire et à pas de temps journalier conçu comme un outil de simulation opérationnel en conditions agricoles.

STICS fonctionne un peu de la même manière que BILJOUR. Il considère le sol comme un empilement de réservoirs de faible épaisseur, dont la limite supérieure correspond à la capacité au champ. La pluie incidente remplit la couche de surface, puis, une fois celle-ci saturée en eau, commence à remplir le réservoir immédiatement en dessous.

Ainsi d'une couche à l'autre, l'eau percole en cascade, jusqu'à atteindre la nappe. Dans le modèle les couches sont les horizons de sols. Les apports d'eau sont la pluviométrie et les irrigations.

Pour exemple, le modèle STICS nécessite différents groupes de paramètres d'entrée : les paramètres généraux, les données climatiques, les paramètres du sol, les paramètres physiologiques de la plante cultivée et un itinéraire cultural.

Dans ce modèle, les données climatiques se composent de la date, de la pluviométrie cumulée, du rayonnement global, de l'ETP et des températures minimales et maximales. Elles sont au pas de temps journalier. Pour les sols, chaque horizon est caractérisé par son épaisseur, l'humidité au point de flétrissement et à la capacité au champ et par la densité apparente. Les paramètres physiologiques de la plante cultivée sont des variables spécifiques à l'espèce considérée et parfois même à la variété.

Les paramètres physiologiques pour le blé, qui ont été établis lors de la réalisation de STICS, n'ont pas été modifiés.

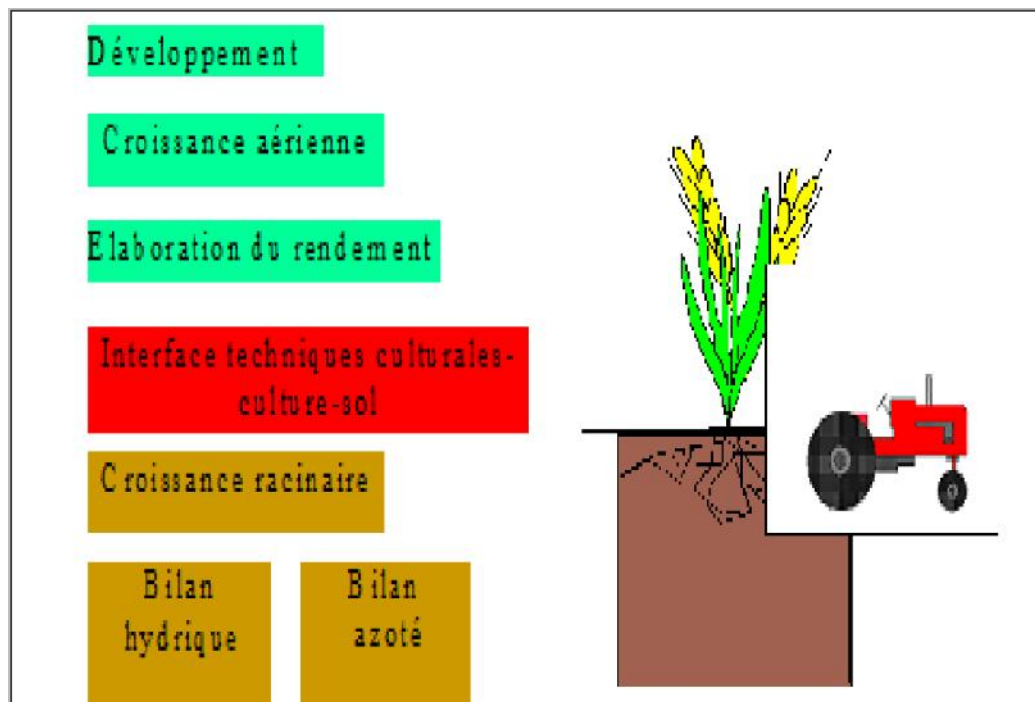


Figure IV.1 Présentation des différents modules du modèle STICS

L'itinéraire cultural contient des données telles que les différents apports d'engrais azoté et d'eau ou la profondeur et la densité de semis. Dans les calculs nous avons utilisé un itinéraire cultural type qui correspond aux pratiques régionales obtenues par synthèse d'informations venant de la chambre d'agriculture : semis début octobre, fertilisation fractionnée au printemps et récolte en août.

IV.5. Modélisation du bilan hydrique de la vigne

Ces baisses de pluviométrie ont joué un rôle considérable sur l'alimentation en eau de la vigne. Il est ainsi possible de modéliser le bilan hydrique théorique de la vigne, d'avril à septembre, en faisant la différence entre l'évapotranspiration réelle de la plante (ETR) et la quantité de pluie. La valeur obtenue permet d'approcher le niveau de stress hydrique subi par la plante. Négatif, il indique que la vigne n'a plus à sa disposition que l'eau stockée dans le sol. En fonction de la réserve hydrique de ce sol, le stress est plus ou moins important.

Les Méthodes de mesures et de modélisation adaptées aux échelles fines prenant en compte les effets locaux (topographie, occupation du sol, ...) et les pratiques agri-viticoles

IV.6. Exploitation des modèles du bilan hydrique dans l'automatisation de l'irrigation :

Cas de l'aspersion

Aujourd'hui, on tente une gestion plus rationnelle de la ressource. Du coup, des techniques modernes d'irrigation, plus sophistiquées mais aussi plus efficaces sont mises en oeuvre pour permettre de diminuer notre consommation d'eau.

Elles peuvent aussi être automatisées, et pilotées à l'aide d'appareils de mesure de l'état d'humidité des sols, de l'état hydrique des plantes, qui permettent de connaître avec précision à quel moment il est le plus judicieux d'arroser.

De plus, l'automatisation gérant très précisément les doses à apporter, elles permettent ainsi une économie en eau (les positions sont plus courtes, mais les rotations plus rapides).

Aujourd'hui, du plus archaïque au plus perfectionné, les systèmes d'irrigation sont diversifiés.

Parmi les plus efficaces :

- la couverture intégrale,
- le goutte-à-goutte
- l'aspersion.

Trois techniques qui permettent de réduire considérablement la consommation d'eau d'irrigation mais nécessitent une infrastructure coûteuse, ce qui en limite nécessairement l'usage dans les pays pauvres.

Des canalisations enterrées distribuent l'eau par le biais de tuyaux mobiles qui alimentent des systèmes d'aspersion. A la façon d'une fine pluie, ceux-ci arrosent les plantations, en projetant de l'eau sous pression. Ce système permet de limiter la consommation d'eau et d'utiliser une eau enrichie en produits fertilisants. Cette forme d'irrigation s'adapte à toutes les cultures (sauf celle du riz).

Avec l'irrigation par aspersion, la totalité de la surface est arrosée et ainsi, un plus grand volume de sol est humidifié. Ceci permet de maintenir une teneur en eau du sol plus élevée que dans le cas des méthodes localisées, accroissant ainsi l'intervalle entre deux irrigations.

Plus le volume de sol humidifié n'est élevé, plus tard la culture souffrira de déficit hydrique.

La préparation du programme d'irrigation suit la procédure standard, c'est-à-dire prend en considération la capacité du sol à retenir l'humidité, la physiologie de la plante (profondeur d'enracinement, stade de croissance, coefficient cultural, etc.), ainsi que le climat. L'efficacité d'irrigation est d'environ 75 pourcent.

En général, la profondeur d'application de la dose d'irrigation pour les cultures de plein champ à enracinement profond sous aspersion varie de 40 à 100 mm. Avec une pluviométrie d'environ 14 mm/h, le temps de fonctionnement à chaque position est d'environ 3 à 7 heures. En aspersion, des intervalles de deux semaines entre les irrigations sont courantes.

IV.7.Exemple Simulation de la modélisation d'un bilan hydrique

En 1988, l'hivernage s'installe réellement le 9 juillet avec une pluie de 98.5 mm Les sols ferrugineux de bas de topo séquence, de texture sableuse, possèdent une bonne réserve utile (150 mm sur 1 m) retenue sous de faibles succions. Dans ces conditions, le profil doit s'humecter rapidement. Or les mesures neutroniques montrent que le remplissage s'effectue par paliers, la côte 200 cm étant franchie fin septembre. Les pertes de surface ont eu une influence considérable sur la recharge hydrique.

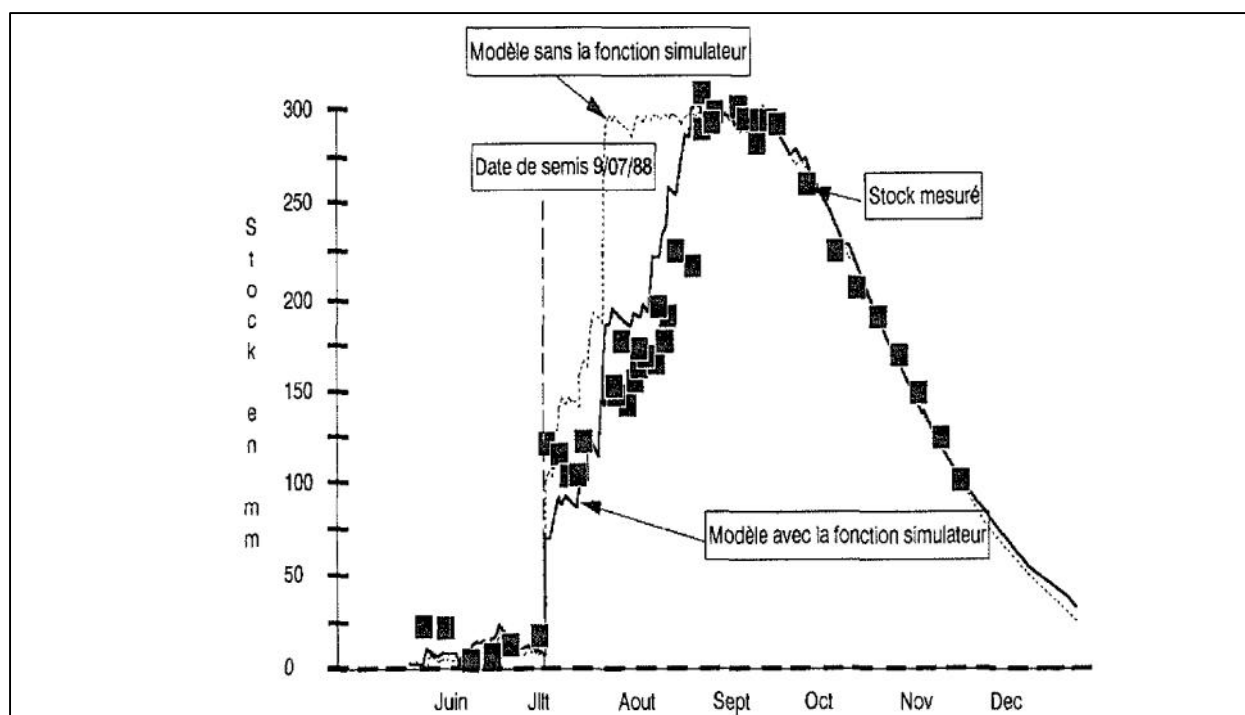


Figure IV.2. Exemple simulation Bilan hydrique d'une parcelle de pente faible

Le graphe représente l'évolution du stock hydrique d'une parcelle, semée le 10 juillet. La profondeur de calcul correspond à la côte maximum de descente du front d'humectation (250 cm), afin de pouvoir négliger le terme de drainage. On constate que le modèle classique envisage un remplissage très rapide de la réserve du sol, infirmé par les mesures de terrain. Les pertes, fictives, en profondeur s'élèvent à 150 mm.

L'équation de ruissellement correspondante est introduite dans le modèle, sur tout le cycle cultural. L'adéquation aux données expérimentales est nettement améliorée. Les pertes par ruissellement sont évaluées à 156 mm. Quelques décalages subsistent toutefois, difficiles à interpréter actuellement.

Cet exemple met en évidence l'importance d'une prise en compte du ruissellement, dans la zone sahéenne, pour établir un bilan hydrique réaliste. Une interrogation demeure concernant la généralisation de l'approche proposée.

IV.7. Deuxième d'exemple d'une simulation du bilan hydrique vigne

En utilisant pour référence les valeurs seuils définies par Sibille et al., (2007) pour interpréter ces résultats, on constate que la vigne de la parcelle SL4 n'a pas subi une contrainte hydrique importante durant l'ensemble de la période pendant laquelle les mesures ont été effectuées (quatre mesures, de juillet à août). Les valeurs obtenues sont plutôt homogènes

(écart-type = 0,92), ce qui indique que les résultats sont cohérents et que l'on peut en tirer des conclusions à l'échelle de la micro-zone d'étude.

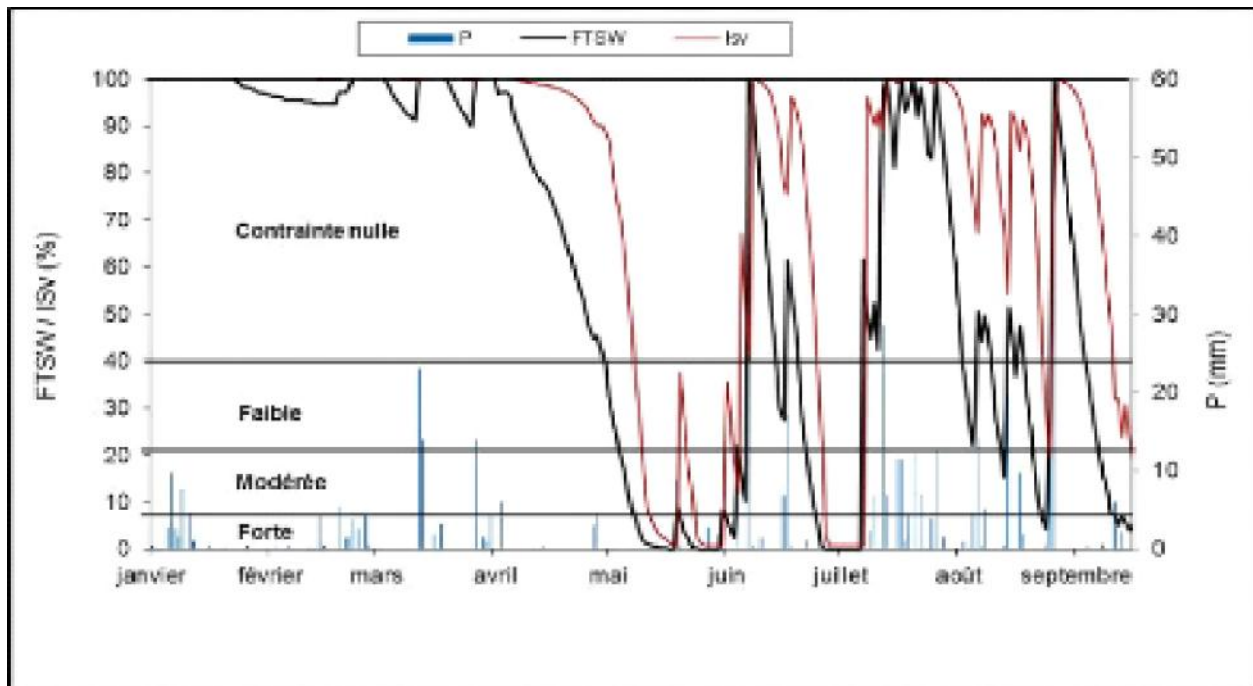


Figure IV.3: Exemple Simulation du bilan hydrique de la vigne (modèle « Lebon et al., 2003 ») - saison 2011 (janvier à septembre) Données obtenues à partir de la station météo de Rully (71) pour la parcelle SL4

A vue L'utilisation du modèle d'après Lebon nous a permis de simuler en continu le vécu hydrique des parcelles d'études, de janvier à septembre. Sur la figure 14, trois graphiques ont été tracés. Ils comportent les précipitations et l'évolution de la *FTSW* (*Fraction of Transpirable Soil Water*) relatives à chaque site. L'*ISv* (Indice de Stress de la vigne) délivré par le modèle y est également reporté, mais à titre indicatif seulement, puisque cet indice est difficilement interprétable (absence de valeur seuils d'interprétation).

Par ailleurs, on observe également que la parcelle SL4 semble reconstituer plus rapidement ses réserves en eau disponible pour la plante. En effet, à plusieurs reprises, la valeur de *FTSW* atteint 100% en peu de temps. Ces variations brutales s'expliquent par la faible valeur calculée de la réserve utile pour la parcelle SL4.

Il convient toutefois de nuancer les résultats observés pour SL4. En effet, il est important de rappeler ici que la valeur de la réserve utile, calculée à l'échelle de la parcelle et assimilées à la *TTSW* dans le modèle, est une estimation difficile à réaliser et dont l'incertitude n'est pas négligeable. Comme on aura pu le constater précédemment sur les cartes

de résistivité des sols, la situation est complexe au niveau micro-local, car hétérogène. Cette complexité biaise forcément l'estimation de la réserve utile (difficulté de réaliser une fosse pédologique représentative de la profondeur d'enracinement, hétérogénéité de la distribution des systèmes racinaires à l'échelle de la parcelle, présence de radicules arrivant à s'insinuer dans les moindres fractures de la roche mère...). Dans ces conditions, on comprend que le tracé de la FTSW ne soit pas exactement représentatif de la fraction d'eau réellement disponible pour la plante (sous-estimation des réserves hydriques, le plus souvent).

IV.8.Conclusion

À ce chapitre on peut conclure le bilan hydrique d'un modèle à base sur le choix du modèle avec le suivi respect du protocole expérimental d'application pour simuler et bonne résultats.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

L'irrigation des grandes parcelles exige une bonne maîtrise de l'efficacité de l'irrigation. Cependant, vu la variabilité spatiale de ces parcelles, la teneur en eau dans le sol varie considérablement.

La modélisation de bilan hydrique est une nécessité puisqu'elle permet de mieux simuler et prévenir l'état hydrique des sols et donc une bonne gestion de la réserve hydrique du sol.

Cependant, il est indispensable d'appliquer plusieurs modèles du bilan hydrique vu les spécificités climatiques et édaphiques pour aboutir à un modèle adéquat qui sera la base du pilotage de l'irrigation pour les grandes parcelles.

Une application de ces modèles permet une modernisation et une gestion rationnelle de l'eau d'irrigation en particulier pour les zones arides telles que les parcelles agricoles en Algérie.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALBERGEL.J ; 1991; Amélioration des modèles du bilan hydrique sur parcelle par la prise en considération des états de surface ; IAHS Publ. no. 19; page 490

Allen ;2000 : Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. J. Hydrology page 27-41.

Bouchet.P ; 1964 ;Evaporation réelle, évapotranspiration potentielle et production agricole. ; *I.N.R.A .Paris, page 165.*

Baron.JP, Tran Ngoc Lan ;1977 : Méthodes de mesure et de contrôle des teneurs en eau des matériaux dans les laboratoires des ponts et chaussées. Bull Liaison Labo P Ch 87, page 85-96

Carrega.P et Morrsechele.J; 2008 ,La dégradation des sols dans le monde ; la dégradation des sols ; LDH; nice page 404

Chanzy.A et Bruckle.L; 1991 : Estimation de l'évaporation sur sol nu à partir de mesures hyperfréquences;84140 Montfavet, France ; page 91-99

Choisnel.E;1992; Le calcul du bilan hydrique du sol : options de modélisation et niveaux de complexité; science du sol ; vol 30 page ; 15-31

Cruziat, 1995. La circulation de l'eau dans les plantes. PMH, revue Horticole, page, 17-23.

Daudet.F, Katerjl.N; 1984 : Contribution des réserves profondes du page,779-787.

Delpuech.X ; 2009 ; Validation d'un modèle de bilan hydrique en vigne enherbée ;INRA Montpellier; page 20.

Dufourcq.T; 2013 ;application du modèle de bilan hydrique walis pour prédire le potentiel hydrique foliaire de tige sur cépage colombard en côtes de Gascogne.Volume 28 .page 75-79

Références bibliographiques

Dubostd.N;1992 : aridité, agriculture et développement : le cas des oasis algériennes . sécheresse no 2. Vol. 3.

Forest. F et Lidon B., 1985 : Simulation du bilan hydrique pour l'exploitation du rendement et l'appui aux producteurs. In : Actes du colloque international sur la résistance à la sécheresse en zone intertropicale, Dakar, Sénégal,Dakar, page 55-65.

François.A; décembre 2001 :Modélisation de culture et diagnostic agronomique régional..doctorat :Institut National Agronomique Paris-Grignon ;Page 79-85

Hadria.R ;08 juillet 2006 : Adaptation et spatialisation du modelé STICS pour la gestion d'un périmètre céréalier irrigue en milieu Semi-aride: doctorat : Université Cadi Ayyad : Faculté Des ; Sciences .page 26-33

Howell.T et Evett.S, decembre 2004 :Irrigation methods and capacities for cotton in the Northern High Plains. In: Rainwater, K.A. Editor. 2004 High Plains Groundwater Groundwater Resources: Challenges and Opportunities, Soil and Water Conservation Society, Lubbock, Texas. p. 154-163.

Hillel.D;1988 :L'eau et le sol: Principes et processus physiques. Ed Academia, pages.288

Jacquet ;1984 : Modélisation Mathématique Et Analyse Numérique
Volumes 19 à 20 :page 160

Katerji.N & Perrier.A., 1983 : Modélisation de l'évapotranspiration réelle ETR d'une parcelle de luzerne: Rôle d'un coefficient cultural. Agronomie, 3, 513-521.

Kotchi Olivier; Novembre, 2004.Détection du stress hydrique parThermographie infrarouge.doctorat :Université Laval Québec:Faculté De Foresterie Et Géomatique: . Page 6-10

Kingumbi.A ; 2006 :Modélisation hydrologique d'un bassin affecté par des changements d'occupation. Cas du Merguellil en Tunisie centrale. Thèse de Doctorat, Institut National d'Ingénieur,page199.

Références bibliographiques

Luquet .D; 2002 : l'état hydrique des plantes par infrarouge thermique analyse expérimentale et modélisation de la variabilité des températures au sein d'une culture en rang de cotonniers. Thèse de doctorat, Institut National Agronomique Paris-Grignon. Page 167

Lhomme Jean-paul, Katerji.N ;1986 : Une méthode de calcul de l'évapotranspiration réelle à partir de mesures ponctuelles de résistance stomatique et de température foliaire. Agronomie,EDP Sciences;page.397-403

Marchandise.A ; 2007 : Modélisation hydrologique distribuée sur le gardon d'Anduze : étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques. Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc,page 214

Ollier. C et Poirée .M; 1983 : Les réseaux d'irrigation théorie, technique et économie des arrosages, 6ème édition, Paris,page 503.

Payan.C et Salançon.E ; 2003 : Outils de diagnostic du stress hydrique et application d'un modèle de bilan hydrique. ITV Montpellier; page 11

Piedallu Christian; 09 janvier 2012.Spatialisation du bilan hydrique des sols pour caractériser la distribution et la croissance des espèces forestières dans un contexte de changement climatique dans un contexte de changement climatique..doctorat :L'Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement:Sciences forestières et du bois: Page 96-100

Rana et Kataji ; 2000 : Estimation of actual evapotranspiration in the field under mediterranean climate ,european agronomy : page 125-130

RIOU .C et LEBON.E, 2000 : Application d'un modèle de bilan hydrique et de la mesure de la température du couvert au diagnostic du stress hydrique de la vigne à la parcelle. Bull. O.I.V, 73, 4, page 755-764.

Roche ; 1988 : Appréciation l'Aide d'un Modèle Empirique des Effets d'Actions Anthropiques sur la Relation Pluie-Débit : page 105

Références bibliographiques

Truong.X; 21 octobre 2010 : Estimation de l'état hydrique des sols en Afrique de l'ouest par télédétection spatiale..doctorat : l'université de Grenoble : é « Science de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement » : Page 23-25