

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE AKLI MOHAND OULHADJ – BOUIRA
FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE ET DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTEMENT DES SCIENCES AGRONOMQUES



Réf :/UAMOB/F.SNV.ST/DEP.AGR/2022

MEMOIRE DE FIN D'ETUDES EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME MASTER

Domaine : SNV Filière : Sciences Agronomiques

Spécialité : Sciences du Sol

Présenté par :

CHEKATI Soumia & BENBADI Hadjer

Thème

Étude de l'humidité du sol par télédétection optique

Soutenu le : 06 / 07 / 2022

Devant le jury composé de :

Nom et Prénom

Grade

LIBDIRI, F.

MCB

FSNVST/Univ. de Bouira

Président

OURADI, L.

MCB

FSNVST/Univ. de Bouira

Examinatrice

LAMINE, S.

MCA

FSNVST/Univ. de Bouira

Promoteur

Année Universitaire : 2021/2022



Dédicaces

Je dédie ce mémoire à :

Mon père (Ulinu), ce père qui a joué le rôle de père et de mère, qui a lutté pour notre bonheur et notre contentement, qui a donné sa vie pour nous, est l'âme et le cœur est la raison de mon succès, est l'âme pour laquelle je suis ici, je suis fière que c'est mon père.

Ma mère (Ulinu), est le cœur et l'âme, est la source de la tendresse, je souhaite de tout mon cœur que dieu la bénisse de sa miséricorde et qu'elle soit fière de nous.

Mes amours : Ma petite sœur NUMIDIA, Mon frère MOURAD, qui sont mes yeux pour moi et ma deuxième moitié.

*A mes deuxièmes amours "Salîha et Romaïssa"
A mes tantes et tous mes amis qui m'aiment et qui j'aime*

A toutes mes collages de classe Sol qui sont les plus belles filles

"Ayez confiance en Dieu, ayez confiance en vous, Dieu ne gaspille pas la récompense du travailleur acharné"

BENBADI HADJER



Dédicaces

Je dédie ce mémoire à :

Mes cher parents, qui ont été toujours à mes cotés et m'ont toujours soutenu tout au long de ces longues années d'études. En signe de reconnaissance, qu'ils trouvent ici, l'expression de ma profonde gratitude pour tout ce qu'ils ont consenti d'efforts et de moyens pour me voir réussir dans mes études.

A mon marie et mes petits enfants Issra et Abdou

A toute ma famille

A toutes mes amies de classe : Hadjer, les 3 Iman, Louiza, Amel, Fatiha, Sara, Yasmin, Warda, Nassima, Zineb.

Et à tous ceux qui aiment le bon travail et ne reculent pas devant les obstacles de la vie.

CHEKATI SOUMIA



REMERCIEMENTS

Au terme de cette étude, Nous remercions tout d'abord « DIEU » qui nous a donné la santé, le courage, la patience et la volonté durant toutes les années de nos études et nous a avoir Permis la réalisation de ce présent travail aussi n'oublions pas notre parents «ma vie».

Nous remercions Très sincèrement Mr. Lamine Salim notre encadreur, pour ses conseils pertinents, et ses orientations judicieuses, sa patience et diligence, et par ses suggestions qui nous avons grandement facilité ce travail.

Nos remerciements vont aussi aux membres du jury pour avoir accepté D'évaluer notre travail.

Nous tenant à lui exprimer notre grand respect et notre admiration pour sa personnalité nous le remercions pour sa contribution dans notre formation.

Nous profitons l'occasion pour remercier tous les enseignements du département agronomie qui ont contribué à notre formation pendant ces années avec de grands efforts.

Nous n'oublions pas de remercier nos proche amies.

À ma classe merci pour les bons moments qu'on a passés, merci pour les souvenirs qu'on a criés ensemble

Etre permis un groupe spécial comme vous est un grand honneur et est un évènement qui ne se répète jamais, nous vous souhaitons une bonne continuation dans votre vie professionnelle et personnelle

Enfin, je remercie tous Ceux qui m'ont aidé de près ou de loin à la réalisation et à l'aboutissement de ce travail.

Résumé

L'humidité du sol est un facteur important dans l'agronomie. Parmi les bienfaits de ce facteur, nous citons : déterminer le montant de la production, améliorer la production agricole et connaître la quantité d'eau d'irrigation nécessaire quelle que soit la qualité du sol.

La télédétection est la technique qui, par l'acquisition d'image, permet d'obtenir de l'information sur la surface de la terre sans contact direct, avec celle-ci.

Pour l'estimation d'humidité de sol en utiliser la télédétection et la cartographie de l'humidité du sol offre une résolution spatiale et temporelle intéressante.

A cet effet, nous avons montré dans cette étude comment mesurer l'humidité par des méthodes et techniques.

Abstract

Soil moisture is an important factor in agronomy. Among the benefits of this factor we can mention: determining the amount of production, improving agricultural production and knowing the amount of irrigation water needed regardless of the quality of the soil.

Remote sensing is the technique that, through the acquisition of images, allows to obtain information about the surface of the earth without direct contact with it.

For the estimation of soil moisture using remote sensing and mapping of soil moisture offers an interesting spatial and temporal resolution.

To this end, we have shown in this study how to measure moisture by methods and techniques.

ملخص

رطوبة التربة عامل مهم في الهندسة الزراعية. و من فوائد هذا العامل يمكن ان نذكر تحديد كمية الإنتاج و تحسين الإنتاج الزراعي و معرفة كمية مياه الري اللازمة بغض النظر عن نوعية التربة. الاستشعار عن بعد هو تقنية التي تسمح من خلال الحصول على معلومات حول سطح الأرض دون اتصال مباشر بها.

لتقدير رطوبة التربة باستخدام الاستشعار عن بعد و رسم خرائط لرطوبة التربة يوفر دقة مكانية و زمانية مثيرة للاهتمام تحقيقا لهذه الغاية. اوضحنا في هذه الدراسة كيفية قياس الرطوبة بالطرق و التقنيات.

Table des Matières

Remerciements	
Dédicaces	
Résumé FR, ENG et AR.	
Liste des figures	
Liste des tableaux	
Liste des abréviations	
Table des matières	
Introduction Général	01
CHAPITRE I : L'humidité de sol	
I. Sol	03
1.1 Définition de sol	04
1.2 Caractéristiques physiques et chimiques du sol	04
1.2.1 Texture du sol.....	04
A. Classement des particules.....	04
B. Classification des textures.....	05
1.2.2 Structure du sol.....	06
A. Importance de la structure du sol.....	06
B. Classes et types de structure des sols.....	06
II. L'eau	07
2.1 Définition	07
2.2 Le cycle de l'eau	07
2.3 Etats de l'eau dans le sol.....	09
III. Notion d'humidité du sol	10
3.1 Définition	10
3.2 Enjeux de la connaissance de l'humidité du sol	12
3.3 Facteurs influençant l'humidité de sol	12
3.3.1 Influence du climat sur l'humidité du sol	12
3.3.2 Influence de la topographie sur l'humidité du sol ...	12
3.3.3 Influence de la couverture végétale sur l'humidité du sol ...	13
3.3.4 Influence de la structure sur l'humidité du sol ...	13

3.3.5 Influence de la Texture sur l'humidité du sol	14
3.3.6. Influence de la matière organique sur l'humidité du sol	15
3.4 Les différentes techniques de mesures de l'humidité du sol.....	15
3.4.1 Méthodes thermo-gravimétriques...	15
3.4.2 Mesures par les sondes neutroniques.....	16
3.4.3 Méthode par Tensiomètre.....	18
3.4.4 Méthode capacimétrique	19
3.4.5 Méthode TDR.....	20
3.5 Modélisation de l'humidité du sol.....	22
CHAPITRE II : La Télédétection	
I. La télédétection.....	24
1.1 Définition.....	24
1.2 Principe de la Télédétection	25
1.2.1 Le spectre électromagnétique.....	26
A. Le proche infrarouge	27
B. L'infrarouge moyen	27
C. L'infrarouge thermique	27
1.2.2 Interactions du rayonnement avec l'atmosphère.....	27
1.2.3 Interactions du rayonnement avec la cible.....	28
1.2.4 Signatures spectrales principales surfaces naturelles...	28
A. La végétation	29
B. Le sol	30
C. L'eau	30
2.3 Télédétection multi spectrale.....	30
2.4 Image satellite.....	31
2.4.1 Image numérique de télédétection	31
II. La place des techniques de télédétection	32
2.1 Caractéristiques principales de ces techniques.....	32
2.2 Les aspects positifs de l'utilisation des techniques de télédétection.....	32
2.3 Contraintes et risques de l'utilisation des techniques de télédétection	33

III. Les apports de la télédétection.....	33
IV. Mesure de l'humidité du sol par télédétection	34
4.1 Autres facteurs influant la mesure de l'humidité du sol.....	35
4.1.1 La morphologie et la surface du sol.....	36
4.1.2 La végétation.....	36
V. Les méthodes de mesure l'humidité du sol par télédétection	36
5.1 L'infrarouge thermique	36
5.2 La télédétection à micro-onde active	37
5.3 La télédétection à micro-onde passive	37
VI. La sensibilité des différentes émissions micro-ondes	38
CHAPITRE 03 : Estimation d'humidité de sol par la télédétection	
I. Estimation de l'humidité du sol à partir de la télédétection.....	40
1.1 Technique d'estimation de l'humidité du sol par télédétection	40
1.1.1 Approche par inertie thermique.....	41
1.1.2 Approche par capteurs passifs d'hyperfréquences	42
1.1.3 Approche par capteurs actifs d'hyperfréquences (Radar)	44
II. Estimations de l'humidité du sol à partir de la télédétection thermique infrarouge	46
2.1 Méthode de l'inertie thermique.....	47
2.1.1 Le modèle analytique physique.....	47
2.1.2 Le modèle basé sur l'information sur l'amplitude et la phase de la LST...	49
2.1.3 Méthode d'analyse basée sur les sources d'énergie.....	52
2.1.4 Méthodes de télédétection combinées aux paramètres physiques du sol	52
2.2 Méthode de l'indice de température.....	54
2.2.1 Indice normalisé de différence de température.....	55
2.2.2 Indice de stress hydrique des cultures	55
III. Estimations de l'humidité du sol à partir de données de télédétection dans le visible et l'infrarouge thermique	56
3.1 La méthode basée sur les informations spatiales ...	56

3.1.1 La méthode des triangles	58
3.1.2 La méthode du trapèze	59
3.1.1 La méthode basée sur l'information temporelle	61
IV. Combinaison de la télédétection optique et de la télédétection par micro-ondes pour estimer l'humidité du sol	63
4.1 Estimations du HS à partir de la télédétection optique et thermique	63
4.2 Méthode d'analyse spectrale simple	64
4.3 Méthode de l'indice de végétation.....	66
4.4 Algorithmes combinés par micro-ondes	71
V. Le développement d'indices d'humidité du sol	72
1.5 Les indices prenant en compte la température de surface	73
Conclusion générale	78
Références bibliographiques	

LISTE DES FIGURES

Liste des figures

Figure (01)	Classification texturale des sols en fonction la granulométrie.	05
Figure (02)	Cheminement des eaux de pluie (Duchaufour, 1994).	09
Figure (03)	Figure 04 : Etats de l'eau dans le sol, d'après Beauchamp, 2006).	10
Figure (04)	Différents types de structure du sol et leur effet sur la rapidité d'écoulement de l'eau dans le sol (Labrecque, 2011).	14
Figure (05)	Schéma type de la méthode thermogravimétrique.	16
Figure (06)	Schéma d'un dispositif d'un humidimètre à neutrons.	17
Figure (07)	Schéma d'une canne tensiométrique.	19
Figure (08)	Schéma d'une sonde TDR et du signale théorique obtenu.	21
Figure (09)	Principe de la télédétection.	26
Figure (10)	Spectre électromagnétique source.	26
Figure (11)	Comportement spectral de la végétation dans le domaine du visible et l'infrarouge.	29
Figure (12)	Sensibilité de l'émission micro-ondes aux différents paramètres de surface (Kerr, 1996).	38
Figure (13)	Exemple de cartographie de l'humidité du sol en Afrique.	39
Figure (14)	L'espace triangulaire idéalisé entre Ts et Fv (Lambin, E.F; Ehrlich, D, 1996).	58

LISTE DES FIGURES

Figure (15)	L'espace trapézoïdal simplifié entre Ts-Ta et Fr (Moran et al., 1994).	61
Figure (16)	Relation entre la température à la surface des terres et le rayonnement net des ondes.	62
Figure (17)	Le changement d'ellipse avec les différents taux d'humidité du sol.	63
Figure (18)	Espace proche infrarouge et indice de sécheresse perpendiculaire (Ghulam et al., 2006).	69
Figure (19)	Relation simplifiée entre la température de surface et indice de végétation.	74
Figure (20)	L'indice de sécheresse (TDVI) peut être estimé dans le plan TS/NDVI la rapport A/B (Sandholt et al., 2002).	75

LISTE DES TABLEAUX

Liste des tableaux

<u>Tableau (1) :</u>	Comparaisons des méthodes courantes d'inertie thermique.	54
<u>Tableau (2) :</u>	Tableau 02 : Comparaison de plusieurs indices de sécheresse courants.	71
<u>Tableau (3) :</u>	Tableau 03 : Résumé d'indices de végétation définis à partir de données de télédétection.	76

Liste des Abréviation

ATI : Inertie thermique apparente.

AVI : Indice d'anomalies de végétation.

Ch : Capacité calorifique de sol.

CN : Valeur numérique.

CVF : Couverture végétale fractionnée.

CWSI : Indice de stress hydrique de culture.

Dh : Diffusivité thermique.

DN : Nombre numérique.

Dt : Intervalle de temps.

Dts : Diminution de LST.

Envisat Environment-Satellite (satellite de l'environnement).

ETM : Eléments trace métalliques.

EVI : Indice de végétation amélioré.

G et d : Paramètre modèle.

GHz : Gigahertz.

GSM : Gravimetric Soil Moisture.

H : Horizontalement.

HH : Polarisation horizontale émise et reçue.

HS : Humidité de sol.

HV : Polarisation horizontale émise et verticale reçue.

IDH : Indice déficit hydrique.

ISHS : Indice de saturation d'humidité de sol.

Kp : Fonction de correction de Kersten.

LST : Température de surface de sol.

M : Pente de la ligne du sol.

MI : Indice d'humidité.

MINDVI : Valeur moyenne pour le même mois au cours de différentes années.

MPDI : Indice sécheresse/Perpendiculaire modifié.

MSG : Meteosat Second Génération.

NASA : National Aeronautics and Space Administration.

NDTI : Indice de différence de température normalisé.

NDVI max : Indice de végétation à différence normalisée maximum.

NDVI min : Indice de végétation à différence normalisée minimum.

NDVI : Indice de végétation à différence normalisée.

Liste des Abréviation

NMDI : Indice de sécheresse multi bande normalisé.

P/PSat : Inertie thermique de sol sec et humide.

PDI : Indice de sécheresse perpendiculaire.

PH : Potentiel hydrogène.

RADARSAT : Remote sensing satellite from the Canadian Space Agency.

RMSE : Root Mean Square Error (erreur quadratique moyenne).

RSO : radar à synthèse d'ouverture.

RU: Reserve d'eau utile.

SAR : Synthetic Aperture Radar.

SAVI : Indice de végétation ajusté au sol.

SiG : Système d'information géographique.

T : Température.

Ta : Température d'air.

TB : Température de brillance.

Tc : Température de la couverture végétale.

TDR : Time Domain Reflectometry (Réflectométrie temporelle).

TDVI : Indice de température, végétation, sécheresse.

V : Verticalement.

V : Vitesse.

VCI : Indice de condition de végétation.

VH : Polarisation verticale émise et horizontale reçue.

VI : Indice de végétal/Couverture végétale.

VV : Polarisation verticale émise et reçue.

Introduction Général

Introduction Général

L'eau est une ressource vitale à la fois pour l'agriculture, pour l'approvisionnement en eau potable, pour la santé des populations et toute vie sur terre en dépend. L'eau est toujours en mouvement et change continuellement d'état, entre le liquide (la pluie, la rosée, le brouillard), le gaz (vapeur), le solide (la glace, la neige). Le cycle de l'eau décrit l'existence et le mouvement de l'eau sur, dans et au-dessus de la terre et son impact sur la circulation entre les océans, l'atmosphère et les surfaces terrestres.

Malheureusement, l'état hydrique du sol reste aujourd'hui encore une grandeur difficile à estimer avec une bonne précision sur de grands périmètres ou de grandes étendues. Pourtant de nombreuses approches existent pour estimer l'humidité du sol, les approches vont de plus simples au plus complexes et sophistiquées. Parmi les approches basées sur la télédétection spatiale, les mesures par l'infrarouge thermique et par micro-onde, ont été utilisées pour accéder à une mesure directe de l'humidité des sols.

Il existe dans la littérature plusieurs définitions de l'humidité. En effet la quantité d'eau contenue entre les particules du sol dans la zone non saturée des surfaces continentales est appelée l'humidité du sol (**Truong, 2010**). Selon **Thanh, 2002** l'humidité du sol est l'eau évaporable contenue dans la portion de sol se trouvant au-dessus de la nappe libre.

L'humidité du sol est une mesure importante pour la détermination du potentiel de production d'une culture dans des pays souvent menacés de sécheresse. Elle est aussi importante dans la modélisation des bassins de drainage où l'humidité dans le sol reflète la quantité d'eau présente dans les deux premiers mètres du sol.

Le terme humidité utilisé dans le langage de la construction correspond à une présence anormale d'eau dans un bâtiment. Celle-ci peut être sous forme de liquide, de vapeur d'eau ou de remontée capillaire.

La télédétection est la technique qui, par l'acquisition d'image, permet d'obtenir de l'information sur la surface de la terre sans contact direct, avec celle-ci. Elle englobe tout le processus qui consiste à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et à analyser l'information, pour ensuite mettre en application cette information (**LAMINE et al., 2018, 2019, 2020, 2022 ; BACHARI et al., 2021 ; DENG et al., 2019a, 2019b ; EVANS et al., 2018 ; DIKE et al., 2018 ; PETROPOULOS et al., 2016**).

Introduction Général

La technologie de la télédétection a évolué progressivement vers l'intérêt scientifique après la seconde guerre mondiale. Le début de son développement a été conduit principalement par des usages militaires. Plus tard, les données de télédétection sont devenues largement utilisées pour des applications civiles. La gamme des applications de télédétection comprend l'archéologie, l'agriculture, la cartographie, génie civil, la météorologie et de la climatologie, des études côtières, la foresterie, la géologie, les systèmes d'information géographique, les risques, l'utilisation des terres et du couvert végétal, les catastrophes naturelles l'océanographie et les ressources en eau (**Bannari et al., 1995**).

D'un point de vue application, et surtout pour l'observation de la terre, la télédétection est un outil de collecte des données raster ou des images. Les images de télédétection représentent un enregistrement objectif du spectre qui concerne les propriétés physiques et la composition chimique des matériaux de la surface de la terre (**Liu et Philippa, 2009**).

Le but global de notre travail c'est de montrer l'utilité et l'importance de la télédétection dans l'humidité de sol.

L'objectif de ce travail

1. Déterminer l'humidité de sol ces techniques et facteurs et la définition de sol et son caractéristiques physiques et chimiques aussi on vu la définition d'eau le cycle et l'état dans le sol.
2. Le principe de la télédétection et ces techniques et comment mesurer l'humidité de sol par ce dernier.
3. Estimation de l'humidité de sol par plusieurs formes de télédétection et ces indices.

Ce mémoire comporte essentiellement trois chapitres.

- Le premier chapitre est axé sur la synthèse bibliographique sur l'humidité de sol et cycle d'eau et les caractéristiques de sol.
- Le deuxième chapitre comporte l'humidité du sol par télédétection et les techniques et caractéristiques de ce dernier.
- Le troisième chapitre est consacré aux synthèses et évaluation des méthodes de télédétection pour l'estimation de l'humidité du sol.

Introduction Général

Notre étude s'achèvera par une conclusion générale.

Dans ce mémoire, nous nous sommes focalisés sur l'humidité du sol qui conditionne de nombreux processus physiques à la surface et en lien avec l'atmosphère (évapotranspiration, besoins en eau des cultures, etc.). Une synthèse sur les méthodes d'estimation de l'humidité du sol, ainsi que les méthodes récentes, par la télédétection notamment été développée en fin de mémoire, pour mettre en évidence l'utilité de l'estimation de l'humidité des sols. Et en terminer avec une conclusion générale.

Chapitre 01

L'humidité de sol

L'humidité est la présence d'eau ou de vapeur d'eau dans l'air ou dans une substance (linge, pain, produit chimique, etc.). Elle peut se mesurer grâce à un hygromètre à cheveu ou numérique et s'exprime généralement en pourcentage.

Le terme humidité utilisé dans le langage de la construction correspond à une présence anormale d'eau dans un bâtiment. Celle-ci peut être sous forme de liquide, de vapeur d'eau ou de remontée capillaire.

I. Sol

1.1 Définition de sol

Le sol se définit comme la pellicule superficielle de l'écorce terrestre. Il résulte de l'altération de la roche mère à laquelle s'ajoute une fraction de matière organique, d'air et d'eau. La quantité d'eau qu'un sol peut contenir est très variable dans le temps et dans l'espace et d'un type de sol à un autre.

1.2 Caractéristiques physiques et chimiques du sol

Le sol est un milieu très hétérogène, il est caractérisé par deux structures : les propriétés physiques et les propriétés chimiques (**Gobat et al., 1995**).

1.2.1 Texture du sol

La texture d'un sol correspond à la répartition dans ce sol des minéraux par catégorie de grosseur (en fait, diamètre des particules supposées sphériques) indépendamment de la nature et de la composition de ces minéraux. La texture du sol ne tient pas compte du calcaire et de la matière organique.

A. Classement des particules

Les particules sont classées de la façon suivante, en fonction de leur diamètre : blocs, galets et graviers (diamètre > 2 mm) sont classés à part. Cette classification est due au physicien suédois Atterberg, (**Calvet, 1998**).

La granulométrie proprement dite concerne la terre fine :

Sables : $> 50 \mu\text{m}$

Limons : de $50 \mu\text{m}$ à $2 \mu\text{m}$

Argiles : $< 2 \mu\text{m}$

B. Classification des textures

Cette classification est représentée à l'aide d'un triangle, appelé triangle des textures, dont les trois côtés correspondent respectivement aux pourcentages de sable, de limon et d'argile (**Figure 01**).

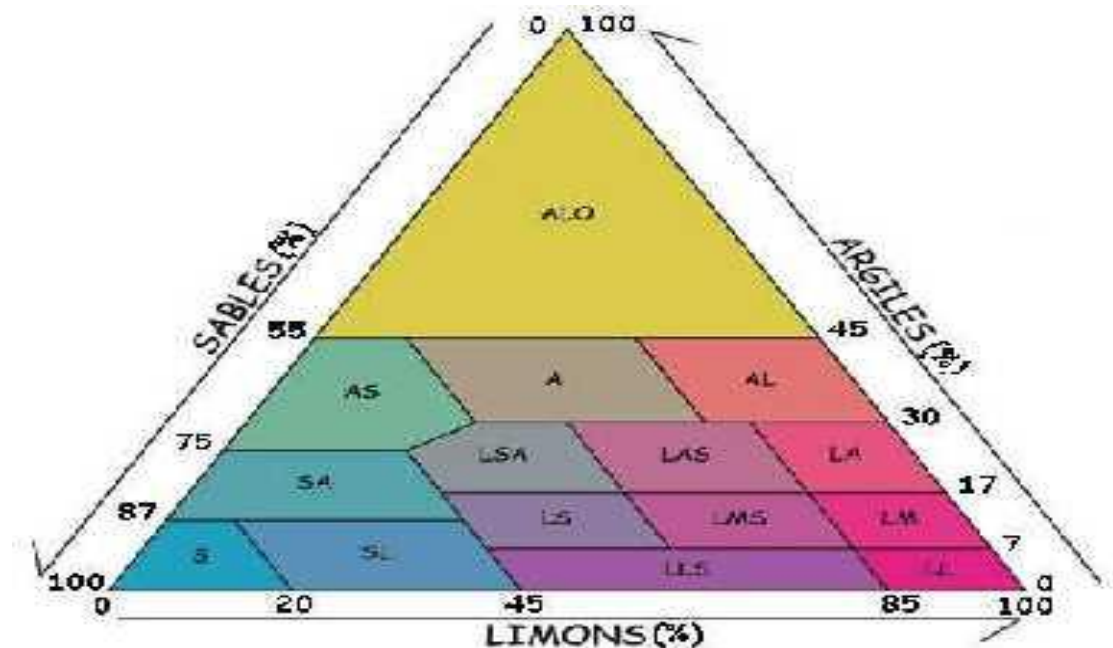


Figure 01 : Classification texturale des sols en fonction la granulométrie.

Il existe de nombreux triangles de texture. Le plus utilisé est le triangle textural selon l'USDA. Il est possible de regrouper les textures en quatre classes fondamentales, qui permettent de définir les principales propriétés du sol :

***texture sableuse** : sol bien aéré, facile à travailler, pauvre en réserve d'eau, pauvre en éléments nutritifs, faible capacité d'échange anionique et cationique.

***texture limoneuse** : l'excès de limon et l'insuffisance d'argile peuvent provoquer la formation d'une structure massive, accompagnée de mauvaises propriétés physiques. Cette tendance est corrigée par une teneur suffisante en humus et calcium.

***texture argileuse** : sol chimiquement riche, mais à piètres propriétés physiques; milieu imperméable et mal aéré, formant obstacle à la pénétration des racines ; travail du sol difficile, en raison de la forte plasticité (à l'état humide), ou de la compacité (sol sec). Une bonne structure favorisée par l'humification corrige en partie ces propriétés défavorables.

***texture équilibrée** : elle correspond à l'optimum, dans la mesure où elle présente la plupart des qualités des trois types précédents, sans en avoir les défauts. Exemple de granulométrie favorable à la culture : 20 à 25 % d'argile, 30 à 35 % de limons, 40 à 50 % de sables.

1.2.2 Structure du sol

La structure du sol découle essentiellement de la distribution granulométrique de ses éléments solides et de l'existence de forces de nature électrostatique dues aux sites chargés des minéraux argileux et de l'humus (**Musy et Soutter, 1991**).

A. Importance de la structure du sol

La structure du sol est définie comme le mode d'organisation des différentes particules de sable, de limon et d'argile entre elles. Les particules isolées, une fois assemblées, apparaissent comme des particules plus grosses. C'est ce qu'on appelle des grumeaux. Ces grumeaux s'organisent en agrégats.

Les particules et les grumeaux peuvent s'agréger de différentes façons, ce qui donne diverses structures de sol. De la structure dépend en grande partie la circulation de l'eau dans le sol. La structure du sol joue un rôle primordial dans le développement des racines et dans la circulation de l'eau dans le sol.

B. Classes et types de structure des sols

Par définition, la classe de structure décrit la taille moyenne des agrégats individuels. On distingue généralement cinq classes, en fonction du type de structure du sol dont les agrégats proviennent. Ce sont les structures :

- Très fine ou très mince
- Fine ou mince
- Moyenne
- Grossière ou épaisse
- Très grossière ou très épaisse.

Par définition, le type de structure décrit la forme des agrégats individuels.

Les Principales structures des sols sont résumées comme suit :

***Structure granulaire et grumeleuse** : Les particules individuelles de sable, limon et argile s'agrègent en petits grains presque sphériques. L'eau circule très facilement dans ces sols. On les trouve couramment dans l'horizon A des profils pédologiques.

***Structure anguleuse et sub-anguleuse :** Les particules s'agrègent en blocs presque cubiques ou polyédriques, dont les angles sont plus ou moins tranchants. Des blocs relativement gros indiquent que le sol résiste à la pénétration et au mouvement de l'eau. On les trouve couramment dans l'horizon B où l'argile s'est accumulée.

***Structures prismatique et en colonne :** Les particules ont formé des colonnes ou piliers verticaux, séparés par des fentes verticales minuscules mais bien visibles. L'eau circule avec beaucoup de difficulté et le drainage est médiocre. On les trouve couramment dans l'horizon B où s'est accumulée l'argile.

***Structure lamellaire :** Les particules s'agrègent en fines plaquettes ou lamelles superposées horizontalement. Les plaquettes se chevauchent souvent, gênant considérablement la circulation d'eau. On les trouve fréquemment dans les sols forestiers dans une partie de l'horizon A.

II. L'eau

2.1 Définition

L'eau est l'élément qui fait de notre Terre une planète si singulière. A l'état liquide, elle couvre près de 70% de la surface terrestre. Bien que la quantité d'eau présente sur la Terre soit constante, l'eau circule en permanence entre les océans, l'atmosphère et la surface terrestre (**Escorihuela, 2006**). Cette circulation (et conservation de l'eau terrestre). Elle est également présente sous d'autres états, solide et gazeux. L'eau est en continuel mouvement, changeant de milieux, d'état, selon le cycle de l'eau. Le cycle hydrologique continental, qui est l'une des composantes du cycle de l'eau, a une influence essentielle sur les processus d'échanges d'énergie des surfaces terrestres de notre planète.

2.2 Le cycle de l'eau

Les pluies qui tombent à la surface du sol se subdivisent en diverses fractions et donnent naissances à l'eau de ruissellement, l'eau de gravité et l'eau retenue.

*** L'eau de ruissellement :** le ruissellement désigne l'écoulement de l'eau soit à la surface du sol (R. superficiel) ou bien au sein de l'horizon, parallèlement à la surface du sol (R. hypodermique). Il se produit sur tout terrain en pente (même faible) soumis à des pluies assez violentes. Le premier type de- ruissellement cause l'érosion

hydrique alors que le deuxième type cause l'appauvrissement et l'entraînement latéral des particules les plus fines du sol (limons et argiles).

* **L'eau de gravité** : elle est entraînée par la force de la pesanteur. Elle circule dans les pores grossiers (supérieurs à $10\mu\text{m}$), le plus souvent verticalement. Cette eau alimente le drainage profond (rapide et lent selon les dimensions des pores) si le sol est perméable ; mais lorsque la perméabilité des horizons profonds décroît au point de ne plus permettre l'évacuation des eaux de gravité et que la pente est très faibles ou nulle, il se forme une nappe superficielle qui ne subsiste que pendant les périodes pluvieuses et s'épuise par évaporation en périodes sèches ou par drainage profond très lent : c'est une nappe perchée temporaire.

* **L'eau retenue** : elle est stockée, après infiltration des pluies, dans les pores moyens et fins du sol (taille inférieure à $10\mu\text{m}$). Les forces capillaires et d'adsorption sont suffisamment élevées pour s'opposer aux forces de gravité. L'eau retenue se subdivise en deux parties : l'eau capillaire (utilisable par les plantes) et l'eau adsorbée ou liée (non utilisable par les plantes).

* **L'évapotranspiration** : ce phénomène regroupe l'évaporation et la transpiration. L'eau de ruissellement superficiel ou bien hypodermique, l'eau de gravité et l'eau retenue sont soumises au phénomène de l'évaporation en saisons sèches quand la demande atmosphérique en eau augmente. Par ailleurs, les plantes évacuent une partie importante de l'énergie reçue du soleil et régulent leur température par transpiration.

* **La remontée capillaire** : l'eau du sol se déplace de la zone saturée vers la zone non saturée. Ces mouvements sont horizontaux au sein du même horizon, ou verticaux soit une remontée capillaire des eaux de profondeur (nappe perchée temporaire ou nappe phréatique profonde) vers la surface.

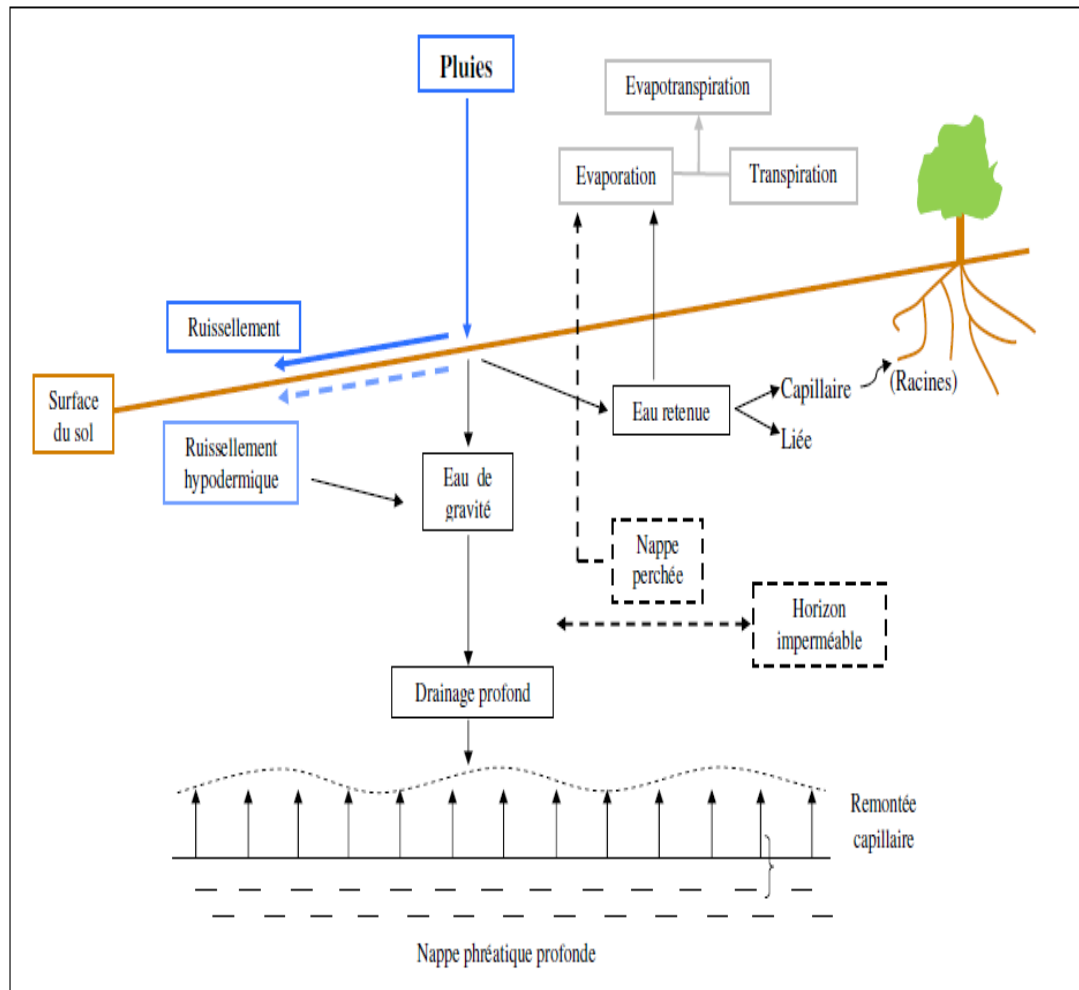


Figure 02 : Cheminement des eaux de pluie (Duchaufour, 1994).

2.3 Etats de l'eau dans le sol

La teneur en eau des sols est fonction du profil de sol, et par conséquent de sa composition, sa texture et sa structure. Cette quantité d'eau dépend de la porosité et de la pénibilité du sol. Selon **Beauchamp, 2006**, on distingue quatre grands types de forme d'eau en fonction de la taille des porosités:

***L'eau libre:** elle s'écoule librement dans des macroporosités (supérieures à 10 μm) sous l'effet de la gravité. La majorité de cette eau libre circule en profondeur pour rejoindre les nappes phréatiques.

***L'eau capillaire et l'eau liée :** elles remplissent les pores capillaires, c'est-à-dire fins (inférieurs à 10 μm), et sont absorbables par les racines.

***L'eau hygroscopique :** elle est piégée à la surface par des pores très fins (inférieurs à 0,2 μm) et forme une fine pellicule à la surface des particules du sol.

***L'eau d'hydratation** : elle est encore plus microscopique, et est incluse à l'intérieur des minéraux. Ces formes d'eau et notamment les eaux capillaires et liées, représentent des variables fondamentales pour évaluer les réserves d'eau utile (RU) à la végétation (**Duchaufour, 2001**).

Plusieurs états hydriques des sols, allant des sols saturés aux sols secs sont distingués (**Figure 03**). Pour les sols saturés, tous les vides sont remplis et le sol ne peut plus emmagasiner d'eau. Après saturation du sol, l'état de ressuyage apparaît (l'eau de gravité s'écoule et vide les macroporosités). L'eau restante après ressuyage correspond à la capacité au champ, c'est à dire à l'eau qui est retenue dans les porosités des capillaires. L'état de flétrissement est atteint au moment où les racines ne peuvent plus absorber l'eau du sol, car l'eau n'est plus disponible dans les pores capillaires.

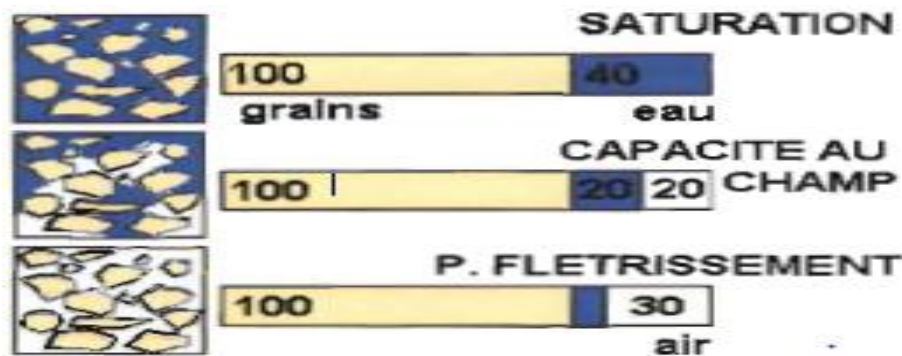


Figure 03 : Etats de l'eau dans le sol, d'après Beauchamp, 2006).

III. Notion d'humidité du sol

3.1 Définition

Il existe dans la littérature plusieurs définitions de l'humidité. En effet la quantité d'eau contenue entre les particules du sol dans la zone non saturée des surfaces continentales est appelée l'humidité du sol (**Truong, 2010**). Selon **Thanh, 2002**, l'humidité du sol est l'eau évaporable contenue dans la portion de sol se trouvant au-dessus de la nappe libre.

L'humidité du sol est un paramètre important dans le bilan hydrique du sol et en irrigation, c'est un facteur intervenant dans la modélisation du drainage, et peut fournir de l'information sur le potentiel hydroélectrique et d'irrigation d'un bassin. Dans les régions de déforestation active, les évaluations de la teneur en humidité du

sol aident à la prévision du volume de ruissellement des taux d'évaporation et de l'érosion du sol.

L'humidité de surface du sol conditionne les échanges avec l'atmosphère par l'intermédiaire du bilan d'énergie à la surface du sol (très différent sur une surface séché ou sur une surface humide), elle est importante en raison de son impact sur l'évaporation du sol et transpiration. Ce qui conditionne les transferts de masse et de chaleur entre la terre et l'atmosphère (**Koster, 2004**).

La connaissance de l'humidité du sol est donc très utile dans les modèles de prévision météorologiques via des modèles de circulation générale. Enfin, une surveillance continue de l'humidité du sol sur une grande échelle, et sur de longues périodes de temps, donne un aperçu des modifications éventuelles du climat.

Cependant, l'humidité du sol est un terme très vague et il est important de le définir. La définition la plus commune de ce terme est la quantité totale d'eau présente dans la zone insaturée.

Pour des raisons pratiques, cette humidité est souvent séparée en deux composantes, l'humidité du sol de surface, correspondant aux premiers centimètres (5cm en général), et l'humidité de la zone racinaire du sol (deuxième réservoir) (**Hillel, 1988**).

L'humidité du sol, aussi appelée quantité d'eau retenue dans le sol, est le quotient de la masse d'eau contenue dans un échantillon par la masse de matière sèche de cet échantillon. Ce quotient varie typiquement de 0,05 g/g à 0,50 g/g. Seuls les sols extrêmement secs, qui ne retiennent que très peu d'eau, comme ceux d'un désert, ont une humidité inférieure à 0,05 g/g. Seuls les sols riches en matière organique, tourbe ou argile absorbent de grandes quantités d'eau et ont des valeurs d'humidité supérieures à 0,5 g/g. La mesure de l'humidité du sol permet de mieux comprendre le rôle du sol dans l'écosystème environnant. Par exemple, l'humidité d'un sol révèle sa capacité à stocker ou à transporter l'eau, influençant la vitesse de régénération des eaux souterraines ou les cours d'eau en surface ainsi que l'évaporation de l'eau dans l'atmosphère. Elle donne aussi une indication de la capacité du sol à fournir de l'eau et des substances nutritives aux plantes, agissant directement sur leur croissance et leur survie.

3.2 Enjeux de la connaissance de l'humidité du sol

L'humidité constitue une variable fondamentale dans plusieurs disciplines des sciences de l'environnement, telles que l'agronomie, l'hydrologie, la météorologie et l'hydrogéologie. Sa connaissance précise est un élément clé pour surveiller la croissance de la végétation, prédire la production agricole, améliorer la gestion des ressources en eau; mieux comprendre les processus de transferts d'eau et de chaleur dans l'interaction entre surfaces continentales et l'atmosphère (**Truong, 2010**).

3.3 Facteurs influençant l'humidité de sol

L'humidité du sol dépend d'un ensemble de facteurs. Elle est influencée par le climat, le sol ainsi que le mode d'occupation du sol (**Eilers, 1991**). Le climat fait référence au bilan hydrique de la zone étudiée. En ce qui concerne le sol, on y inclut les propriétés physiques du sol qui ont une influence sur la vitesse et la direction de l'eau et le temps de saturation. Pour le mode d'occupation, on fait référence aux effets des diverses pratiques agricoles sur la relation entre l'eau et le sol (**Eilers, 1991**).

3.3.1 Influence du climat sur l'humidité du sol

L'apport d'eau en agriculture est fortement basé sur les précipitations. Toute l'eau des précipitations n'atteint pas le sol. Une partie de l'eau est évaporée pendant et après la pluie, les gouttes d'eau peuvent être interceptées en partie par le feuillage. L'eau qui atteint le sol ruisselle, s'infiltre et l'humidifie. S'il y a présence de végétation, les racines absorbent l'eau que la tige et les feuilles évaporent par transpiration. Un sol saturé en eau présente un excès d'humidité sous forme de mares d'eau ou inondation.

3.3.2 Influence de la topographie sur l'humidité du sol

La topographie influence la variabilité spatiale de l'humidité de surface des sols. En effet, on peut observer qu'en haut de pente, l'humidité de surface est normalement plus faible et que plus on se dirige vers le bas, plus l'humidité est élevée (**Pater et McReynolds, 2005**). Ce phénomène est dû au ruissellement ainsi qu'à l'écoulement hypodermique et souterrain le long du gradient de pente. De plus, on peut associer à ce processus un déplacement de particules, plus particulièrement celles de petite taille comme l'argile et le limon fin, qui s'accumulent au bas de la pente. Ces

particules sont facilement compactables, ce qui entraîne une diminution de la porosité, une augmentation de la densité du sol et affecte la teneur en humidité du sol (NRCS, 1996). Ce gradient de pente entraîne également une différence dans l'évolution des sols (Lafond, 1992). Ainsi, on retrouve souvent des podzols sur les crêtes et en haut de pente, des brunisols en milieu de pente et des gleysols ou sols organiques dans les dépressions, en bas ou dans le pied de pente. Le modèle peut être légèrement différent si le socle rocheux présente des ondulations, comme c'est fréquemment le cas dans les Appalaches (plissement appalachien). En bref, la topographie joue un rôle important dans la variabilité spatiale de l'humidité des sols (Lafond, 1992).

3.3.3 Influence de la couverture végétale sur l'humidité du sol

La nature du couvert végétal influence le comportement de l'eau provenant des précipitations. En effet, la végétation s'oppose au ruissellement de surface et favorise l'infiltration. Les *tiges* constituent des obstacles à l'écoulement superficiel puisqu'elles diminuent la vitesse des filets d'eau. Quant aux racines, elles augmentent la perméabilité du sol. La présence et le type de culture influencent grandement les effets d'une précipitation sur un sol. En effet, selon **Beauchamp, 2006**, les conséquences des précipitations seront plus importantes pour une parcelle sous culture de maïs, que pour une prairie. Il établit d'ailleurs qu'une prairie protégera le sol de sorte que seulement 5 % de celui-ci sera affecté par l'eau de pluie comparativement à 50 % pour la culture de maïs. Le choix d'une culture a aussi un effet sur la gestion du sol en modifiant certaines propriétés du sol, telles que sa structure. Une culture sur billons peut entraîner le compactage de la zone non cultivée, qui aura pour effet de créer des zones d'accumulation de l'eau ainsi que des surfaces de sol nues non protégées.

3.3.4 Influence de la structure sur l'humidité du sol

La structure d'un sol a un impact direct sur la variabilité de la teneur en eau de ce sol puisqu'elle contrôle l'infiltration et la percolation de l'eau dans le sol ainsi que les réserves d'eau et de gaz (Shukla et Lai, 2002; Slater et Mancl, 2005). Une bonne structure est le fruit d'une activité biologique (microfaune et méso faune) intense tant sur le plan du nombre que de la variété et de la complémentarité des espèces

présentes (Savoie, 2009). De plus, elle est aussi le résultat d'un assemblage des particules élémentaires sous forme d'agrégats. La teneur en argile et la teneur en matière organique du sol jouent un rôle essentiel dans le degré de structure du sol et sa stabilité temporelle. Un bon assemblage assure au sol une certaine stabilité, une bonne aération et un bon drainage. La Figure 04 illustre quelques exemples de structures de sol formées à partir de différents types de particules et met en comparaison l'écoulement associé à celles-ci.

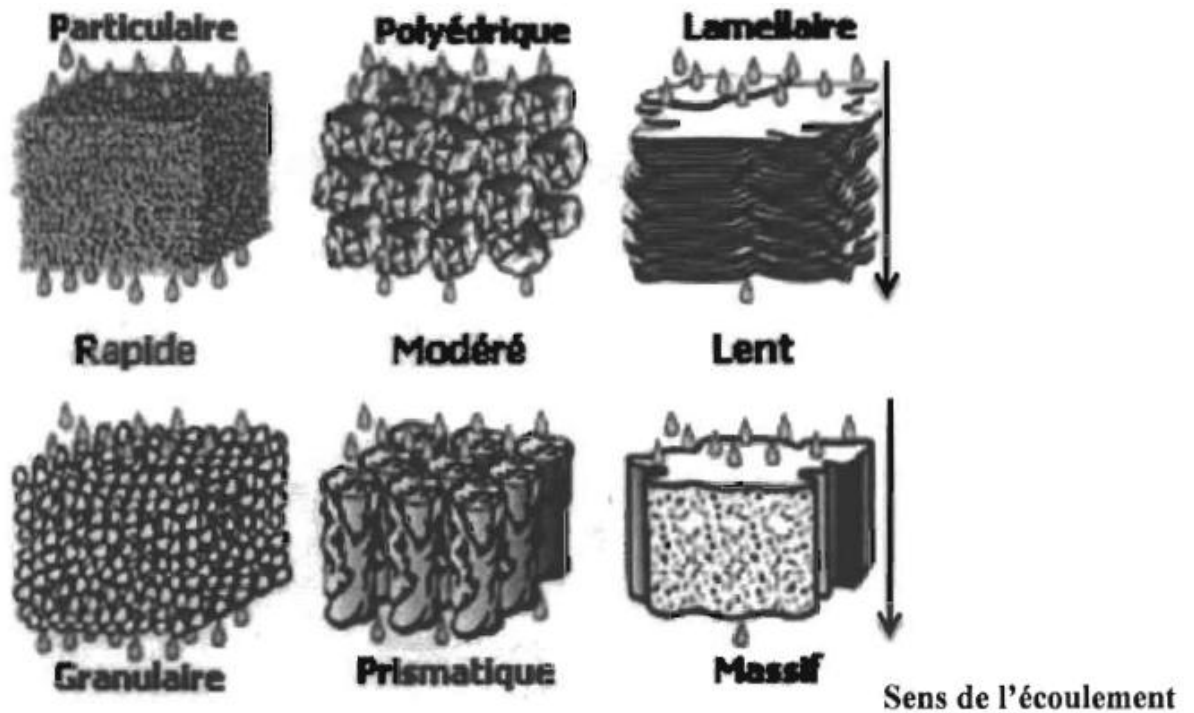


Figure 04 : Différents types de structure du sol et leur effet sur la rapidité d'écoulement de l'eau dans le sol (Labrecque, 2011).

3.3.5 Influence de la Texture sur l'humidité du sol

La texture du sol influence sa teneur en humidité (Fausey, 2002; Pater et McReynolds, 2005). Celle-ci joue à deux niveaux. Plus la texture n'est grossière, comme le sable, plus l'évacuation de l'eau sera facilitée. De plus, contrairement aux sables, les argiles ont une bonne capacité d'échange cationique ce qui leur procure une meilleure capacité de rétention en eau (Fausey, 2002; Pater et McReynolds, 2005). Les fragments grossiers de taille supérieure à > 2 mm ne peuvent généralement pas retenir l'eau et plus leur nombre est grand, la capacité de rétention en eau des sols est moins.

3.3.6. Influence de la matière organique sur l'humidité du sol

La teneur en matière organique influe la teneur en humidité d'un sol, maintenant l'eau dans le sol par sa bonne capacité de rétention (**NRCS, 1998**). Certains sols ayant des teneurs en matière organique très élevées seront saturés en eau. C'est particulièrement le cas en milieu humide (tourbière, marécage, marais, etc.) caractérisé par l'accumulation de matières organiques qui se décomposent très lentement ($> 17\%$ de C organique). Cependant, la matière organique peut, dans certain cas, améliorer les teneurs en humidité des sols, en liant d'autres particules de sols (limons, argiles) pour former des agrégats favorisant ainsi une meilleure structure et porosité du sol (**Fausey, 2002**).

3.4 Les différentes techniques de mesures de l'humidité du sol

L'humidité du sol (ou eau contenue dans le sol) détermine de façon essentielle la variation des caractéristiques de différents matériaux ou sols.

Le taux d'humidité d'un sol en particulier va déterminer les caractéristiques de diffusion ou de stockage de l'eau dans ce sol. Ces caractéristiques concernent aussi bien les intrants solides que liquides qui vont pénétrer dans le sol.

Il existe différentes techniques de mesure de l'humidité d'un sol (ou autres substrats équivalents), certaines sont analysées au laboratoire, d'autres donnent l'état du sol in situ.

3.4.1 Méthodes thermo-gravimétriques

C'est une méthode classique pour mesurer l'humidité d'un échantillon de sol, elle consiste à prélever de manière très minutieuse à l'aide d'une tarière un échantillon de sol dans un cylindre dont le volume et le poids sont connus. Le poids de l'échantillon est mesuré avant et après passage dans une étuve afin d'en déduire l'humidité massique de l'échantillon (maintenir l'échantillon à 105°C , jusqu'à ce que le poids soit constant, généralement autour de 48 heures).

La connaissance de la densité donne la teneur en eau volumique du système. C'est la méthode la plus précise de mesure de l'humidité du sol, elle est indispensable pour calibrer les autres méthodes de mesures, en particulier la méthode neutronique (**Hillel, 1988**).

Elle présente néanmoins de nombreux inconvénients :

- Longue à mettre en place, la méthode est très fastidieuse pour de grands périmètres ;
- Pour de nombreux échantillons, la méthode est souvent qualifiée de destructrice pour le sol, car elle exige bon nombre d'échantillons, surtout si l'on envisage de réaliser un profil d'humidité sur plusieurs centimètres de sol (Walker et al., 2004).
- Les résultats ne sont pas instantanés, et doivent être traités au laboratoire.

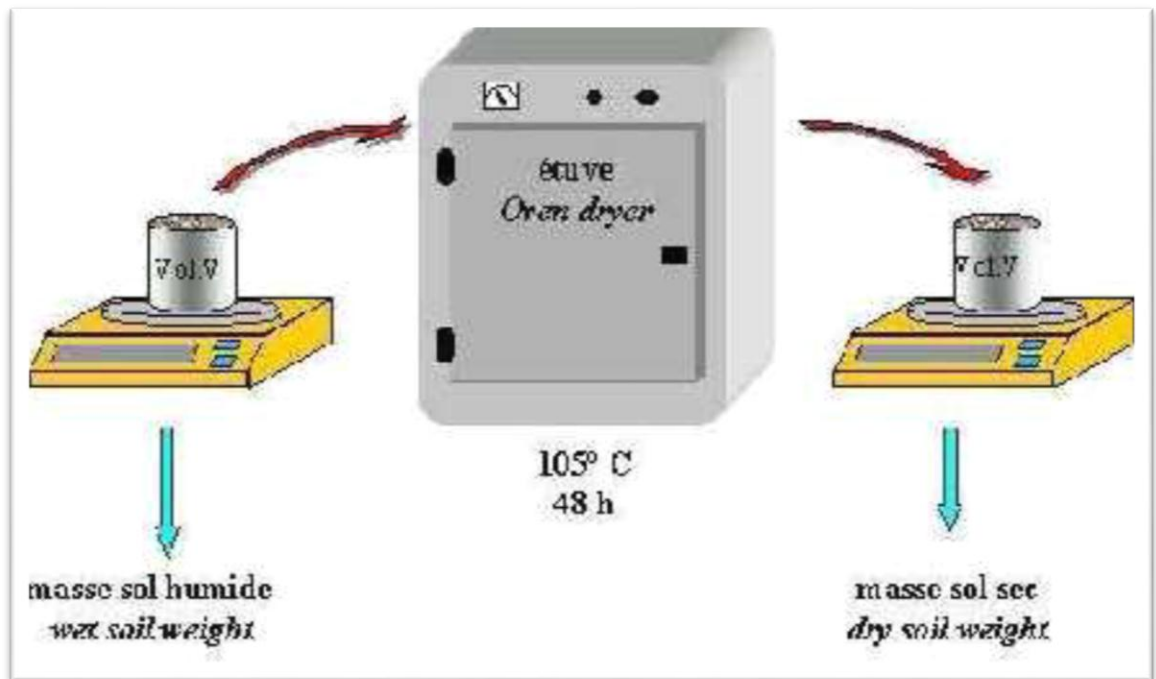


Figure 05 : Schéma type de la méthode thermogravimétrique.

3.4.2 Mesures par les sondes neutroniques

Cette méthode reste particulièrement efficace mais chère et désormais beaucoup trop réglementée (caractère radioactif du principe de l'appareil) pour être utilisée simplement par un opérateur.

Le principe de l'humidimètre neutronique s'appuie sur l'utilisation d'une faible source radioactive qui émet en continu des neutrons rapides. Ces neutrons perdent leur énergie lorsqu'ils percutent des atomes d'hydrogène, devenant lents. Ainsi, le nombre de neutrons lents retournant à la source est lié à la quantité d'atomes d'hydrogène entourant la source. si l'on admet que la majeure partie de l'hydrogène appartient aux molécules d'eau, ce nombre estime la quantité d'eau autour de la source. Cette hypothèse constitue la base de la mesure d'humidité des sols avec la sonde à neutrons.

Lorsque la source est placée dans le sol selon le dispositif présenté sur la **Figure 06**, celle-ci permet d'y estimer la quantité d'eau environnante. L'émission des neutrons étant sphérique, la sonde « explore » l'eau contenue dans le volume sphérique d'environ 40 cm de rayon (**Daudet and Vachaud, 1977**).

De façon pratique, la sonde à neutrons est posée sur un tube d'accès en aluminium placé dans le sol, à l'intérieur duquel la source est guidée. Ce tube, installé une fois pour toute sur un site donné.

Un détecteur placé près de la source compte le nombre N de neutrons lents qui reviennent à la source.

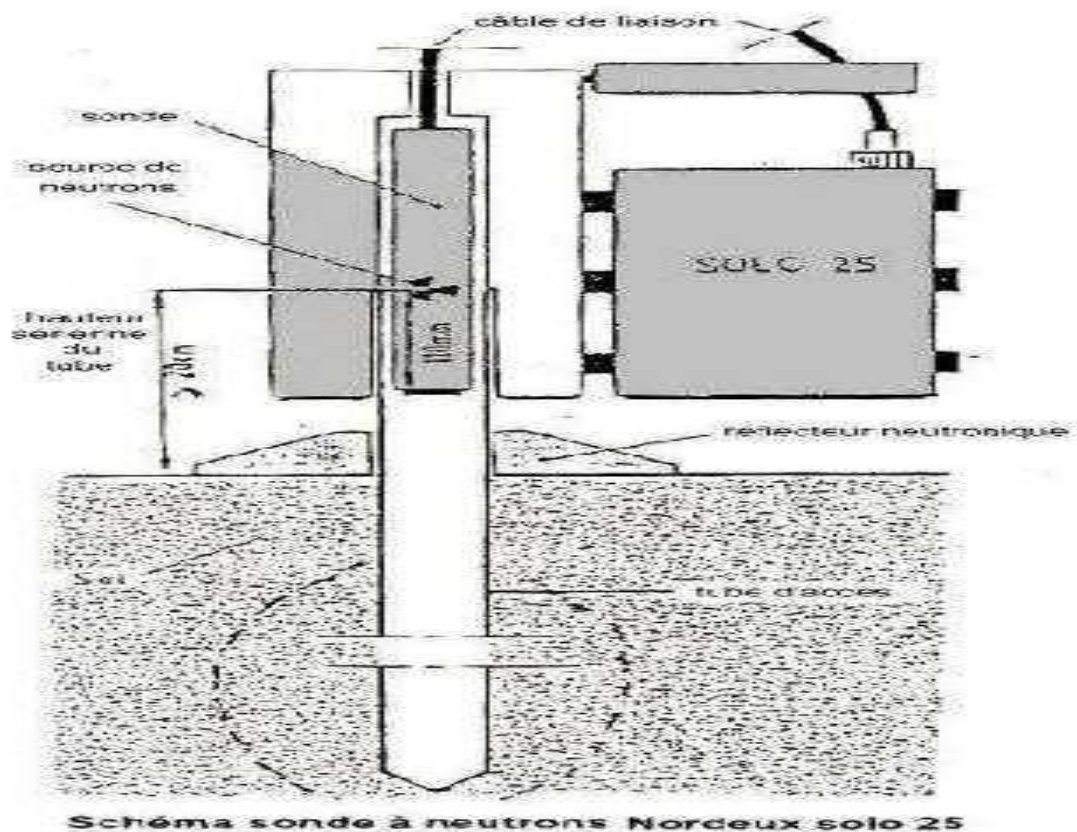


Figure 06 : Schéma d'un dispositif d'un humidimètre à neutrons.

La difficulté majeure de cette méthode repose sur l'installation d'un tube d'accès neutronique de quelques centimètres jusqu'à une profondeur de plusieurs mètres, rendue difficile à cause des hétérogénéités du sol. De plus pour obtenir la teneur en eau il est nécessaire de réaliser une calibration en fonction du type de sol étudié.

De plus elle présente un autre inconvénient d'ordre technique, puisque la méthode est très influencée par le rayonnement superficiel.

3.4.3 Méthode par Tensiomètre

La canne tensiométrique se présente comme un tube obturé à l'une de ses extrémités par un bouchon auto-cicatrisant. L'autre extrémité est constituée d'une céramique poreuse qui assure la circulation de l'eau et donc de la solution du sol à l'intérieur du tensiomètre et pour créer ainsi un équilibre physico-chimique entre l'eau du tube et celle du sol (**Figure 07**).

Le tensiomètre, dont on a au préalable saturé la céramique poreuse, est placé sur le site à l'aide d'une tarière. Dans notre cas, chaque site est équipé de quatre tensiomètres qui nous indiqueront la tension aux profondeurs 25, 50, 75 et 100 cm.

Le tensiomètre doit être rempli d'eau jusqu'à 5 mm du bord supérieur du tube. Le tube est alors fermé à l'aide du bouchon auto cicatrisant. Le déficit en eau du sol entraîne une diminution du niveau dans le tube et crée ainsi une tension qui sera mesurée à l'aide d'un tensiomètre électronique à aiguille hypodermique de type « SMS 2500S ».

La mesure tensiométrique va nous permettre d'évaluer la succion que crée le déficit en eau du sol à l'intérieur des tubes. Les « Tensionics » ont également la propriété de posséder des capillaires qui permettent de collecter les échantillons d'eau contenus dans la céramique poreuse. En effet, après 8 à 10 jours, la diffusion des ions à travers la céramique permet d'obtenir un équilibre chimique entre la solution contenue dans la céramique et la solution du sol.

Bien que l'eau contenue dans la céramique soit en équilibre avec l'eau du sol, il n'en va pas de même avec l'eau contenue dans les capillaires ce qui entraîne une dilution des ions dans l'échantillon. Il faut donc appliquer une correction des concentrations mesurées dans ces échantillons.

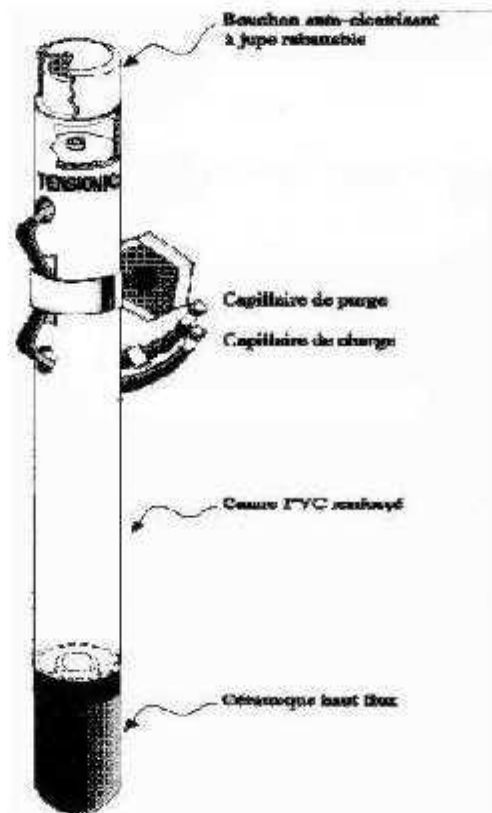


Figure 07 : Schéma d'une canne tensiométrique.

Enfin, l'utilisation de cet appareil présente des difficultés lorsque les conditions climatiques sont sèches. En effet, lorsque le déficit en eau du sol est trop important, la diminution du niveau dans le tube est telle que celui-ci fini par se vider. Il est alors impossible de mesurer la succion ou de prélever un échantillon.

3.4.4 Méthode capacimétrique

Méthode électromagnétique (mesure de la permittivité diélectrique) économique, mais au volume d'influence limité (1 à 2 cm autour des pointes du capteur) et influencée par le type de sol, la température et la salinité.

Les humidimètres capacitifs gagnent en popularité maintenant qu'ils sont offerts sur le marché, car ils fournissent des lectures continues. Il reste qu'en raison de leur coût, ces appareils servent principalement dans des essais. Les sondes capacitives actuelles sont conçues pour être installées en un lieu fixe dans le champ, pour toute la saison de croissance.

Elles sont compatibles avec des niveaux élevés d'automatisation et/ou de télémétrie. Des contraintes de coût limitent souvent le nombre de sondes capacitives utilisées. L'emplacement de l'instrument est primordial pour assurer une information représentative du champ surveillé.

Pour son utilisation Dans l'estimation de l'humidité du sol, on installe une conduite d'accès imperméable à l'eau dans laquelle on insère la sonde (les conduites d'accès sont généralement installées en permanence et ne bougent pas d'une année à l'autre).

De nombreux points de mesure d'humidité peuvent être fixés le long de la sonde pour obtenir des lectures à différentes profondeurs, selon la profondeur d'enracinement des cultures.

3.4.5 Méthode 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.

Les sondes TDR cherchent aussi à mesurer la permittivité relative du sol mais cette mesure s'effectue grâce à un générateur-enregistreur d'ondes électromagnétiques.

Une onde est créée par la sonde et se propage le long d'un guide d'ondes (tige métallique parallèle) puis arrivant au bout de ce guide, se réfléchit et est enregistrée par la sonde (**Figure 08**).

Le temps d'aller-retour de l'onde permet de calculer sa vitesse (V) qui est liée aux parties réelles et imaginaires de la permittivité relative du sol.

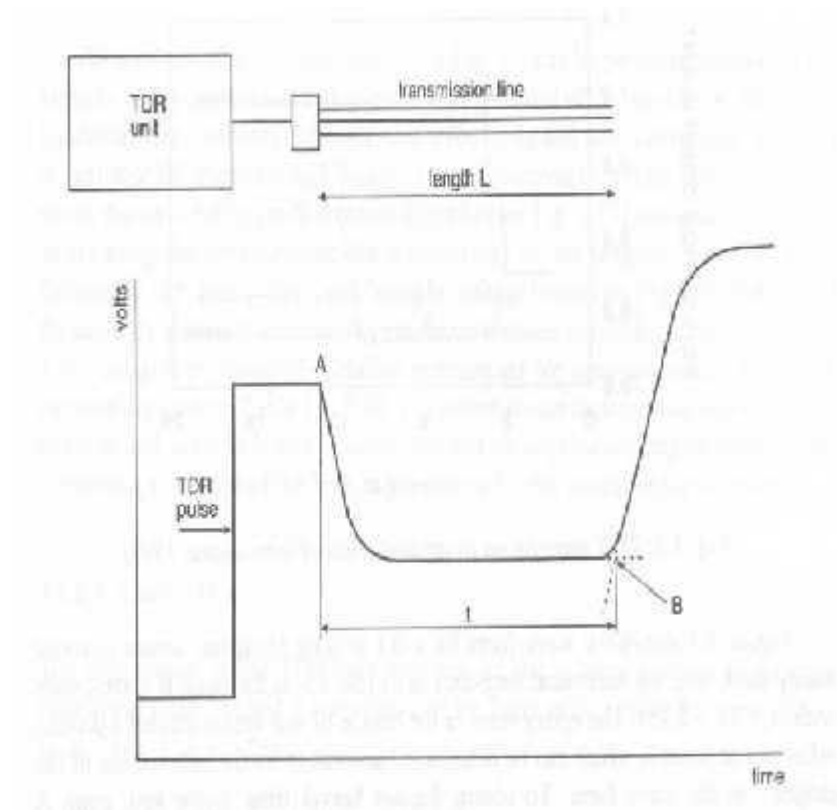


Figure 08 : Schéma d'une sonde TDR et du signal théorique obtenu.

La partie imaginaire étant négligeable de vante la partie réelle aux fréquences utilisées dans les sondes TDR, il est possible de simplifie la relation (ϵ_r), vitesse de l'onde (v) :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

Avec C la célérité d'une onde électromagnétique dans le vide (3.108m/s).

La relation de Topp (1980) est très souvent utilisée pour retrouver la teneur en eau :

$$\theta = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,9 \cdot 10^{-2} \cdot \epsilon_r - 5,5 \cdot 10^{-4} \cdot \epsilon_r + 4,6 \cdot 10^{-2} \cdot \epsilon_r$$

Néanmoins, cette relation peut être incertaine notamment dans le cas de sol très conducteur. Les sondes TDR investiguent un volume légèrement plus important (dépendant principalement de la longueur du guide d'ondes) que les sondes capacitives mais leur mise en valeur est aussi délicat.

3.5 Modélisation de l'humidité du sol

La détermination de l'humidité du sol peut être approximé par des modèles conçus spécialement pour déterminer l'humidité du sol. Dans ce cas, il est nécessaire de passer successivement par quatre phases:

- la dynamique de l'eau dans le sol ;
- l'évaluation de la réserve en eau du sol ;
- la circulation de l'eau du sol dans son paysage :
- le bilan hydrique du sol.

A chaque phase, on peut établir un modèle partiel, dont les éléments sont constitués de questions auxquelles l'interprétation des images et des photographies permet presque toujours de répondre.

On passe successivement d'un modèle à l'autre afin d'intégrer successivement les aspects statiques et dynamiques de l'eau dans le sol, puis les aspects spatiaux et enfin et temporel (bilan hydrique).

Le modèle 1 : dynamique de l'eau dans le sol

Il faut suivre l'enchaînement des questions proposées. On a indiqué en italique les questions dont les réponses pouvaient être trouvées pour l'interprétation des images ou photographies.

Les chaines de questions proposées se terminent soit par divers types de dynamiques qui seront réutilisés dans le modèle 3, soit par des renvois au modèle 2 ou au bilan hydrique.

Le modèle 2 : évaluation de la réserve en eau du sol

Ce modèle ne compte dans l'évaluation en eau du sol que certains des éléments nécessaires qui sont interprétables sur des documents de télédétection.

Les limites de profondeurs : 40-80-120 sont arbitraires. Ils correspondent à un classement qualitatif ordonné. A partir de ces éléments, on renvoie à des évaluations $R+1$, $R-2$, $R+3$, etc.....

Ceci permet de classer les réserves en eau des divers sols d'une région.

Il ne peut être question de donner des valeurs précises de la réserve avec ce modèle. Une fois le classement fait, on peut alors donner une valeur minimale et une valeur maximale de la réserve en eau des sols de la région étudiée, et ainsi, caler et déterminer les valeurs des réserves en eau de chaque sol.

Pour un sol déterminé, il est possible d'avoir plusieurs couches de sol dont les réserves soient différentes. Il faut donc pour le sol faire la somme des réserves et donc, effectuer plusieurs boucles sur le modèle.

Pour une même couche de sol, plusieurs aspects peuvent intervenir.

On obtient plusieurs évaluations qu'il faut sommer en S. par exemple, pour un sol de texture limoneuse, et battant, il faut faire :

$$(R-1)+(R-1) \text{ ----} S=R-2$$

Cette somme sera multipliée par un facteur de profondeur. On arrive ainsi au calcul de RE: réserve en eau du sol.

Le modèle 3 : humidité des sols

Ce modèle prend en compte la position topographique du sol étudié, afin d'évaluer les arrivées ou les départs d'eau au niveau du paysage.

Il nécessite la prise en compte des résultats des modèles 1 et 2. Il permet de déterminer l'humidité du sol en fonction des temps, la référence étant celle des états successifs d'humidité du sol calculés par la méthode classique du bilan hydrique (**Girard, 1970**).

A partir de ces modèles, on peut donner une appréciation :

- sur la valeur de la réserve en eau du sol.
- sur la durée des périodes : d'engorgement du sol, d'assèchement du sol, de sécheresse du sol, de reconstitution du stock en eau du sol
- sur la dynamique de l'eau dans sol.

Avec l'interprétation des images et photographies, on peut établir la répartition spatiale de l'humidité des sols. si l'on peut disposer de document pris à diverses dates, on peut alors ajuster les modèles et espérer une prévision des divers états d'humidité des sols.

Chapitre 02

La Télédétection

I. La télédétection

1.1 Définition

La télédétection est la technique qui, par l'acquisition d'image, permet d'obtenir de l'information sur la surface de la terre sans contact direct, avec celle-ci. Elle englobe tout le processus qui consiste à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et à analyser l'information, pour ensuite mettre en application cette information.

La technologie de la télédétection a évolué progressivement vers l'intérêt scientifique après la seconde guerre mondiale. Le début de son développement a été conduit principalement par des usages militaires. Plus tard, les données de télédétection sont devenues largement utilisées pour des applications civiles. La gamme des applications de télédétection comprend l'archéologie, l'agriculture, la cartographie, génie civil, la météorologie et de la climatologie, des études côtières, la foresterie, la géologie, les systèmes d'information géographique, les risques, l'utilisation des terres et du couvert végétal, les catastrophes naturelles l'océanographie et les ressources en eau (**Bannari et al., 1995**).

D'un point de vue application, et surtout pour l'observation de la terre, la télédétection est un outil de collecte des données raster ou des images. Les images de télédétection représentent un enregistrement objectif du spectre qui concerne les propriétés physiques et la composition chimique des matériaux de la surface de la terre (**Liu et Philippa, 2009**).

Le traitement d'image devient ainsi un outil indispensable pour l'extraction des informations thématiques et/ou quantitatives de l'image. Pour une analyse plus complète, les images doivent être analysées en conjonction avec d'autres données complémentaires, telles que les thématiques existants : les cartes de la topographie, la géomorphologie, la géologie et l'utilisation des terres, ou avec géochimiques et géophysique, données d'enquête ou de données «réalité de terrain », logistiques et des outils d'information, là ou un système d'information géographique(SIG) entre en jeu. Les SIG contient des outils très sophistiqués pour la gestion, l'affichage et l'analyse de tous les types d'information à référence spatiale (**longley et al., 2009**).

1.2 Principe de la Télédétection

La télédétection est l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci.

Le principe de la télédétection est similaire à celui de la vision de l'homme, elle est le résultat d'interaction de trois éléments fondamentaux :

1-La cible qui est l'élément ou la portion de la surface terrestre observée par le satellite.

2-La source d'énergie qui éclaire la cible en émettant une onde électromagnétique.

Trois sources d'énergie sont utilisées en télédétection. La partie du rayonnement réfléchi par la surface de la terre est alors captée et enregistrée par le capteur satellitaire. Ce processus illustre la télédétection optique, dans les domaines du visible et du proche infrarouge. Mais la source d'énergie n'est pas forcément le rayonnement solaire. La surface terrestre se comporte également comme source d'énergie en émettant un rayonnement qui peut être capté et enregistré par les capteurs satellitaires. Enfin, le capteur satellite peut lui-même être source d'énergie en émettant grâce à une antenne, un rayonnement vers la surface terrestre, puis en enregistrant la partie du rayonnement rétrodiffusée. Ce processus est celui de la télédétection active dans le domaine des hyperfréquences.

3-Le capteur ou plateforme de télédétection mesure l'énergie réfléchi par la cible.

Lorsque le satellite ne fait que capter le signal réfléchi, on parle de la télédétection passive et lorsque le satellite émet une onde vers la cible et enregistre l'écho, on parle de la télédétection active. Ces plates-formes peuvent être situées près de la surface terrestre, comme par exemple au sol, dans un avion ou un ballon ou à l'extérieur de l'atmosphère terrestre.

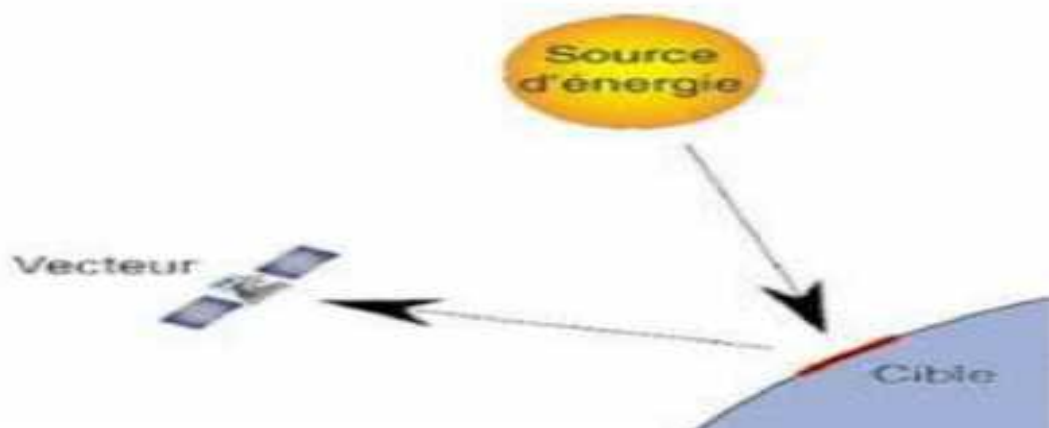


Figure 09 : Principe de la télédétection.

1.2.1 Le spectre électromagnétique

Le spectre électromagnétique représente la répartition des ondes électromagnétique en fonction de leur longueur d'onde, de leur fréquence ou bien encore de leur énergie.

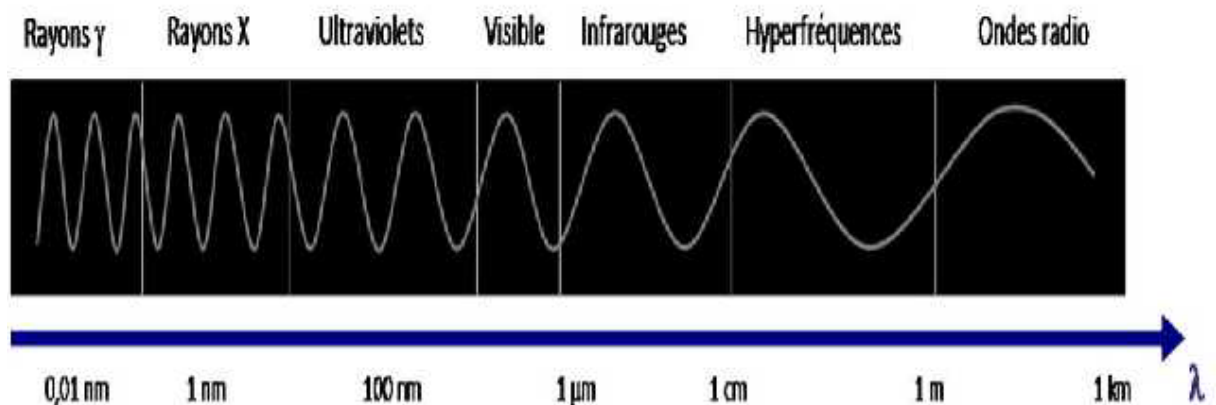


Figure 10 : Spectre électromagnétique source.

Le spectre électromagnétique s'étend des courts longueurs d'onde (dont font partie les rayons gamma et les rayons X) aux grandes longueurs d'onde (micro-onde et ondes radio).

Deux fenêtres spectrales sont principalement utilisées dans notre étude.

-le domaine du visible : la fenêtre du visible qui s'étend entre $0,4\mu\text{m}$ et $0,7\mu\text{m}$ est la seule fenêtre du spectre électromagnétique qui est perceptible par l'oeil humain.

-le domaine des infrarouges (proche IR, IR moyen et IR thermique).

Le domaine des infrarouges est relativement étendu puisqu'il couvre les longueurs d'onde de $0,7\mu\text{m}$ à $100\mu\text{m}$.

A. Le proche infrarouge

Le proche infrarouge ($0,7\mu\text{m}$ à $1,6\mu\text{m}$) est la partie du spectre électromagnétique qui vient juste après le visible (couleur rouge). Ce domaine du spectre électromagnétique est très utilisé en télédétection pour différencier les surfaces naturelles qui se caractérisent par de très importantes variations de la réflectance à cette longueur d'onde. Il permet également l'étude des surfaces continentales, et notamment de distinguer les surfaces végétalisées des surfaces minérales car les surfaces couvertes par la végétation se distinguent par une forte réflectance dans les longueurs d'onde du proche infrarouge, alors qu'elles réfléchissent peu le rayonnement dans le visible.

B. L'infrarouge moyen

L'infrarouge moyen ($1,6\mu\text{m}$ à $4\mu\text{m}$) permet de façon générale d'étudier les teneurs en eau des surfaces. Il est très utilisé en foresterie et en agriculture, notamment pour cartographier les couverts végétaux en état de stress hydrique.

C. L'infrarouge thermique

Dans ce domaine spectral ($4\mu\text{m}$ à $15\mu\text{m}$), le rayonnement dépend des propriétés d'émissivité des surfaces et les capteurs satellitaires mesurent la température apparente des objets. En effet une partie du rayonnement visible et proche infrarouge parvenant à la surface de la terre est absorbée par les objets, puis réémise sous forme de chaleur à une plus grande longueur d'onde.

1.2.2 Interactions du rayonnement avec l'atmosphère

Lors de son trajet depuis la source (le soleil) vers la cible (surface terrestre), puis de la cible vers le capteur, le rayonnement électromagnétique subit des interactions avec les molécules gazeuses et les particules (aérosols, gouttelettes d'eau, poussières) présentes dans l'atmosphère. Deux phénomènes essentiels se produisent :

l'absorption et la diffusion atmosphériques. Les molécules gazeuses et particules présentes dans l'atmosphère vont provoquer un blocage et/ou une déviation du rayonnement, diminuant ainsi l'énergie transportée par le rayonnement électromagnétique

Le rayonnement qui n'est pas absorbé ou diffusé dans l'atmosphère peut atteindre et interagir avec la surface de la terre lorsque l'énergie atteint la cible, la surface peut absorber l'énergie la transmettre ou réfléchir l'énergie incidente. En mesurant l'énergie réfléchie ou émise par la cible avec une variété de longueurs d'onde, nous pouvons construire la signature spectrale pour un objet.

1.2.3 Interactions du rayonnement avec la cible

Lorsque le soleil éclaire la surface terrestre, des interactions se produisent entre le rayonnement et la cible illuminée. En fonction des propriétés et des caractéristiques de la cible, une partie du rayonnement est réfléchie vers le capteur satellitaire.

Chaque objet ou chaque surface possède ainsi une réponse spectrale bien précise à une longueur d'onde donnée. L'ensemble des réponses spectrales à différentes longueurs d'onde constitue ce qu'on appelle la signature spectrale d'une surface.

Chaque type de surface peut ainsi être caractérisé et identifié sur une image.

1.2.4 Signatures spectrales principales surfaces naturelles

La signature spectrale d'un objet correspond à l'expression de la réflectance (rapport, exprimé en %, de la luminance mesurée par le satellite sur le rayonnement incident) de l'objet en fonction de la longueur d'onde. Chaque domaine spectral apporte une information bien particulière sur la nature du corps observé (**Maurel, 2002**).

En fonction de la nature et des caractéristiques intrinsèques des objets et des surfaces, le rayonnement incident interagira avec la cible selon l'une ou l'autre des propriétés citées précédemment, ou de manière générale selon une combinaison de ces propriétés. Chaque surface possède ainsi une signature spectrale-quantité d'énergie émise ou réfléchie en fonction de la longueur d'onde-qui lui est propre et qui permettra son identification sur les images satellitaires.

A. La végétation

La structure anatomique des feuilles joue un rôle très important dans la signature spectrale de la végétation. Si les pigments chlorophylliens absorbent la majeure partie du rayonnement visible qui leur parvient, ils sont en revanche totalement transparents au rayonnement de plus grande longueur d'onde. La structure interne des feuilles en santé agit comme un excellent réflecteur diffus pour les longueurs d'onde de l'infrarouge.

Les longueurs d'onde bleue et rouge sont absorbées par la chlorophylle. Les vertes sont très faiblement réfléchies par la feuille.

Le comportement spectral varie non seulement en fonction des types de végétaux, mais également selon l'état de santé d'une plante. La teneur en eau des feuilles est aussi un facteur qui va fortement influencer la signature spectrale de la végétation, dans les longueurs d'onde de l'infrarouge moyen.

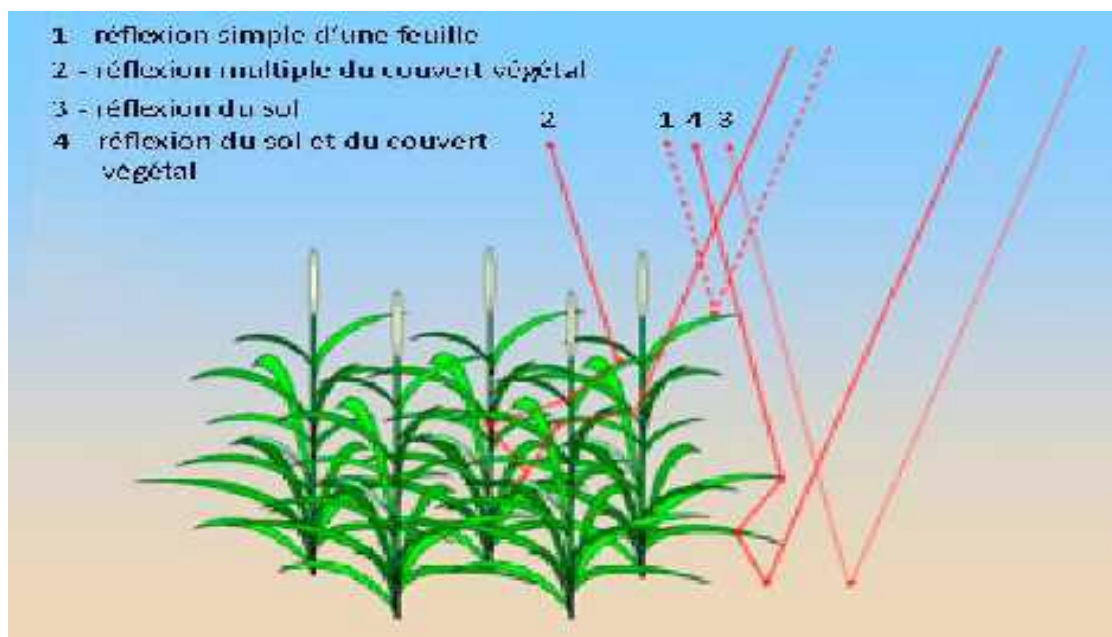


Figure 11 : Comportement spectral de la végétation dans le domaine du visible et l'infrarouge.

Plus la teneur en eau est forte, plus la réflectance de la végétation diminue, en particulier aux longueurs d'onde 1450 nm et 1900 nm qui correspondent aux bandes d'absorption de l'eau. Ce Domain de longueur d'onde est très utile en télédétection

des couverts végétaux, il permet notamment de détecter les plantes en état de stress hydrique (**Sanderson, 2011**).

B. Le sol

En ce qui concerne la signature spectrale des sols, on note un accroissement régulier de la réflectance au fur et à mesure qu'on se déplace vers les grandes longueurs d'onde. Les discontinuités que l'on observe dans le proche infrarouge et l'infrarouge moyen sont dues aux bandes d'absorption de l'eau. L'étude des propriétés spectrales des sols est toute fois particulièrement complexe car elle doit tenir compte de la nature hétérogène du sol qui contient à la fois des matières minérales et organique, mais aussi une composante liquide ; tous ces éléments vont influencer la réflexion du rayonnement.

C. L'eau

L'eau a une réflectance très faible dans toutes les longueurs d'onde, elle absorbe cependant un peu moins les ondes les plus courtes, d'où sa couleur bleu. Sa signature spectrale dépend à la fois des molécules qui la constituent, mais aussi des éléments dissous ou en suspension dans la colonne d'eau, comme les organismes phyto-planctoniques, les sédiments ou les substances jaunes.

Plus l'eau est turbide, plus elle contient des matériaux sédimentaires, plus sa réflectance augmente dans toutes les longueurs d'onde est notamment pour les ondes les plus longues.

2.3 Télédétection multi spectrale

Les images de télédétection sont acquises par le capteur à bord des avions et des satellites, tels que les satellites d'observation de la terre. Les systèmes optiques multi spectrale sont des capteurs passifs qui utilisent le rayonnement solaire comme la principale source d'éclairage pour l'imagerie.

L'utilisation de plusieurs bandes spectrales vise à exploiter des « vues » différentes de la cible pour en faciliter l'identification. Plusieurs études ont été faites pour identifier les meilleures bandes spectrales pour l'identification et l'analyse de cibles spécifiques.

En mesurant l'énergie réfléchié ou émise par la cible avec une variété de longueurs d'onde nous pouvons construire la signature spectrale pour un objet en

comparant les signatures de différents objets, nous pouvons les distinguer les uns des autres, alors que nous ne pourrions peut-être pas les distinguer si nous les comparions seulement avec une longueur d'onde.

Par exemple, l'eau et la végétation peuvent avoir une signature spectrale similaire aux longueurs d'onde visibles, mais sont presque toujours différenciables dans l'infrarouge. Pour interpréter correctement l'interaction du rayonnement électromagnétique avec la surface, il est important de savoir où regarder dans le spectre et de comprendre les facteurs qui influencent la signature spectrale de la cible.

2.4 Image satellite

Une image satellite représente une photo d'une partie de la Terre, prise de l'espace. Cette image est prise par un satellite placé en orbite autour de la planète. A la différence des images obtenues d'un appareil photo, ou dessinées sur du papier, une image satellite est une image numérique, traitée informatiquement, et celle-ci est mise en place à partir d'ondes transmises par le satellite à l'équipement au sol.

L'image numérique est fabriquée par un assemble de pixels, représentés par une série de "Bits", ayant chacun comme caractéristique un niveau de couleur ou de gris prélevé à l'emplacement correspondant dans l'image réelle, cet emplacement étant défini par ses coordonnées cartésiennes dans un plan d'ordonné y, d'abscisse x et de centre O. Grâce à leur altitude, les satellites fournissent des images de grande taille. Dans le jargon, l'image prise est appelée « scène ». Effectivement, une image satellite représente en moyenne une « scène » de 60 km de côté. La résolution des images joue un rôle important : la précision d'un pixel peut aller de 20 à 30 mètres en couleur et jusqu'à 1 ou 2 mètres en noir et blanc. Ceci dépend des capacités et de l'altitude du satellite. Grâce à la technologie qui s'améliore de jour en jour, les satellites les plus récents fournissent des images comparables à des photosaériennes.

2.4.1 Image numérique de télédétection

Une image de photographie est toute forme de représentation en deux dimensions.

L'image numérique est divisée en petits morceaux de taille et de forme égale, que nous nommons pixels. La luminosité de chaque pixel est représentée par une

valeur numérique (CN). L'ordinateur affiche chaque valeur numérique comme un niveau de luminosité.

L'objectif est de représenter une portion de l'espace géographique. Dans son principe, l'élément de l'image numérique exprime une grandeur physique, la luminance exprimant l'énergie réfléchie ou émise. L'image ne contient qu'une mesure relative de luminance exprimée en ton de gris (un nombre compris entre 1 et 255) à ce contenu de luminance ajoute celui de son positionnement dans la dimension spatiale.

II. La place des techniques de télédétection

2.1 Caractéristiques principales de ces techniques

Le facteur superficie et la variabilité spatiale de l'humidité du sol est l'enjeu principal de la télédétection : Celle du suivi dans le temps et dans l'espace de phénomènes essentiellement dynamiques, l'urgence qu'il y a à intervenir, la difficulté à obtenir des séries d'information faibles privilégient les techniques de télédétection dans l'éventail des instruments dont on dispose.

Les techniques de télédétection satellitaire permettent en effet une vue d'ensemble de certains phénomènes terrestres ainsi que de ses ressources naturelles. En outre, la répétitivité de ces informations donne une vision dynamique des phénomènes observés.

2.2 Les aspects positifs de l'utilisation des techniques de télédétection

En simplifiant à l'extrême, avec tous les risques que toute simplification entraîne, l'on peut dire que les notions fondamentales du contrôle de la désertification sont :

- l'information directe et instantanée
- les grands espaces géographiques.

Les techniques de télédétection répondent parfaitement à ces deux notions. Elles peuvent en effet analyser des phénomènes sur de longues périodes et ce, sans se soucier de frontières administratives ou humaines. Mais ces notions de durée et d'espace sont consommatrices d'énergie et d'argent.

Par ailleurs, les techniques de télédétection permettent aussi un gain de temps très important et donc finalement d'argent. Par rapport aux techniques classiques

permettant d'inventorier et de suivre les connaissances indispensables telles que l'évolution de la superficie du couvert arboré dans l'espace et le temps. De plus, elles rendent possibles ce qui, sans elles, seraient dans le contexte actuel, humainement et financièrement parlant impossible, tel qu'inventories classer, cartographier les bassins versants élémentaires ou encore estimer l'humidité d'un sol pour des périmètres de grands envergures (supérieurs à 5000 hectares).

Leurs interventions majeures semblent se situer principalement au niveau des études préparatoires à un projet de développement agricole, plutôt qu'au niveau de l'exécution du projet.

2.3 Contraintes et risques de l'utilisation des techniques de télédétection

Toute fois, les techniques de télédétection, même insérées dans un éventail d'autres techniques, chacune épaulant l'autre, ont besoin pour faire épanouir toutes leurs possibilités.

D'une véritable chaîne technologique allant des satellites de support des capteurs, à l'utilisateur final qui doit pouvoir « lire » les informations tirées des images satellitaires pour un terroir donné, comme support de ses interventions dans l'estimation de l'information à grandes échelles.

Or, le risque est très grand, devant l'évolution rapide des techniques et la recherche de performances accrues, au niveau de la résolution par exemple. Ou sous la pression de « Clients » plus exigeants dans les pays économiquement avancés. De voir cette chaîne pourtant déjà bien légère-se distendre chaque jour davantage, creusant ainsi le fossé déjà très large entre les potentialités offertes par la télédétection et l'usage trop limité que l'on en fait pratiquement.

III. Les apports de la télédétection

Selon les longueurs d'onde utilisées, les informations obtenues permettent d'obtenir des renseignements variables selon la profondeur.

Avec les micro-ondes, il est possible d'avoir des informations sur des épaisseurs variant de quelques centimètres au mètre. Les recherches sont actuellement en cours. Mais les résultats s'obtiennent sur le terrain, ne permettent pas encore de tirer des conclusions certaines, les réponses ne dépendant pas uniquement de l'humidité du sol.

Avec l'infrarouge thermique, on obtient une estimation de la conductivité thermique de la surface du sol. La conductivité thermique du sol est faible lorsqu'il est sec et plus forte lorsqu'il est humide. La conductivité varie aussi avec la porosité du sol. Pour être interprétées correctement, il est nécessaire de comparer les mesures dans diverses longueurs d'ondes, ou en fonction du temps (réponses de jour, de nuit, etc.)

Des travaux effectués sur le terrain ont montré (**bialousz, Girard, 1978**) que :

-si le taux en matière organique est fort (supérieur à 3-5%) et entraîne une faible clarté de la couleur (clarté 4 pour le code Mansell), l'état de rugosité du sol et son humidité l'interviennent pratiquement pas sur la réflectance, celle-ci ne dépasse pas 20% dans le visible ou le proche infrarouge (800-1100nm).

-Dans le cas où le taux en matière organique est moyen, ou faible :

-Pour un même sol, ayant la même rugosité, s'il est humide, la réflectance est plus faible qu'il est sec.

En fait sur le terrain, les quatre facteurs structuraux du sol, texture, porosité, et humidité sont liés. Pour différencier l'effet humidité de l'effet texture, il faudrait obtenir des données de réflectance dans les bandes d'absorption de l'eau : 1450nm et 2400 nm. Or, ces deux bandes ne sont pas accessibles du fait de l'absorption atmosphérique. La seule solution restante semble être celle concernant les bandes à 950 nm et 1150 nm.

Pour comprendre comment intervient la structure du sol et sa porosité, il est nécessaire de comparer les réponses du même sol en fonction des diverses périodes hydriques du sol dans l'année. Une telle étude permettrait de séparer ce qui est dû à l'humidité propre du sol et à ses composantes structurales, texturales et porales.

Il serait ainsi possible de déterminer quelle est la répartition de l'eau en profondeur, par l'évolution dans le temps des réponses dans les diverses bandes spectrales.

IV. Mesure de l'humidité du sol par télédétection

La télédétection est une approche particulièrement adaptée pour acquérir des informations concernant l'humidité du sol à l'échelle globale. De nombreuses études ont montré que la télédétection micro-ondes était la méthode de mesure la plus appropriée. (**Njoku et Entekhabi, 1996; Jones et al., 2004**).

La télédétection permet d'enregistrer une information relative au milieu observé. Il s'agit toujours d'une mesure intégrée spatialement dont la surface varie en fonction du capteur utilisé. Comme cela est présenté dans les paragraphes précédents, il est complexe de disposer de mesures d'humidité du sol de terrain intégrées spatialement.

La comparaison des données satellites aux données du terrain doit tenir compte de la différence d'échelle spatiale d'observation.

L'observation de la zone d'intérêt par un capteur se fait lorsque l'orbite du satellite passe au-dessus ou à proximité de celle-ci. Le satellite peut se trouver sur une orbite montante ou des cendantes.

En fonction de la distance de la trace de la zone d'étude, le capteur enregistrera des informations selon un angle d'observation plus ou moins élevé selon l'orbite et l'angle, la surface au sol observée sera semblable mais non identique.

Ainsi, la contribution des différents types d'occupation du sol de la zone d'intérêt sera légèrement différente d'un enregistrement à un autre. De ce fait la valeur enregistrée peut varier sans que les conditions de surface n'aient changé.

L'enregistrement d'une information intégrée spatialement prend en compte la contribution de l'humidité du sol quelle que soit la localisation géographique de l'événement pluvieux.

Une augmentation de l'humidité du sol peut être traduite par le capteur sans qu'aucune station n'enregistre de variation si elles ne se situent pas sous le passage de l'évènement pluvieux.

Il est très délicat de palier à ce problème sans avoir à disposition un réseau de stations dont la maille est inférieure à la taille des événements pluvieux. L'utilisation d'informations complémentaires telles que des produits satellites de précipitations peut permettre de limiter l'incertitude (ces produits présentant également une marge d'erreur).

Les capteurs enregistrent une information sur l'humidité du sol des premiers centimètres du sol qui varie selon l'humidité et les caractéristiques du capteur.

Les sondes sont implantées à une profondeur fixe de 5 centimètres. Les profils temporels enregistrés par les capteurs et les sondes sont donc légèrement divergents.

4.1 Autres facteurs influant la mesure de l'humidité du sol

Deux principaux facteurs interviennent dans l'estimation et l'humidité du sol :

4.1.1 La morphologie et la surface du sol

L'étude de la surface du sol, par exemple : battance, rugosité, types de ruissellement, aménagements du modèle par l'homme, couvertures végétales, pierrosité, etc. L'étude des pentes, des formes morphologiques et leurs dynamiques, permet de cerner la dynamique de l'eau externe au sol, et aussi parfois, la dynamique interne.

4.1.2 La végétation

La végétation par l'alimentation de ses racines et par son mode de développement, est capable de lire ce qui se passe dans la profondeur du sol, jusqu'au niveau de son enracinement. On peut, de cette façon, obtenir des renseignements concernant la profondeur du sol, la texture, la porosité, la perméabilité, le calcaire, le PH, la végétation donne aussi des indications sur l'extension spatiale des phénomènes.

V. Les méthodes de mesure l'humidité du sol par télédétection**5.1 L'infrarouge thermique**

Les objets qui ont une température supérieure au zéro absolu (0K) émettent une énergie électromagnétique dans toutes les longueurs d'ondes. Par conséquent, toutes les composantes du paysage (la végétation, le sol, l'eau,...) émettent un rayonnement électromagnétique dans l'infrarouge thermique dans la partie de 3.0 à 14µm du spectre (**Jensen, 2006**). Le potentiel de l'estimation de l'humidité du sol est basé sur la capacité d'émission thermique excellente de la surface de la terre.

La variation du taux d'humidité dans un sol modifie les propriétés thermiques de ce sol, dont la capacité calorifique, la conductivité thermique et l'inertie thermique. Par conséquent, en détectant les propriétés thermiques du sol, une estimation de l'humidité du sol peut être obtenue. Parce que le rayonnement détectable émis par la surface de la terre dépend non seulement de la température de surface, mais aussi de l'émissivité de la surface du sol, l'émissivité doit être supposée ou déterminée empiriquement pour l'application des modèles.

5.2 La télédétection à micro-onde active

La télédétection micro-onde peut être catégorisée en deux types en fonction de leur source d'énergie qui est réfléchi et rétrodiffusé à partir de son origine. Le capteur émet un signal, une onde électromagnétique, dans une fréquence et une polarisation connues en direction d'une cible, telle que la surface terrestre. Le récepteur enregistre la quantité d'énergie réfléchi par la surface de la cible ainsi que sa polarisation et le temps de parcours de l'onde.

La quantité d'énergie perçue par le capteur est déterminée par la quantité d'énergie absorbée par la surface et la façon dont l'onde est réfléchi par celle-ci. La fraction du signal absorbée sera principalement déterminée par la constante diélectrique variant selon les conditions de surface et tout particulièrement selon le contenu en eau du sol. La rugosité de surface va conditionner la réflexion de l'onde, qui sera spéculaire si la surface est parfaitement lisse, ou affectée par une importante dispersion en cas de forte rugosité de surface.

La quantité d'information que l'on peut extraire du signal radar est limitée car les systèmes actifs sont classiquement limités à une seule polarisation et une seule fréquence. Par ailleurs, les systèmes passifs ont une dynamique plus forte en fonction de l'humidité du sol.

5.3 La télédétection à micro-onde passive

Les micro-ondes passives utilisent un radiomètre micro-ondes(ou capteur) qui mesure l'énergie rayonnée (par émission thermique) ou réfléchi (depuis le soleil ou les radiations rayonnantes d'autres objets) par la surface de la terre ou l'atmosphère (Woodhouse, 2005).

La base de la télédétection à micro-ondes passives repose sur le fait que l'émissivité(e) aux micro-ondes est fonction de la constante diélectrique du mélange sol-eau et de l'humidité du sol. Elle est affectée par un certain nombre de facteurs (Walker, 1999) : comme la texture du sol, la rugosité de surface et la couverture végétale. La texture effectue la pente de la relation entre l'émissivité et l'humidité du sol, mais pas l'amplitude de la variation. la rugosité de la surface du sol augmente l'émissivité du sol et diminue la sensibilité à l'humidité du sol, réduisant ainsi l'amplitude de température de brillance entre des sols humides et des sols secs. (Vandegriend and Engman, 1985).

VI. La sensibilité des différentes émissions micro-ondes

Toutes les longueurs d'ondes ne présentent pas une sensibilité identique avec les différents paramètres. Alors ; les études la sensibilité l'émission micro-ondes au différent paramètre de surface constituent très importantes afin de choisir des micro-ondes adaptés à un but de travail.

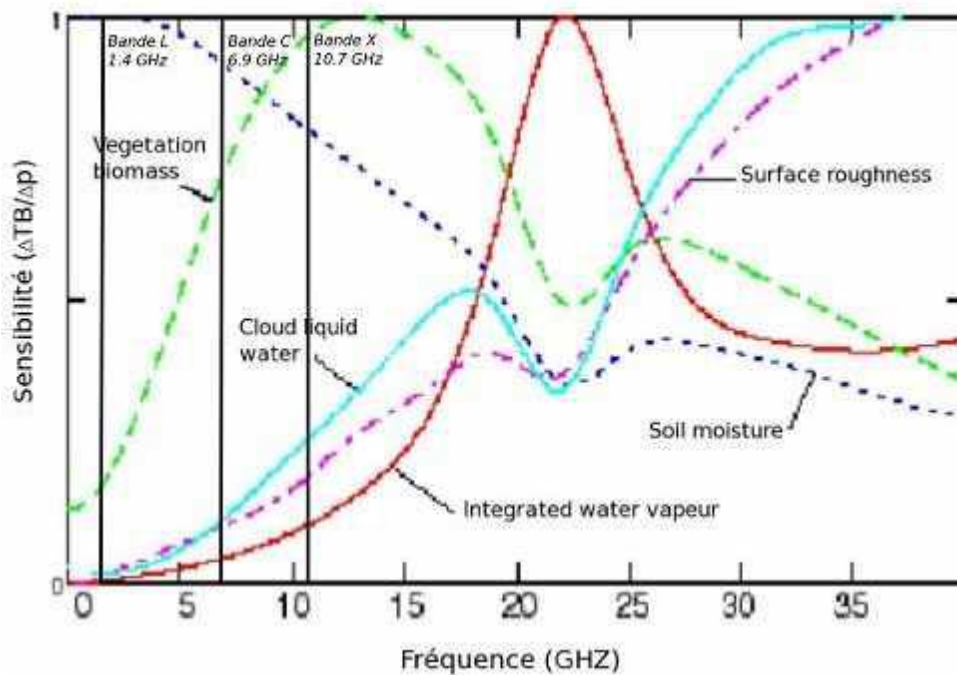


Figure 12 : sensibilité de l'émission micro-ondes aux différents paramètres de surface (Kerr, 1996).

La Figure 12 présente la sensibilité de l'émission micro-ondes aux différentes conditions de surface et atmosphériques (l'humidité du sol, la vapeur d'eau, la rugosité de surface, le contenu en eau de la végétation ; l'eau liquide présente dans les nuages) selon des fréquences de 0 à 40 GHz (Kerr, 1996). Elle montre que les basses fréquences micro-ondes présentant un maximum de sensibilité à l'humidité de surface et une sensibilité minimale aux paramètres tels que la biomasse, la rugosité de surface, ou les composantes de l'atmosphère.

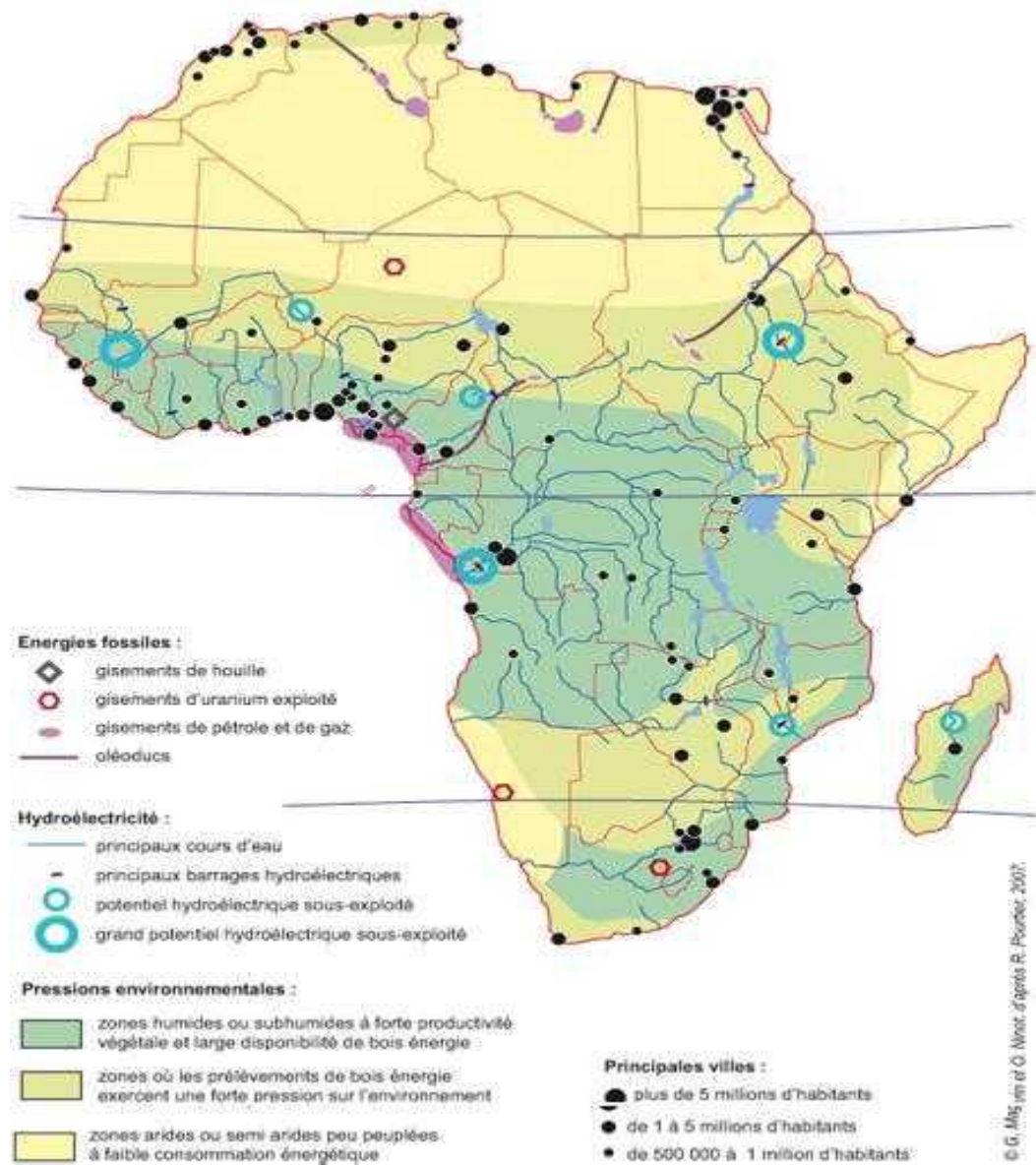


Figure 13 : Exemple de cartographie de l'humidité du sol en Afrique.

Chapitre 03

Synthèse et évaluation des méthodes de télédétection pour l'estimation de l'humidité du sol

I. Estimation de l'humidité du sol à partir de la télédétection

Les techniques de télédétection nous permettent d'extraire indirectement de l'information sur l'humidité des sols en utilisant les propriétés d'à peu près tout le spectre électromagnétique (**Engman et Chauhan, 1995**). C'est toutefois dans le domaine de l'infrarouge thermique et plus particulièrement des hyperfréquences que les résultats ont été les plus probants (**Bonn et Rochon, 1992 ; Nichols et al., 1993; Benallegue et al., 1994**).

Trois techniques de détection de l'humidité du sol sont parmi les plus reconnues: l'inertie thermique dans l'infrarouge thermique, ainsi que les systèmes passifs et actifs (radar) dans les hyperfréquences. Les principes théoriques de fonctionnement ainsi que les avantages et inconvénients de chaque technique pour l'estimation de l'humidité du sol sont passés en revue. L'imagerie satellitaire est bien adaptée aux applications à l'échelle régionale. Cette technique nous permet d'obtenir une information continue à l'échelle spatiale contrairement à l'information ponctuelle des mesures prises au champ.

L'absence de régularité dans l'acquisition des données de télédétection n'a pas permis l'implantation opérationnelle de l'estimation régionale de l'humidité du sol. RADARSAT, un satellite canadien opérant dans les hyperfréquences (Bande C, polarisation HH), vise à couvrir le champ des applications opérationnelles requérant un suivi régulier. Ce satellite présente des particularités uniques en termes d'angle d'incidence et résolution spatiale. L'impact de l'angle d'incidence et de la rugosité de surface sur l'estimation de l'humidité du sol avec le radar est évalué à l'aide d'images acquises dans le cadre du projet SIR-C/X SAR.

1.1 Technique d'estimation de l'humidité du sol par télédétection

Tout corps émet un rayonnement dont le spectre radiométrique est fonction de sa température et des propriétés d'émissivité du matériel. La température et l'émissivité du sol étant modifiées lorsque le contenu en eau change, le rayonnement est par conséquent, sensible à l'humidité du sol. Le rayonnement des corps peut être mesuré à l'aide de capteurs passifs et actifs. Avec les systèmes de capteurs passifs opérant dans les fréquences de l'infrarouge thermique (3 à 15 μm) et des hyperfréquences (1 mm à 1 m), ce rayonnement mesure est converti en température de brillance. Les systèmes actifs, quant à eux, émettent leur propre énergie et en mesurent la composante rétrodiffusée vers le capteur. Le coefficient de rétrodiffusion est le terme usuel pour

designer les mesures radar. Il exprime le rapport entre la puissance transmise par l'antenne vers le sol et celle retournée par la cible pour un système de configuration (polarisation, fréquence, angle d'incidence) donné.

1.1.1 Approche par inertie thermique

Dans l'infrarouge thermique, l'émissivité des sols est relativement constante et, conformément à la loi de Planck, la relation entre l'émissivité et la température de brillance est de l'ordre de la racine quatrième. Comme cette relation varie peu on obtient de l'information sur l'humidité du sol en analysant plutôt les variations de température du sol. Ces variations s'expriment par le concept de l'inertie thermique (**Bonn et Rochon, 1992**) qui est la mesure de la capacité d'un milieu à absorber et à transférer la chaleur. Cette approche repose sur l'hypothèse que les échanges de chaleur dans le sol se font par conduction thermique ou en d'autres mots que la température d'une surface exposée au soleil dépend de la conductivité thermique de la surface et du sol. C'est une hypothèse raisonnable lorsque l'humidité du sol est inférieure à la capacité au champ et qu'il n'y a pas d'échange de chaleur par drainage pour modifier la vitesse de variation des températures. L'inertie thermique augmente avec l'humidité du sol. Ceci s'explique par un changement dans les proportions d'air et d'eau dans le sol l'air ayant une conductivité thermique faible ($0.25 \text{ J cm}^{-1}\text{s}^{-1}\text{K}^{-1}$) alors que celle de l'eau est élevée $15.8 \text{ J cm}^{-1}\text{s}^{-1}\text{K}^{-1}$.

La technique par inertie thermique est basée sur les différences de température observées sur les thermographies prises au maximum et au minimum du cycle thermique. Ainsi, par exemple, des images ont été produites à partir des mesures thermiques de nuit de jour et des mesures de réflectance du satellite HCMM (HeatCapacityMapping Mission). La réflectance fournissait une estimation du rayonnement net reçu par une surface et les variations de températures représentaient la réponse de la surface à l'énergie reçue (**Bonn et Rochon, 1992**). Les conditions du sol, de la couverture végétale et de l'atmosphère sont les principaux facteurs qui affectent la détermination de l'humidité du sol par cette méthode. En effet la morphologie (texture, porosité et structure) et la chimie du sol modifient les propriétés thermiques en facilitant ou limitant les échanges d'énergie. Ainsi, avec une augmentation de la porosité, on a une diminution de la conductivité et donc de l'inertie thermique. La couverture végétale joue un rôle d'isolant thermique et réduit les variations de température de la surface de sorte que les émissions infrarouges d'un sol couvert sont plus faibles que celles

provenant d'un sol nu. La présence de végétation empêche la mesure directe du rayonnement émis par le sol et influence les échanges de chaleur qui ne se font plus seulement par conduction (**Bonn et Rochon, 1992**). Il n'y a pas de fenêtre spectrale parfaite dans l'infrarouge thermique. Il faut donc faire des corrections pour tenir compte de l'absorption par le dioxyde de carbone, l'ozone, la vapeur d'eau et les aérosols atmosphériques. L'atmosphère entre la plateforme et la surface émet dans l'infrarouge thermique, mais a des températures différentes de la température de surface. Cette émission varie avec le contenu en eau de l'atmosphère. Cette technique ne peut être utilisée lorsqu'une couverture nuageuse est présente.

La méthode par inertie thermique s'est surtout avérée efficace pour les sols nus et dans les régions arides et semi-arides (**Bonn et Rochon, 1992**). L'humidité estimée s'applique seulement aux cinq premiers centimètres de sol, en raison du rôle déterminant joué par la teneur en eau des couches superficielles du sol dans le transfert vertical de chaleur dans le sol.

1.1.2 Approche par capteurs passifs d'hyperfréquences

L'approche par les détecteurs passifs à hyperfréquences repose sur la mesure de l'émissivité des surfaces dans les fréquences allant de 1.4 à 90 GHz (**Blyh, 1993**). Le signal est proportionnel à la température de brillance de la première puissance selon la loi de Rayleigh-Jeans. Contrairement au domaine de l'infrarouge thermique, elle est fonction de la constante diélectrique du sol, elle-même fortement dépendante de la teneur en eau du sol. Les variations de l'émissivité vont de 0.95 pour un sol sec à moins de 0.6 pour un sol humide (**Van de Griend et al., 1990**).

La mesure se fait à l'aide d'un radiomètre hyperfréquence dont l'intensité du signal est convertie en température de brillance (K) des corps définie comme le produit de l'émissivité par la température physique du corps. Plusieurs méthodes d'estimation de l'humidité du sol sont possibles. Habituellement, l'émissivité se déduit du rapport entre les températures de brillance et les températures mesurées au sol (**Jackson et O'Neill, 1987**). De ce rapport on peut établir une relation entre l'émissivité et l'humidité du sol mesurée au champ (**Van de Griend et al., 1990; Nichols et al., 1993**).

Parmi les facteurs externes qui affectent la sensibilité de la température de brillance à la détection de l'humidité du sol, il y a la constante diélectrique du sol, la rugosité de la surface, la couverture végétale et les caractéristiques du capteur.

Chapitre 03

Tous les facteurs qui affectent la constante diélectrique du sol (teneur en eau, texture et température du sol, salinité) vont influencer directement l'émissivité. La relation est inversement proportionnelle de sorte qu'avec une augmentation de la constante diélectrique, on a diminution de l'émissivité des surfaces. L'effet de la texture sur le constant diélectrique est causé par la teneur en eau libre. On peut réduire la dépendance entre la texture et la constante diélectrique dans l'estimation de l'humidité des sols en exprimant cette dernière sur une base volumique de laquelle on peut aussi soustraire le point de flétrissement (**Jackson et al., 1981**). L'épaisseur du profil participant d l'émissivité varie selon le profil diélectrique du sol, sa teneur en eau et la fréquence du détecteur. L'épaisseur diminue avec la fréquence et une diminution de la teneur en eau.

L'émissivité augmente avec la rugosité de la surface. En effet, plus une surface est rugueuse, plus elle offre de surface en contact avec l'air. Il y a donc plus d'énergie transmise et, par effet de réflexions multiples, la température de brillance est accrue. La rugosité augmente davantage la température de brillance des sols humides que celle des sols secs. Plus la fréquence est faible, moins le sol paraît rugueux (**Jackson et Schmugge, 1986; Bonn et Rochon, 1992**).

La contribution de la surface terrestre au rayonnement mesuré au capteur est la somme de trois termes: l'émission directe du sol nu, l'émission directe du couvert et l'émission du sol diffusée par le couvert. La végétation augmente l'émissivité apparente du sol en la rapprochant de celle d'un sol plus sec. Cet effet est plus marqué vers les hautes fréquences. La végétation diffuse et absorbe le rayonnement atténuant ainsi les émissions provenant de la surface du sol et augmentant les émissions provenant de la végétation elle-même. L'importance de cette contribution dépend de la biomasse humide et de la fréquence du capteur (**Jackson et Schmugge, 1986**).

L'angle de visée du radiomètre ainsi que la fréquence et la polarisation du signal émis ont un effet sur l'émissivité mesurée (**Holmes, 1990**). En polarisation verticale, l'émissivité augmente avec l'angle de visée jusqu'à l'angle de Brewster (à cet angle, la transmission de l'onde en polarisation verticale est totale) puis diminue. En polarisation horizontale, l'émissivité varie peu avec l'angle de visée. L'effet de la polarisation sur l'émissivité diminue avec une augmentation du couvert végétal et de la rugosité (**Jackson et Schmugge, 1986**). Les nuages ne sont pas un obstacle aux mesures et il n'est pas nécessaire de faire de correction atmosphérique dans la majeure partie du spectre des

hyperfréquences sauf pour les fréquences supérieures à 10-15 GHz. Le rayonnement hors atmosphère peut affecter la mesure dans les fréquences inférieures à 1 GHz.

L'instrumentation actuelle nous permet de couvrir de larges superficies. Cependant, la limite de résolution spatiale des systèmes satellitaires n'est pas très bonne (de l'ordre du km). L'amélioration de la limite de résolution est difficile en raison des exigences liées à la construction d'antennes plus grandes (**Jackson et Schmugge, 1989**). Des contraintes instrumentales empêchent de balayer ce spectre en continu car il faut une antenne spécifique pour chaque bande de fréquences. Finalement, pour les fréquences inférieures à 1.5 GHz, il peut y avoir interférence avec les ondes servant aux communications (**Engman, 1990**).

1.1.3 Approche par capteurs actifs d'hyperfréquences (Radar)

Un système actif peut opérer de jour comme de nuit. Le signal émis vers la surface est assez puissant pour masquer totalement l'émission naturelle (**Holmes, 1990**). Cette énergie est influencée notamment par les changements dans la constante diélectrique. (**Ulaby et al., 1986**) ont mesuré des variations du signal en fonction de l'humidité du sol de l'ordre de 0.2 à 0.3 dB m³ m⁻³. Il existe deux catégories de systèmes actifs: les diffusomètres et les systèmes imageurs. Le premier fournit une valeur ponctuelle, et le second, des données spatiales continues.

Le système imageur le plus utilisé est le RSO. Il opère à l'aide d'une antenne d'ouvertures synthétique dont la longueur réelle est inférieure à la longueur effective. Contrairement aux autres systèmes d'antenne, plus la longueur physique de l'antenne est petite, meilleure est la limite de résolution spatiale. C'est un processus complexe au cours duquel plusieurs signaux venant d'un même point sont enregistrés à des moments différents (**Elachi, 1987**). L'avantage est qu'alors la résolution du pixel est indépendante de l'altitude du capteur.

Le RSO émet de l'énergie polarisée horizontalement (H) ou verticalement (V) et possède la propriété de mesurer le signal de retour horizontalement (HH, VH) ou verticalement (HV, VV). Il opère dans des bandes de fréquence que l'on désigne par des lettres (Ku, X, C, L, P, etc.). Ces bandes ne sont pratiquement pas affectées par l'atmosphère (**Ulaby et al., 1980**).

Un RSO peut donc prendre des données dans à peu près n'importe quelles conditions météorologiques.

L'humidité du sol est estimée d partir de la relation entre le coefficient de rétrodiffusion et les paramètres mesurés a la surface (humidité, rugosité, etc.). Les paramètres du capteur (polarisation, fréquence, angle d'incidence) influencent eux-aussi cette relation (**Dobson et Ulaby, 1986; Holmes, 1990**). Pour le moment la relation entre le coefficient de rétrodiffusion mesuré d l'antenne et l'humidité du sol est surtout empirique ou semi-empirique (**Oh et al., 1992**). Elle doit tenir compte de la contribution de la végétation, la nature et la rugosité du sol, la profondeur de pénétration du signal et les caractéristiques du signal. Il existe quelques modèles physiques de simulation du signal mais aucun n'est suffisamment robuste pour s'appliquer d toutes les conditions de rugosité que l'on rencontre dans les sols agricoles. De plus on ne peut pas les inverser pour estimer les teneurs en eau.

Avant d'être analyse, le signal doit être corrigé pour le chatoiement. Ce dernier est généré par l'addition des creux et des crêtes des micro-ondes réfléchies vers le capteur. Il se crée ainsi une distribution aléatoire de pixels brillants et sombres. Des techniques de filtrage permettent de réduire cet effet au détriment d'une perte de résolution spatiale. Les nouveaux filtres adaptatifs (**Lopes et al., 1993**) conservent davantage d'information sur les réflecteurs ponctuels. Ils ne filtrent que des valeurs situées entre deux seuils.

Le couvert végétal contribue de deux façons au signal: par une diffusion de surface et une diffusion volumique. La diffusion de surface varie selon la rugosité de cette surface et dépend de la fréquence. La diffusion volumique du signal résulte des réflexions multiples d'intérieur du couvert et avec le sol. La végétation est opaque aux hautes fréquences et plus transparente aux basses fréquences. Le signal en polarisation horizontale est généralement moins atténué par la structure verticale de la végétation donnant ainsi une meilleure réponse du sol. Finalement, plus l'angle d'incidence est faible et plus le signal contient d'information sur le sol sous-jacent.

La rugosité de la surface affecte le coefficient de rétrodiffusion et peut masquer la contribution de la constante diélectrique. La rugosité peut aussi être influence par les changements de l'état hydrique du sol comme c'est le cas pour un sol qui s'assèche et se fendille par contraction selon un réseau polygonal, modifiant ainsi la rugosité de la surface. Aux grands angles d'incidence (supérieurs a environ 150), l'intensité du signal rétrodiffuse sera proportionnelle d la rugosité de la surface. La surface tend alors vers une diffusion lambertienne (également répartie dans toutes les directions). Les variations du signal associées a des mesures prises d des angles d'incidence différents diminuent par conséquent avec une augmentation de la rugosité.

Ces variations sont les plus importantes pour les surfaces les plus lisses. En effet, aux faibles angles d'incidence lorsque le signal est émis dans une direction presque perpendiculaire à la surface, le signal de retour est surtout spéculaire et d'autant plus intense que la surface est lisse et ne diffuse faiblement. Aux angles plus élevés, les surfaces lisses ne diffusent pas et le signal est surtout réfléchi dans la direction opposée au capteur. Les surfaces très rugueuses, quant à elles, diffusent également dans toutes les directions quelque soit l'angle d'incidence du signal. La notion de surface rugueuse change avec la fréquence. Une surface rugueuse d'une fréquence peut être relativement lisse d'une fréquence plus faible. En effet, plus la dimension des saillies et des particules de la surface est faible devant la longueur de l'onde et plus la surface paraît lisse au capteur.

La profondeur de pénétration du signal à travers la végétation et/ou le sol dépend de la polarisation, de la fréquence, de l'angle d'incidence et de la constante diélectrique. Le volume de sol contribuant au signal rétrodiffuse peut être plus grand qu'avec les systèmes passifs à hyperfréquences. La polarisation horizontale H, est peu affectée par les structures verticales et pénètre davantage dans le couvert (**Holmes, 1990**). Pour chaque date, il y a une image HH et HV disponible.

II. Estimations de l'humidité du sol à partir de la télédétection thermique infrarouge

Dans de nombreuses études sur la température de surface, les variations de la température de surface au niveau des bandes d'ondes thermiques ou les propriétés thermiques du sol ont été fortement corrélées avec l'humidité du sol.

En raison des propriétés thermiques particulières du sol, les estimations de l'humidité du sol dans la bande infrarouge thermique et de sa maturité théorique, les estimations de l'humidité du sol sont progressivement réalisées.

Les méthodes de l'inertie thermique et de l'indice de température sont deux méthodes principales avec leurs propres avantages et inconvénients.

Le processus de développement et leurs avantages et Le processus de développement ainsi que leurs avantages et leurs limites sont présentés dans ce qui suit. De plus, certaines références et recommandations utiles ont été fournies.

2.1 Méthode de l'inertie thermique

En tant que propriété de la substance elle-même, l'inertie thermique est souvent utilisée pour l'exploration minière, la cartographie lithologique et la recherche géologique. L'inertie thermique a été fortement corrélée avec le HS dans de nombreuses expériences de laboratoire et est définie comme la résistance aux variations de température qui est induite par l'énergie extérieure et qui contrôle l'amplitude du changement de température. Plus l'inertie thermique, moins la température ne varie. La relation entre l'inertie thermique et le HS peut être déterminée quantitativement à partir des variations de la température du sol ou de l'amplitude diurne de la température de surface. En général, l'inertie thermique comprend la conductivité thermique du sol et la capacité thermique du sol.

L'inertie thermique du sol peut être exprimée comme suit :

$$P = \sqrt{\lambda \rho C} \dots\dots\dots (01)$$

Où λ est la conductivité thermique du sol, ρ est la densité apparente du sol, et C est la capacité thermique du sol.

Lorsque le HS augmente, l'inertie thermique augmente en conséquence et réduit les variations diurnes d'amplitude de la température de la surface terrestre (01). Diurnes de la température de la surface du sol (LST).

2.1.1 Le modèle analytique physique

Dans la recherche géophysique, les propriétés thermiques du sol et le HS montrent certaines relations (Friedl et al., 1994 ; Schmagge et al., 1978).

Watson, 1982 a d'abord proposé des équations analytiques physiques de l'inertie thermique qui ont été récupérées à partir de données de télédétection.

L'humidité de sol a été estimée avec succès en utilisant plusieurs éléments météorologiques, le profil d'humidité du sol et les informations de télédétection. De plus, Kahle, 1977 a mené de nombreuses études sur les modèles d'inertie thermique, a proposé différentes approches pour la résolution des équations de conduction de conduction thermique unidimensionnelle, et a tenté d'intégrer des données de télédétection pour estimer l'inertie thermique pour de grandes régions. En outre, Price, 1985 a simplifié l'expression des flux de chaleur latente et sensible et a combiné les équations de conduction thermique unidimensionnelle de surface avec le principe d'équilibre énergétique en d'énergie en utilisant la transformation de Fourier pour

Chapitre 03

introduire un paramètre de surface complet B (B est une fonction de l'émissivité du sol, de l'humidité de l'air, de la température et d'autres facteurs météorologiques). En raison des exigences d'un grand nombre de données d'observation au sol dans le processus de résolution de B, cette approche n'est pas disponible pour de nombreuses régions.

De nombreux modèles d'inertie thermique ont traité les caractéristiques thermiques des roches et des sols comme une fonction linéaire simplifiée de la température (**Kahle, 1977; Watson, 1982**).

Fonction linéaire simplifiée de la température (**Kahle, 1977; Watson, 1982**). Cependant, **Engman, 1992** a considéré que cette relation est non linéaire et inclut des facteurs tels que les effets du gel nocturne.

Lorsqu'elle est combinée aux données micro-ondes pour résoudre l'inertie thermique dans les zones végétalisées et valider les mesures in situ, les résultats obtenus étaient raisonnables, (**Engman, 1995**).

Sur la base des modèles susmentionnés, **Price, 1985** a proposé d'utiliser l'inertie thermique apparente thermique apparente classique (ATI) en supprimant la chaleur latente d'évaporation.

L'ATI peut être exprimée comme suit :

$$ATI = 1000\pi \frac{(1 - \alpha) \cdot C_1}{T(1 : 30 \text{ p.m.}) - T(2 : 30 \text{ a.m.})} \dots\dots\dots (02)$$

Où 1000π est utilisé pour que l'ATI soit compris entre 0 et 255. C_1 est le terme constant. T est la température de la surface terrestre et α est l'albédo de la surface.

Le modèle ATI est accepté par de nombreux chercheurs, et des études approfondies ont été menées dans différents domaines. En combinant le modèle ATI et les données MODIS, **Stephen et al., 2010** ont estimé de manière quantitative le HS et la disponibilité des sédiments pour un champ de White ShashaQiu au Nouveau Mexique. **Verstraeten et al., 2006** a utilisé le modèle ATI pour obtenir les conditions HS à Xinjiang et la teneur en eau du sol en utilisant un modèle de bilan hydrique à deux sources à 1 m de profondeur. Les résultats ont été vérifiés en utilisant les mesures TDR et la distribution et les tendances de la sécheresse ont été analysées à Xinjiang. **Frank et al., 2012** ajustent la courbe de variation de température diurne de la température de surface mesurée in situ en combinaison avec l'albédo pour obtenir la courbe de variation de température diurne. Avec l'albédo pour obtenir l'ATI et ont utilisé les données

d'humidité du sol AMSR-E pour la validation. Le plus grand avantage de cette méthode est que la température de surface peut être obtenue à partir des sites d'observation, ce qui est bénéfique pour les régions équatoriales. **Chang et al., 2012** ont étudié les conditions d'humidité des sols de différents types de terres dans les montagnes tropicales en utilisant le modèle ATI.

Pour dériver avec précision le HS, **Chen et al., 2011** ont surveillé la sécheresse printanière en utilisant le modèle ATI amélioré pour la plaine de Hebei. Modèle ATI amélioré pour la plaine de Hebei. Ensuite, des pixels purs de 1 km ont été fusionnés avec des images de 30 m de résolution provenant du premier satellite environnemental (HJ-1). 30 m du premier satellite environnemental (HJ-1) et la sécheresse a été suivie avec précision dans la zone de mélange. Il a été conclu que le modèle traditionnel ATI était le plus approprié pour les zones de terre nue et que la précision de l'inversion des pixels mixtes était faible.

Le modèle physique d'inertie thermique peut fournir des informations sur les principes hydro thermiques et les relations avec le HS, cependant, ce modèle nécessite des données détaillées sur le forçage atmosphérique et un processus de calcul complexe. L'ATI est utilisé comme une approximation de l'inertie thermique, et comme de nombreux facteurs sont tronqués, la précision n'est souvent pas garantie. En outre, l'AI n'est pas applicable dans régions végétalisées. Pour les zones végétalisées, la CVF doit être utilisée pour estimer l'inertie thermique. De plus, ATI peut être combiné avec d'autres indices d'humidité du sol pour calculer le HS (**Veroustraeten et al., 2006**). Parce que l'ATI est simple et facile à utiliser, il est prometteur pour de larges applications.

2.1.2 Le modèle basé sur l'information sur l'amplitude et la phase de la LST

Xue et Cracknell, 1995 ont introduit des informations sur la phase de la température de la surface terrestre pour simplifier le modèle analytique d'inertie thermique, dans lequel seules les données auxiliaires du sol, le moment où la LST maximale se produit, sont nécessaires et les données thermiques réelles sont utilisées. LST maximale, est nécessaire et l'inertie thermique réelle peut être obtenue. Cette approche simplifie grandement le processus de calcul sophistiqué. Ainsi, de nombreux chercheurs ont par la suite estimé la HS en utilisant cette méthode. **Cai et al., 2007** ont utilisé le modèle d'inertie thermique complet de **Xue et al., 1995** et une approche

d'approximation de second ordre pour récupérer la surface d'inertie thermique qui a été appliquée au nord de la Chine pour surveiller l'état de la HS et obtenir de bons résultats.

L'équation principale du modèle complet **Xue et Cracknell, 1995** est la suivante :

$$P = \frac{(1-A)S_0C_t}{\Delta T \sqrt{\omega}} \frac{A1[\cos(\omega t_2 - \delta_1) - \cos(\omega t_1 - \delta_1)]}{\sqrt{1 + \frac{1}{b} + \frac{1}{2b^2}}} \delta_1 = \omega t_{\max} - 2m\pi, m = 0, 1, 2, \dots \quad . (03)$$

Où A est l'albédo, S0 est la constante solaire. b est un terme synthétisé. Ct est la transmittance atmosphérique dans le spectre visible (généralement 0,75). w est la vitesse de rotation de la Terre. d est l'angle de phase. DT est la différence de température. Si n = 1, P peut atteindre une valeur maximale. En outre, t est le moment où la LST maximale se produit.

Le modèle proposé par **Xue et Cracknell, 1995** requiert des paramètres auxiliaires importants à partir des observations au sol (le moment où la LST maximale se produit) mais, dans les applications pratiques, le moment de l'observation de la température maximale de l'air est utilisé comme valeur d'entrée.

Comme la LST maximale et la température de l'air se produisent différemment dans le temps, le modèle induit des incertitudes en utilisant la température maximale de l'air. Étant donné que les satellites en orbite polaire sont limités par les temps de passage au-dessus de la même zone et ne peuvent pas obtenir des observations constantes, le modèle induit des incertitudes zone et ne peuvent pas obtenir des observations constantes, la méthode proposée par **Sobrino** comporte un certain degré de difficulté. Cependant, l'émergence des satellites géostationnaires permettrait de soutenir cette méthode et de nombreuses observations peuvent être obtenues pour la même zone d'étude en une seule journée. En outre, l'utilisation de périodes d'observation dans le modèle n'a pas été spécifiquement validée.

Sur la base du modèle proposé par **Xue et Cracknell, 1995; Sobrino et al., 1999** ont développé l'algorithme des quatre températures (FTA) pour calculer l'inertie thermique du sol en utilisant trois températures de surface à différents moments de la journée à partir de tous les résultats de télédétection calibrés, y compris la géométrie de visée et la correction atmosphérique. Les résultats ont été raisonnables et vérifiés pour la péninsule ibérique et le Maroc.

Le processus clé du modèle FTA est le suivant :

$$\delta_1 = \arctan(\xi) + (2m\pi + 1), m = 0, 1, 2 \dots$$

$$\xi = \frac{(T_j - T_k)[\cos(\omega t_i) - \cos(\omega t_j)] - (T_i - T_j)[\cos(\omega t_j) - \cos(\omega t_k)]}{(T_i - T_j)[\sin(\omega t_j) - \sin(\omega t_k)] - (T_j - T_k)[\sin(\omega t_i) - \sin(\omega t_j)]} \dots (04)$$

Où les symboles de l'équation ci-dessus sont les mêmes que ceux de l'équation (03). Cette méthode a utilisé trois phases temporelles différentes pour résoudre les équations, et les informations sur l'angle de phase peuvent être écrites comme une fonction de la LST et du temps de passage du satellite, ce qui élimine les données auxiliaires du sol ; ainsi, l'inertie thermique du sol ne peut être obtenue qu'à partir de données de télédétection. Comme il est difficile d'obtenir plus de deux images de haute qualité en un jour à partir de satellites de télédétection (à l'exception des satellites géostationnaires) et en raison des nuages de nuit et des effets atmosphériques. Cette méthode a rencontré de nombreux problèmes dans les applications pratiques et il est difficile de l'utiliser universellement.

Récemment, les gens ont activement recherché des méthodes de haute précision pour résoudre l'inertie thermique. **Wang, 2010** a proposé d'utiliser une méthode simple d'estimation de l'inertie thermique basée sur la température idéalisée du sol pour d'obtenir une solution analytique pour la diffusion sous forme sinusoïdale. L'inertie thermique peut être exprimée comme un facteur d'échelle dans une relation linéaire entre le flux de chaleur du sol et l'amplitude de la température de surface ; Ainsi, la précision de l'estimation a été améliorée. Le plus grand avantage de cette méthode est que les paramètres d'entrée disponibles peuvent être facilement obtenus à partir de données de télédétection paramètres d'entrée disponibles peuvent être facilement obtenus à partir de données de télédétection. En outre, moins de paramètres d'entrée du modèle d'entrée du modèle sont nécessaires et la précision est élevée.

Maltsushima, 2012 a analysé les conditions d'application d'un modèle d'inertie thermique dans les zones à végétation éparse et a introduit un facteur de correction pour les effets des nuages afin de rectifier le rayonnement à ondes courtes vers le bas.

L'applicabilité du modèle d'inertie thermique a été évaluée dans des conditions météorologiques changeantes.

Entre-temps, **Robock et al., 2000** ont étudié la qualité des données d'un modèle d'inertie thermique combiné à un modèle à deux sources pour séparer les deux types de rayonnement d'inertie thermique combiné à un modèle à deux sources pour séparer la

température de la peau de la végétation et du sol nu une analyse de sensibilité des paramètres d'entrée, tels que le rayonnement solaire et les données météorologiques.

L'inertie thermique a été obtenue en utilisant le modèle de bilan thermique.

2.1.3 Méthode d'analyse basée sur les sources d'énergie

Verhoef et al., 2004 a indiqué que la source d'énergie directe de l'inertie thermique est le flux thermique du sol plutôt que le rayonnement net. Plutôt que le rayonnement net et a développé une méthode de différence de température de surface entre le coucher et le lever du soleil pour résoudre l'inertie thermique. Si le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible sont tous deux nuls et que le rayonnement net reste constant lors de nuits claires et sans vent, la formule suivante peut être utilisée :

$$(C_h \sqrt{D_h})_r = \frac{2 |\overline{Rn}| \sqrt{\Delta t}}{\Delta T_s \sqrt{\pi}} \dots\dots\dots (05)$$

Où Rn est le flux de rayonnement net moyen entre le coucher et le lever du soleil ($W\cdot m^{-2}$), Dt est l'intervalle de temps (s), et DT_s est la diminution de la LST entre le coucher et le lever du soleil ($^{\circ}C$), C_h est la capacité calorifique du sol ($MJ\cdot m^{-3}\cdot K^{-1}$), D_h est la diffusivité thermique ($m^2\cdot s^{-1}$).

En comparant différentes méthodes pour estimer l'inertie thermique et le flux de chaleur du sol, Murray et **Verhoef et al., 1996; Zhang et al., 2003** ont confirmé que cette approche est relativement simple et fiable. Cependant, en raison des conditions d'application difficiles, cette méthode a rarement été utilisée. Premièrement, cette méthode nécessite une nuit claire et sans vent avec un rayonnement net constant. Ces conditions météorologiques sont généralement difficiles à satisfaire. En outre, il est difficile de garantir la qualité de l'image la nuit, ce qui entraîne des résultats d'estimation incorrects.

2.1.4 Méthodes de télédétection combinées aux paramètres physiques du sol

Une relation avec l'humidité du sol peut être établie sur la base de la définition de l'inertie thermique si les caractéristiques du sol et les données de télédétection sont disponibles pour estimer l'inertie thermique. **Lu et al., 2009** ont proposé d'utiliser un modèle simple qui considère la composition solide du sol et d'autres caractéristiques pivots connues du sol, telles que la composition et la densité du sol.

Chapitre 03

Les principales équations sont calculées comme suit :

$$P = P_{dry} + (P_{sat} - P_{dry})K_p \dots\dots\dots (06)$$

$$K_p = \exp[\gamma(1 - S_r^{\gamma-\delta})] \dots\dots\dots (07)$$

Où P sec et Psat sont l'inertie thermique du sol sec et humide, respectivement, et Kp est la fonction de correction de Kersten. g et d sont des paramètres du modèle dépendant de la texture du sol et Sr est le degré de saturation.

En outre, **Verstraeten et al., 2006** ont utilisé l'inertie thermique apparente et l'indice de saturation de l'humidité du sol (ISHS) combinés aux données de Meteosat Second Génération (MSG) pour estimer la saturation du sol (ISHS) combinés aux données de Meteosat Second Génération (MSG) pour estimer le HS. Lors de la vérification de l'analyse en utilisant des données in situ et la teneur en humidité des micro-ondes, les résultats ont montré que les valeurs et les tendances s'adaptent bien. **Minacapilli, M, 2009, 2012** a normalisé la fonction Kp en utilisant l'ATI avec des données de télédétection pour obtenir l'inertie thermique réelle basée sur la porosité du sol.

Les méthodes d'inertie thermique se concentrent sur les caractéristiques thermiques du sol et ont des significations physiques claires qui sont relativement faciles à comprendre.

Les différentes méthodes sont comparées dans **le Tableau 01**.

Dans les applications pratiques Dans les applications pratiques, il est difficile d'obtenir des images claires de jour et de nuit pour la même zone d'intérêt en raison des nuages, et la précision de l'image de nuit est difficile à confirmer. Simultanément, l'hypothèse selon laquelle les propriétés du sol à l'échelle horizontale et verticale sont cohérentes n'est pas facilement satisfaite. De plus, dans les En outre, dans les zones à forte couverture végétale, la végétation dissimule les informations sur le sol, ce qui affecte la précision de l'estimation.

Ainsi, cette méthode n'est applicable qu'aux zones dénudées et à faible végétation.

Tableau 01 : Comparaisons des méthodes courantes d'inertie thermique.

Méthodes	Principe	Avantages	Limites	Références
La base physique méthode analytique	Résoudre le unidimensionnelle par les conditions aux limites	Principe physique robuste	Plus de données auxiliaires données auxiliaires et de calcul	Friedl, M.A; Davis, F.W. 1994-Chen, J et al., 2011.
Le modèle basé sur les l'amplitude et la phase d'amplitude et de phase de LST	Les informations de phase et informations d'amplitude sont utilisées pour résoudre les conditions aux limites	Facile et simple à d'exploitation, moins au sol données de mesure au sol	Plus de approximations et compliquent processus de résolution	Xue, Y. Cracknell, A.P. 1995-Robock, A et al., 2000.
Méthode d'analyse basée sur les sources d'énergie	Le flux thermique du sol est la source d'inertie thermique	Moins de paramètres d'entrée paramètres et calcul simple	Demande élevée conditions, images grossières images de nuit	Verhoef, A. 2004- Zhang, R et al., 2003.
Les méthodes de télédétection combinées aux paramètres physiques du sol	La définition d'inertie thermique	Une signification physique claire signification	l'exigence des paramètres physiques du sol	Lu, S et al., 2009-Minacapilli, M. 2012.

2.2 Méthode de l'indice de température

La température de la surface du sol est un paramètre de contrôle des processus physiques et biologiques qui se produisent à la surface du sol. Pour les sols nus, la LST correspond à la température de la surface du sol. Pour les zones de végétation dense, la LST indique la température du couvert végétal en supposant un équilibre énergétique. Une augmentation de la température du couvert végétal est un premier indicateur que la végétation est soumise à un stress hydrique. Par conséquent, la LST peut être utilisée pour surveiller le HS.

2.2.1 Indice normalisé de différence de température

En considérant les variations saisonnières de la LST, **Mcvicar et al., 1992** ont développé l'indice de différence de température normalisé (NDTI) pour refléter les conditions HS.

Le NDTI est calculé comme suit :

$$NDTI = (LST_{\infty} - LST) / (LST_{\infty} - LST_0) \dots\dots\dots (08)$$

Où LST_{∞} et LST_0 sont les LST simulées de l'impédance de surface infinie et nulle, respectivement, qui sont les conditions limites supérieure (état extrêmement sec) et inférieure (état extrêmement humide) de la LST pour un forçage atmosphérique et une impédance de surface spécifiques. Le principe de l'équilibre énergétique de surface et modèle d'impédance aérodynamique peuvent être utilisés pour obtenir les LST extrêmes.

Le NDTI élimine les effets des variations saisonnières de la LST. Le HS est très similaire au **NDTI ; Zhang et al., 2006**. Ainsi, le NDTI peut refléter avec précision les variations spatio-temporelles du HS. Cependant, ce modèle nécessite le rayonnement solaire, la vitesse du vent et le LAI comme valeurs d'entrée, ce qui pourrait limiter l'opérabilité du modèle.

2.2.2 Indice de stress hydrique des cultures

La disponibilité en eau du sol est une variable de base pour le processus de l'évapotranspiration. On outre, le HS affecte le taux d'évapotranspiration.

L'évapotranspiration et l'énergie sont étroitement liées au HS. Lorsque l'énergie est élevée et que la HS est suffisante, une forte évapotranspiration se produit et la température de la canopée est plus basse. En revanche, l'évapotranspiration est faible et la température de la canopée augmente lorsque la végétation est soumise à un stress hydrique. Pour une condition atmosphérique spécifique, le rapport entre l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle peut être utilisé comme un indicateur du stress hydrique des cultures. En se basant sur le **Jackson et al., 1981** ont proposé d'utiliser l'indice de stress hydrique des cultures (CWSI) pour refléter le rapport entre la transpiration de la végétation et le stress hydrique. Pour refléter le rapport entre la transpiration de la végétation et l'évaporation potentielle maximale. L'indice CWSI est obtenu à partir de la température du couvert végétal, de la température de l'air ambiant et du rayonnement solaire net.

La formule du CWSI est la suivante :

$$CWSI = \frac{(T_c - T_a) - (T_c - T_a)_{\min}}{(T_c - T_a)_{\max} - (T_c - T_a)_{\min}} \dots\dots\dots (09)$$

Où T_c est la température du couvert végétal, T_a est la température de l'air, et $(T_c - T_a)_{\max}$ et $(T_c - T_a)_{\min}$ sont la différence entre la température de la canopée et de l'air sans transpiration et sans évaporation potentielle, respectivement d'évaporation, respectivement.

Le CWSI utilise les températures infrarouges thermiques et les données météorologiques pour refléter indirectement la HS sous les cultures. Cette méthode a une signification physique claire basée sur le principe du bilan énergétique de surface.

En outre, cette méthode est très précise dans les régions couvertes par la végétation et la précision de l'estimation est supérieure à celle de la méthode de l'inertie thermique (Yan, F et al., 2006).

Cependant, le CWSI a été établi sur la base du le modèle de bilan énergétique de la canopée unique, qui est moins efficace pour la croissance précoce des cultures. De plus cette approche nécessite des données météorologiques et le processus de calcul est complexe. En outre, les méthodes d'extrapolation utilisées pour les données météorologiques, qui sont principalement obtenues à partir de stations météorologiques au sol, ont un impact important sur le calcul de l'indice stations météorologiques au sol, ont un impact important sur la précision des déterminations de l'ICSO.

III. Estimations de l'humidité du sol à partir à partir de données de télédétection dans le visible et l'infrarouge thermique

3.1 La méthode basée sur les informations spatiales

De nombreuses études ont démontré que le LST et le VI (indice de végétation/couverture végétale) peuvent fournir des informations sur les conditions de stress hydrique de la végétation et sur le HS (Moran et al., 1992 ; Smith et al., 1991). Si le nombre de pixels dans la zone d'étude est suffisant et que les nuages et les plans d'eau sont supprimés, la distribution spatiale de LST et VI constituent un espace caractéristique triangulaire ou trapézoïdal. Le HS peut être obtenu à partir de la distribution des pixels dans l'espace caractéristique LST-VI.

Étant donné que l'énergie de surface maintient l'équilibre dans l'espace caractéristique LST-VI, un flux de chaleur latente plus faible entraîne une plus grande disponibilité d'énergie pour le flux de chaleur sensible de surface. Pour la transpiration, qui est un paramètre crucial, la résistance stomatique est influencée par la disponibilité de l'humidité du sol. Dans les régions à végétation clairsemée Dans les régions à végétation éparse, l'inertie thermique du sol affecte la LST car elle affecte le transfert de chaleur dans le sol et le flux thermique du sol (**Murray et al., 2007**). Ces caractéristiques thermiques sont fonction du type de sol et des variations d'humidité du sol (**Ochsner et al., 2001**). De plus, l'énergie disponible en surface (R_n-G) influence également la LST. Le contrôle de la température de surface par le rayonnement signifie que les zones à faible rayonnement net d'ondes courtes ont des températures plus basses. En outre, l'albédo de la surface est affecté par le type de sol, l'humidité du sol et la couverture végétale.

En outre, le rayonnement incident affecte la transpiration et la résistance stomatique, et le rayonnement net peut être décomposé en rayonnement sensible et latéral. Le rayonnement net peut être décomposé en flux de chaleur sensible et latent. Le transfert d'énergie sous forme de chaleur de la surface vers l'atmosphère est une composante importante de la température de surface. L'atmosphère est une composante importante de la température de surface et explique pourquoi les températures dans les zones où la rugosité de la couverture végétale est élevée sont plus basses que celles des zones au sol nu, ce qui influence la forme de l'espace LST-VI.

L'espace caractéristique LST-VI est limité par les bords secs et humides. Le bord humide de l'espace des caractéristiques représente une évapotranspiration maximale et une humidité du sol adéquate, tandis que le bord sec indique que la végétation est soumise à un stress hydrique dans lequel l'évapotranspiration atteint le minimum et le HS est égal à 0 (aucune eau ne peut être utilisée). Pour les différents types de végétation, le bord sec comprend les points les plus secs et l'évapotranspiration de la végétation atteint les minimums points les plus secs et l'évapotranspiration de la végétation varie en fonction de la couverture végétale.

Pour certains types, l'énergie disponible (R_n-G) est considérée comme presque égale. Comme le refroidissement affecte l'évaporation, la température de surface est maximisée au bord sec et minimisée au bord humide.

Différents points de vue sur la température de surface dans la zone de végétation complète ont conduit au développement des méthodes triangulaire et trapézoïdale. La

méthode triangulaire suppose que les températures de surface des zones entièrement végétalisées sont égales à la température de surface la plus humide. En revanche, la méthode trapézoïdale suppose que les températures de surface des surfaces entièrement végétalisées sont beaucoup plus élevées que celles de la surface la plus humide.

3.1.1 La méthode des triangles

Avec l'espace caractéristique construit par LST et VI, **Price, 1990** a d'abord proposé le concept d'espace triangulaire. La méthode du triangle est proposée à partir des diagrammes de dispersion des températures de surface et de la VI obtenus par satellite (**Figure 14**). Combiné avec les résultats de la simulation du modèle de surface terrestre, l'espace des caractéristiques simulées est étendu au satellite en analysant la position de l'élément d'image dans l'espace pour déduire le HS.

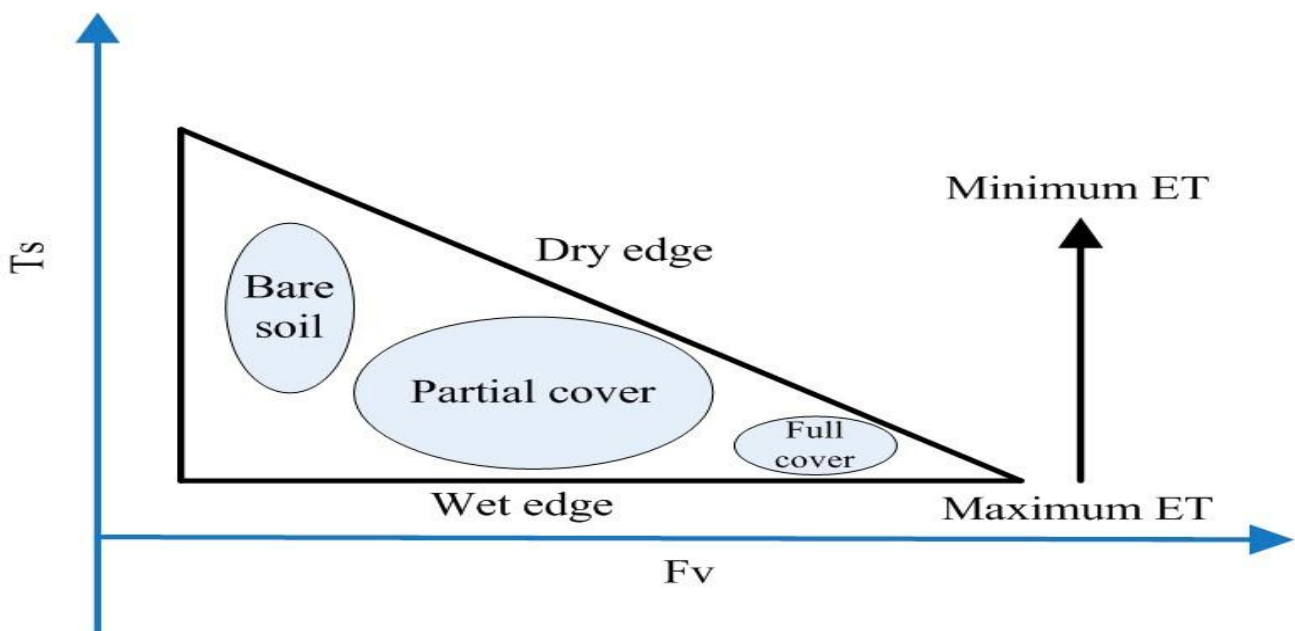


Figure 14 : L'espace triangulaire idéalisé entre T_s et F_v (Lambin, E.F; Ehrlich, D, 1996).

L'espace triangulaire LST-VI établi sous les gammes complètes de HS et de végétation est caractéristique d'un espace délimité par une enveloppe supérieure décroissante et une enveloppe inférieure presque horizontale avec une couverture végétale croissante, les deux enveloppes se coupant finalement en un point (tronqué) de couverture végétale complète **Zhang et al., 2015; Price, 1990** a présenté l'espace

triangulaire LST-VI en utilisant des données de télédétection par satellite AVHRR et a analysé les impacts des cirrus sur l'humidité du sol.

Nemani et al., 1989 a étudié les effets d'échelle de l'espace LST-VI et ses influences orographiques sur LST et VI et a indiqué que le type de végétation et la topographie sont deux facteurs décisifs. De même, **Clarke, T.R, 1997** a appliqué des données multi spectrales pour surveiller la sécheresse et a présenté un modèle empirique. **Mallick et al., 2009** a récupéré le HS en utilisant la méthode du triangle à l'échelle du champ et des paysages en utilisant ASTER et MODIS, respectivement. Les deux résultats étaient raisonnables. La précision de l'inversion est beaucoup plus faible pour les images à haute résolution spatiale car il est plus difficile de refléter l'hétérogénéité au sein des pixels.

Les principales hypothèses de la méthode triangulaire sont les suivantes : (1) la couverture végétale sous-jacente complète, du sol nu à la pleine végétation, est connue ; (2) les variations dans l'espace ne sont pas principalement causées par des différences dans les conditions atmosphériques mais sont causées par des variations dans le HS disponible ; et (3) la sensibilité de la LST à la canopée et au sol est différente. En raison de la caractéristique spéciale de l'espace triangulaire, les principaux avantages de cette méthode sont les suivants : (1) elle peut estimer le HS à partir de données entièrement télédéetectées sans aucune donnée auxiliaire au sol ; et (2) elle est simple et facile à utiliser et peut surveiller les conditions de sécheresse sur de grandes régions. En même temps, les limitations sont les suivantes : (1) la détermination de l'espace LST-VI exige un certain degré de subjectivité ; (2) le nombre de pixels est assez grand pour couvrir une large gamme d'humidité du sol et de couverture végétale dans la zone d'étude ; et (3) beaucoup de limitations se produisent dans les régions qui ne sont pas plates.

3.1.2 La méthode du trapèze

En utilisant des expériences, **Jackson et al., 1981** a exploré les relations entre la sécheresse et les différences de température des feuilles de la végétation et de l'air en utilisant des données mesurées et a proposé un indice de sécheresse - CWSI. Pour calculer les valeurs de pixel de la couverture de végétation intermédiaire et HS pour un temps spécifique, quatre sommets du trapèze sont nécessaires qui correspondent à (1) la végétation bien arrosée, pleine couverture ; (2) la végétation stressée par l'eau, pleine couverture ; (3) le sol nu saturé ; et (4) le sol nu sec. Ces valeurs doivent être calculées au préalable en utilisant la théorie de l'ICSO et l'équation de **Penman-Monteith**. Cet

Chapitre 03

indice ne peut être utilisé que pour les zones à végétation complète et n'est pas applicable aux zones à végétation éparse.

Sur la base de la théorie de l'ICSO, **Moran et al., 1994** a mis au point l'indice de déficit hydrique (IDH) (**Figure 15**) pour pallier les inconvénients susmentionnés. Cet indice peut être utilisé dans toutes les zones couvertes de végétation et dans les zones à végétation éparse. S'appuyant sur le principe du bilan énergétique de surface, l'indice de végétation ajusté au sol (SAVI) et la différence de température forment un espace trapézoïdal, et l'indice peut être directement calculé à partir de données de télédétection sans qu'il soit nécessaire de mesurer la température des feuilles et de l'air. Après le test du modèle et la validation des données in situ, il a été évalué que l'indice de végétation ajusté au sol surestime les situations de déficit hydrique dans de nombreuses régions à végétation éparse.

Par rapport à l'espace triangulaire, l'espace trapézoïdal ne nécessite pas un grand nombre de pixels. Les avantages de la méthode trapézoïdale sont que (1) elle a une base physique robuste et que (2) l'espace déterminé à partir des quatre sommets est la principale condition limite qui est proche des conditions réelles de la surface terrestre. En revanche, les inconvénients sont que cette méthode (1) nécessite plus de paramètres au sol pour calculer l'indice d'humidité du sol et que (2) les influences du stress hydrique sur la couverture végétale ont un décalage temporel qui induit des incertitudes pour les estimations HS.

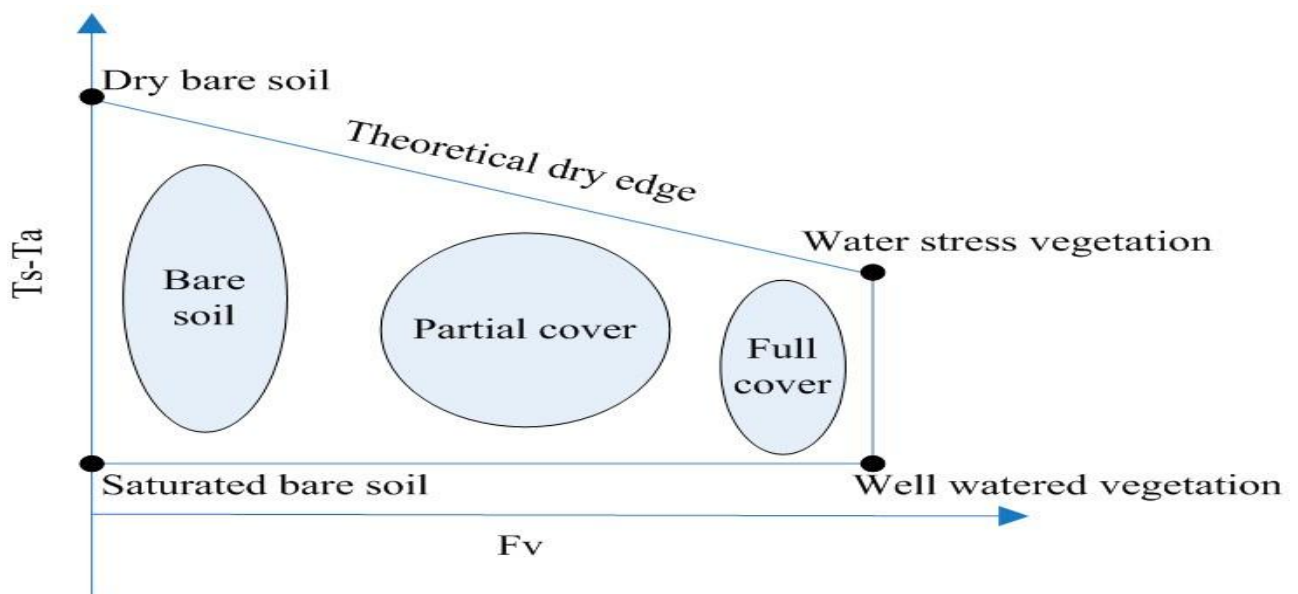


Figure 15 : L'espace trapézoïdal simplifié entre $T_s - T_a$ et F_r (Moran et al., 1994).

3.1.1 La méthode basée sur l'information temporelle

Les satellites en orbite polaire ne peuvent fournir que quelques points de données de télédétection par jour, ce qui ne répond pas aux exigences des longues séries chronologiques. Cependant, les satellites géostationnaires peuvent fournir plus de données que les satellites en orbite polaire. Grâce aux avantages des satellites géostationnaires, le rayonnement net de surface à ondes courtes (NSSR) et la LST forment une forme elliptique **Leng et al., 2014; Zhao et al., 2013. (Figure 16)**. En menant une étude de sensibilité systématique sur les influences des facteurs environnementaux et des paramètres atmosphériques sur la TCL et ses variations temporelles sur des surfaces nues, les résultats ont indiqué que deux variables temporelles de la TCL, TN (le taux d'augmentation de la TCL normalisé par la différence entre le RNSS 1,5 et 4,5 heures après le lever du soleil en milieu de matinée) et td (l'heure à laquelle la température maximale quotidienne se produit) sont fortement liées à la TCL **Zhao et al., 2013**.

Un modèle multilinéaire simple a été utilisé pour estimer le HS à l'aide de TN et td. L'équation est exprimée comme suit :

$$SWC = b_0 + b_1 * \ln(TN * 20) + b_2 * \frac{t_d - 12}{D_T} \dots\dots\dots (10)$$

Où HS est l'humidité du sol en surface. Les paramètres td, TN et DT sont calculés à partir des résultats de la simulation LHS de **Noah**, et b0, b1 et b2 sont les coefficients de régression. Le modèle développé peut être utilisé pour estimer la HS avec une grande précision pour un jour donné (la RMSE est d'environ 0,025 m3/m3). En se basant sur l'étude de **Zhao, Song et Leng et al., 2013** ont établi un modèle physique elliptique avec 5 coefficients et évalué les effets des paramètres du modèle sur le modèle elliptique développé (**Figure 05**). Une régression multilinéaire par étapes a été utilisée pour ajuster le HS, et une relation multilinéaire a été utilisée pour retrouver le HS moyen quotidien comme suit :

$$SWC = n_1 * x_0 + n_2 * y_0 + n_3 * a + n_4 * \theta + n_0 \dots\dots\dots (11)$$

Où HS est la teneur moyenne quotidienne en humidité du sol (m3/m3) et x0, y0, a et θ sont les paramètres de l'ellipse qui représentent la coordonnée horizontale centrale et les coordonnées verticales centrales de l'ellipse ainsi que le demi-grand axe et l'angle de rotation, respectivement. En outre, ni (i = 0, 1, 2, 3, 4) représente les coefficients

Chapitre 03

d'ajustement. Une fois validées par deux sites Ameri Flux, les précisions d'estimation peuvent atteindre $R^2 = 0,548$ lorsque $RMSE = 0,088 \text{ m}^3 / \text{m}^3$ et $R^2 = 0,445$ lorsque $RMSE = 0,126 \text{ m}^3 / \text{m}^3$. Ces résultats ont démontré que le modèle développé peut estimer avec précision la HS moyenne quotidienne.

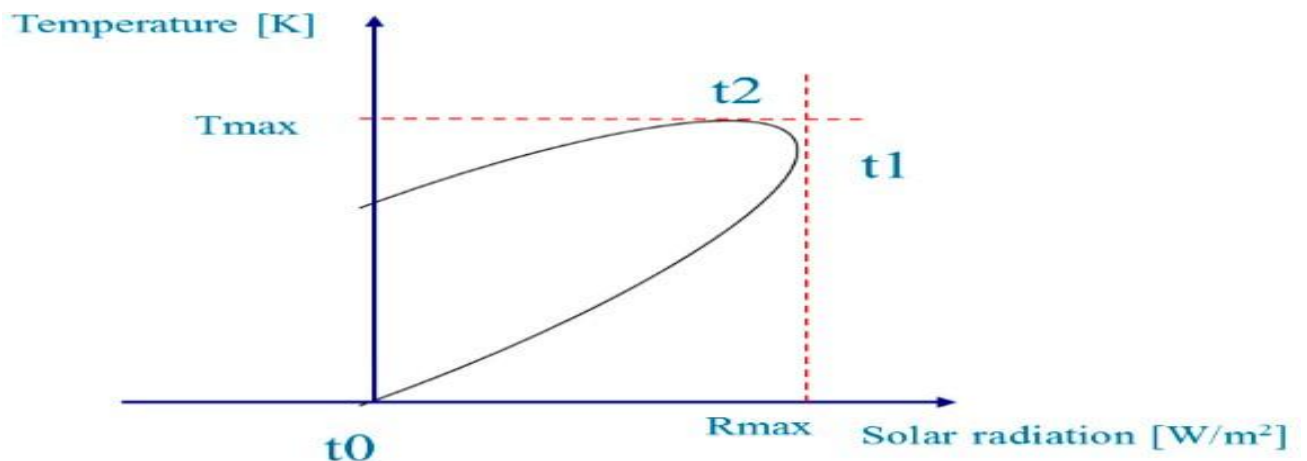


Figure 16 : Relation entre la température à la surface des terres et le rayonnement net des ondes.

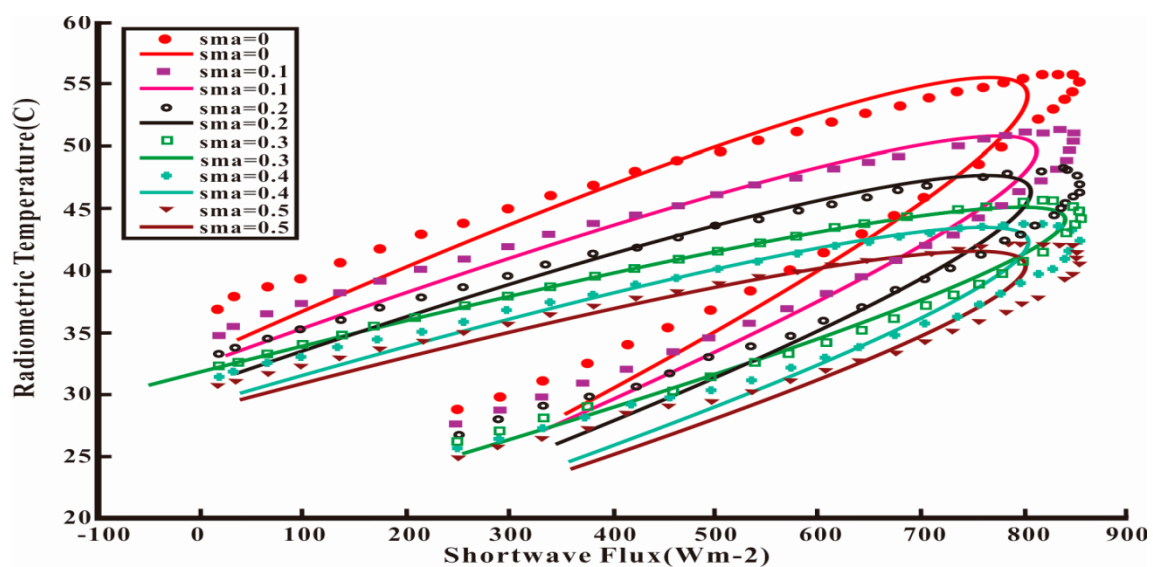


Figure 17 : Le changement d'ellipse avec les différents taux d'humidité du sol.

La méthode basée sur l'information temporelle s'appuie sur les changements temporels du NSSR et du LST pour établir une relation avec le HS. Les paramètres du modèle elliptique ont été utilisés pour déterminer le HS. Des résultats d'estimation précis ont été obtenus pour des conditions atmosphériques spécifiques. Les principaux avantages de cette méthode sont les suivants : (1) le modèle proposé est indépendant des types de sol ; (2) le HS quantitatif est déterminé en utilisant la méthode plutôt qu'à partir de la relation empirique entre le HS et les paramètres télédétections ; et (3) les changements diurnes des paramètres de surface terrestre sont utilisés plutôt que les paramètres instantanés qui ont beaucoup d'incertitudes à certains moments. Cependant, les limites du modèle proposé sont discutées ci-dessous. (1) Le modèle est adapté aux sols nus les jours sans nuage et sa précision est fortement réduite dans les zones végétalisées. Cette réduction de la précision se produit parce que la forme elliptique construite par le NSSR et le LST apparaît dans des conditions de sol nu. Lorsque la surface est couverte de végétation, la distribution de l'énergie de surface est plus complexe que celle du sol nu et la forme elliptique est affectée par l'interférence de la végétation; (2) les coefficients du modèle proposé changent avec les conditions atmosphériques. Il est donc difficile de fixer les coefficients pour établir une équation universelle d'estimation de le HS. De plus, la question de l'acquisition des paramètres du modèle à l'échelle régionale doit être abordée avant d'appliquer le modèle HS proposé aux données de télédétection **Leng et al., 2014**. Par conséquent, ces deux problèmes sont des questions importantes qui concernent l'application du modèle avec les observations de télédétection et sont prometteurs comme base pour les travaux futurs. De plus, l'étude des relations entre les paramètres du modèle et les conditions atmosphériques est probablement une voie prometteuse pour rendre le modèle de récupération HS universel.

IV. Combinaison de la télédétection optique et de la télédétection par micro-ondes pour estimer l'humidité du sol

4.1 Estimations du HS à partir de la télédétection optique et thermique

Bien que les capacités de pénétration du signal des méthodes optiques et thermiques soient moins bonnes que celles des méthodes infrarouges thermiques et micro-ondes, le domaine de la réflexion est le plus opérationnel car les images sont facilement disponibles sur une large gamme de résolutions au sol (**Avila et al., Yang et al., 2015**).

Les longueurs d'onde de 0,4-2,5 m représentent le rayonnement du soleil réfléchi par la surface de la Terre (**Sadeghi et al., 1984; Wang et al., 2009**). Ces approches utilisent principalement la réflexion pour estimer le HS dans les techniques de télédétection infrarouge visible. Dans cet article, selon les différentes caractéristiques utilisées de nombreuses bandes dans la télédétection infrarouge visible, elles sont divisées en méthode d'analyse spectrale simple et méthode d'indice de végétation.

4.2 Méthode d'analyse spectrale simple

Les influences de l'humidité du sol sur la réflexion spectrale ont été observées dans les premières études (**Angstrom, 1925; Bowers et al., 1972_1994**).

La réflexion des bandes d'absorption de l'eau est différente de celle des bandes de non-absorption. L'amplitude d'absorption et les différences de présentées réflexion sont utilisées pour établir des relations avec l'humidité du sol. D'après les résultats expérimentaux sur de nombreux sols avec différents HS dès 1925, on a observé que la diminuait à mesure que le HS augmentait (**Angstrom, 1925**). Depuis lors, de nombreux scientifique réflexion es ont reproduit ce phénomène et ont établi des relations empiriques entre la réflexion du sol et la HS (**Ishida et al., 1991; Jackson et al., 1976**). En 1972, **Bowers et Smith**, ont démontré que l'amplitude d'absorption était linéairement reliée au HS dans les bandes d'absorption de l'eau (**Bowers et Smith; 1972_1994**). En se basant sur des résultats expérimentaux, (**Jackson, R.D; Idso, S.B, 1976**) que les albédos de tous les sols secs étaient environ deux fois plus élevés que ceux des sols humides, à l'exception du sable. En analysant les valeurs d'absorption d'eau mesurées dans la bande du proche infrarouge, **Dalal et al., 1986** ont estimé avec précision les HS d'un grand nombre d'échantillons de sol. Cependant, les méthodes susmentionnées Cependant, les méthodes mentionnées ci-dessus sont toutes limitées à des régions spécifiques. En raison des différentes compositions physiques, des textures de sol et de la rugosité de surface dans les différentes zones d'étude les équations empiriques ne peuvent pas être appliquées universellement.

Parallèlement au développement des instruments de surveillance et aux avancées théoriques pour l'estimation de l'humidité du sol, **Jaquemoud et al., 1992** ont développé le modèle de transmission SOILSPEC, qui tient compte de la rugosité du sol, de l'angle de vue et des caractéristiques spectrales inhérentes du sol pour obtenir la réflexion bidirectionnelle du sol de 450 nm à 2450 nm. Plus tard, **Lobell et al., 2002** ont

Chapitre 03

établi un modèle physique et indiqué qu'il existe une relation exponentielle entre la réflexion du sol et le HS.

HS en analysant les changements dans la réflexion de quatre sols différents à diverses teneurs en humidité.

Le modèle peut être exprimé simplement comme suit :

$$R = f \times R_{dry} + (1 - f) \times R_{dry} \times (-c \times s) \dots\dots\dots (11)$$

Où R_{dry} est la réflexion du sol sec, c décrit le taux de changement induit par le HS, s est la saturation du sol, et f est le taux de saturation.

Liu et al., 2002 ont appliqué une simple méthode de régression linéaire par étapes pour réduire le nombre de bandes et ont constaté que la réflectivité du sol diminuait lorsque le HS augmentait lorsque l'humidité du sol était faible.

Cependant, après que l'humidité du sol ait atteint le point critique, la réflectivité augmente lorsque le HS augmente. Ce point critique est étroitement lié aux caractéristiques hydrodynamiques du sol. Sur la base d'études antérieures, **Liu et al., 2003** ont évalué trois modèles de réflectivité du sol en utilisant 18 sols et les méthodes suivantes : la méthode de réflectivité relative, la méthode de dérivation/différence et la méthode de différence de bande discrète. La méthode la plus applicable est la méthode de dérivation/différence car elle peut être utilisée pour estimer le HS avec précision et est moins sensible aux facteurs externes, tels que l'atmosphère et la grande variation de la rugosité du sol et des types de sol, etc. De même, **Whiting et al., 2004** ont obtenu de meilleurs résultats en utilisant le modèle gaussien pour estimer le HS. En utilisant un algorithme de séparation linéaire de pixels mixtes dans l'espace de la bande rouge proche de l'infrarouge, **Gao et al., 2013** ont utilisé des équations de ligne de sol et des formules empiriques pour dériver la réflexion du sol des pixels mixtes sous couverture végétale. Combinée aux images TM pour la vérification sur le terrain, cette méthode est applicable à différentes échelles spatio-temporelles et les résultats sont crédibles. Sur la base de mesures en laboratoire de l'information spectrale du sol, des approches d'analyse spectrale unique sont généralement utilisées pour déterminer les relations entre le HS et la réflexion du sol qui peuvent obtenir des résultats raisonnables pour des échantillons de sol spécifiques. Cependant, dans la pratique, la réflexion du sol est affectée par de nombreux facteurs, tels que la végétation, l'atmosphère, etc. facteurs, tels que la végétation, l'atmosphère, etc. Les signaux satellites mesurés à la surface seront Les signaux satellites mesurés à la surface seront influencés ou réduits, ce qui affectera la

réflexion et son exploitabilité. En outre, ces méthodes sont statistiques et empiriques qui manquent de base physique pour déterminer quantitativement le HS.

4.3 Méthode de l'indice de végétation

Parce qu'il est extrêmement sensible au stress hydrique, l'indice de végétation estimé par télédétection a été largement utilisé pour détecter les conditions de sécheresse, comme l'indice de végétation à différence normalisée (NDVI) et l'indice de végétation amélioré (EVI), (**Liu et al., 1991**). Les conditions de sécheresse peuvent être reflétées par la croissance de la végétation, qui peut être directement représentée par l'indice de végétation. En comparant l'indice de végétation à différents moments, les impacts de la sécheresse peuvent facilement être déterminés. Cependant, la précision de l'utilisation des indices de sécheresse basés sur le NDVI est souvent sujette aux changements des types de végétation et aux différences entre les écosystèmes. De plus, l'indice de sécheresse basé sur le NDVI peut être un indicateur conservateur (**Sandholt et al., 2002**) parce que les sécheresses sont causées par le stress hydrique ou des anomalies de précipitations. Causées par le stress hydrique ou les anomalies de précipitations auront toutes deux des retards dans le temps (**Qin et al., 2008**). Un aperçu détaillé des indices de sécheresse pour la surveillance régionale a été fournie par **Richard et Heim, 2002**.

De nombreux indices classiques de sécheresse basés sur des indicateurs de végétation ont été proposés et ont été largement utilisés dans la surveillance de la sécheresse. Pour éliminer les influences des différences de temps et d'emplacement géographique sur NDVI, **Kogan, 1990_1995** a développé l'Indice de Condition de la Végétation (VCI) suivant basé sur des données statistiques de séries temporelles de NDVI :

$$VCI_{ij} = \frac{100 * (NDVI_{ij} - NDVI - MIN_j)}{NDVI - MAX_j - NDVI - MIN_j} \dots\dots\dots (12)$$

Où VCI est un NDVI modifié, l'indice de l'état de la végétation ; NDVI est un indice composite de végétation par différence normalisée lissé sur une base hebdomadaire.

NDVI-MIN et NDVI-MAX sont les valeurs maximales et minimales du NDVI, respectivement, qui peuvent être obtenues à partir de données historiques. i et j désignent les semaines et les lieux. VCI décrit non seulement le couvert végétal de surface et ses variations spatio-temporelles mais aussi les variations mais aussi quantifie les impacts du temps sur la végétation. En outre, l'ICV peut être utilisé pour évaluer les effets de la météo sur différents.

Compte tenu de l'erreur causée par l'indice de végétation instantané et en utilisant les valeurs NDVI pluriannuelles comme critère, la différence d'amplitude a été calculée à partir des valeurs NDVI obtenues sur un mois ou dix jours moins la valeur de référence, qui sont des anomalies positives ou négatives de l'indice de végétation. Anomalies de l'indice de végétation. **Chen et al., 1994** ont développé un indice d'anomalie de végétation (AVI) pour étudier la dynamique annuelle de la végétation. Étudier la dynamique annuelle de la végétation.

AVI mensuel est calculé comme suit :

$$AMTNDVI = (MTNDVI - \overline{MTNDVI}) \dots\dots\dots (13)$$

Où AMTNDVI est l'indice de végétation d'anomalie, MTNDVI est la valeur moyenne pour le même mois au cours de différentes années, et \overline{MTNDVI} est l'in Comme sa sensibilité à l'eau est différente, les relations entre les différentes bandes d'absorption de l'eau ont été appliquées pour calculer le HS d'absorption de l'eau ont été appliquées pour dériver le HS. **Gao et al., 1996** ont présenté un indice de différence normalisé de l'eau (NDWI) en utilisant la réflexion à $1,24 \mu\text{m}$ plutôt qu'à $0,66 \mu\text{m}$, car le premier est plus sensible au HS. Plus important encore, l'indice NDWI est insensible aux conditions atmosphériques.

$$NDWI = \frac{\rho (0.86 \mu\text{m}) - \rho (1.24 \mu\text{m})}{\rho (0.86 \mu\text{m}) + \rho (1.24 \mu\text{m})} \dots\dots\dots (14)$$

Où ρ est la réflexion. Sur la base du NDWI, **Wang et al., 2008** ont proposé d'utiliser l'indice de sécheresse multi bande normalisé (NMDI), qui utilise les différences de bande entre les sensibilités de 1640 nm et 2130 nm pour le sol et la végétation, respectivement, avec une sensibilité accrue pour la surveillance de la sécheresse. L'application réussie de la détection des feux de forêt a démontré que le NMDI peut fournir une réponse rapide aux changements d'humidité. (**Wang et al., 2008_2010**).

$$NMDI = \frac{R_{860 \text{ nm}} - (R_{1640 \text{ nm}} - R_{2130 \text{ nm}})}{R_{860 \text{ nm}} + (R_{1640 \text{ nm}} - R_{2130 \text{ nm}})} \dots\dots\dots (15)$$

Où R est la réflexion. Compte tenu des effets sur les signatures spectrales des variations de l'humidité du sol, une nouvelle méthode a été développée pour la surveillance de la sécheresse (**Ghulam, A et al., 2006**). En se basant sur le modèle spectral des changements de HS dans l'espace de la bande rouge proche de l'infrarouge, l'indice de sécheresse perpendiculaire (PDI) a été établi en utilisant la réflexion ETM (**Figure 18**).

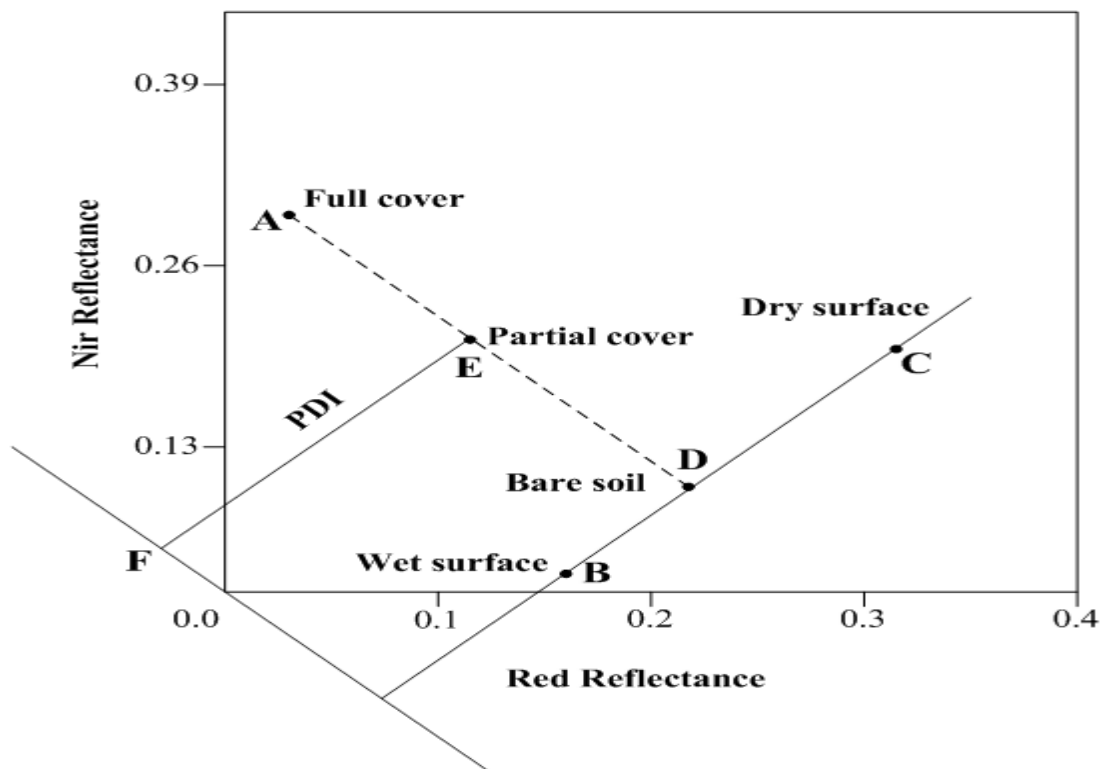


Figure 18 : Espace proche infrarouge et indice de sécheresse perpendiculaire (Ghulam et al., 2006).

Pour un type de sol spécifique, la ligne de sol peut être considérée comme une ligne qui caractérise le comportement spectral des pixels non végétalisés lorsque la teneur en humidité du sol varie sensiblement (**Ghulam et al., 2007**). La PDI décrit la

Chapitre 03

distribution du HS dans l'espace proche de l'infrarouge. Les points les plus éloignés de l'origine des coordonnées indiquent des zones de faible humidité du sol.

En revanche, les points les plus proches représentent des conditions humides et le PDI est exprimé comme suit :

$$PDI = \frac{1}{\sqrt{M^2 + 1}} (R_{Red} + MR_{NIR}) \dots\dots\dots (16)$$

Où R_{NIR} et R_{Red} désignent la réflexion de la bande proche infrarouge et de la bande rouge, respectivement ; M représente la pente de la ligne de sol. L'PDI convient pour les sols nus mais présente de nombreuses limites dans les zones végétalisées, en particulier pour les régions non plates avec différents types de sol.

Ghulam et al., 2007 ont introduit la couverture végétale fractionnée (CVF) pour supprimer l'information sur la végétation des pixels mixtes. L'information de végétation des pixels mélangés et ont proposé l'Indice de Sécheresse Perpendiculaire Modifié-MPDI. Si la relation entre la réflexion de la végétation et du sol nu est linéaire, le MPDI peut être exprimé comme suit :

$$MPDI = \frac{R_{Red} + MR_{NIR} - f_v(R_{v,Red} + MR_{v,NIR})}{(1 - f_v)\sqrt{M^2 + 1}} \dots\dots\dots (17)$$

Où $R_{v,Red}$ et $R_{v,NIR}$ sont les réflexions de la végétation dans la bande rouge et le proche infrarouge, respectivement, généralement fixées à 0,05 et 0,5 par des mesures sur le terrain (**Ghulam et al., 2007**). f_v est la couverture végétale. En considérant l'état du HS et la croissance de la végétation, le MPDI peut être appliqué aux régions végétalisées pour obtenir des résultats crédibles.

La méthode de l'indicateur de végétation peut refléter les conditions HS à partir des changements de l'indice de végétation.

Les avantages et les inconvénients de ces indices de sécheresse couramment utilisés sont décrits dans le (**Tableau 02**). Parce que l'indice de végétation ne peut pas révéler immédiatement l'information quand la végétation est limitée par le stress hydrique par le stress de l'eau, une longue période est nécessaire pour montrer les caractéristiques limitées de l'eau après une certaine accumulation ; Ainsi, cette méthode exige un certain décalage temporel pour montrer les conditions HM en temps réel. Deuxièmement, les changements interannuels des types de couverture terrestre peuvent affecter les résultats

Chapitre 03

de la surveillance de la sécheresse. Par conséquent, l'interprétation des résultats de surveillance devrait exiger la dernière carte fiable de couverture de terre. Simultanément, ces méthodes considèrent uniquement que le stress hydrique entraîne des réductions du NDVI et ne tiennent pas compte d'autres facteurs tels que les changements de température et de précipitations. En outre, des données satellitaires de bonne qualité obtenues sur une longue période de plusieurs années doivent être obtenues, et les résultats obtenus ne reflètent que la situation de déficit HM et non la véritable teneur en eau du sol.

Tableau 02 : Comparaison de plusieurs indices de sécheresse courants.

Nom	Equations	Avantages	Désavantage	Références
VCI	(2)	Suppression des effets du temps et du site	Les sources de données difficiles à obtenir sont ainsi que l'erreur et la volatilité de l'indice de végétation instantané	Kogan, F.N. 1990 ; Kogan, F.N. 1995.
AVI	(3)	Normes de référence et prise en compte de l'effet du temps	Subjectivité et absence de variation annuelle	Chen, W et al., 1992-1994.
NDWI	(4)	Plus sensible au HS et insensible aux conditions atmosphériques	Limitations dans les zones végétalises	Gao, B.C. NDWI, 1996.
NMDI	(5)	Réponse rapide aux changements d'humidité	Le pixel mixte de la végétation et du sol	Wang, L et al., 2007 ; Wang, L et al., 2008.
PDI	(6)	Convient pour les sols nus	Limitée dans les zones végétalises et les régions non plates de différents types de sol.	Ghulam, A et al., 2006.
MPDI	(7)	Prise en compte de l'influence de la végétation	Couleur de sol invariable et ligne de sol fixe	Ghulam, A et al., 2007.

4.4 Algorithmes combinés par micro-ondes

Normalement, les algorithmes d'estimation de l'humidité du sol analysent le nombre numérique (DN) des pixels après avoir après s'être assurés que les effets de

l'atmosphère, de la végétation, de la géométrie, des propriétés du sol et du capteur sont pris en compte ont été corrigées. Plus tard, l'algorithme qui établit une relation objective entre les mesures estimées et les mesures d'humidité du sol sur le terrain peut être lancé.

L'objectif principal de cette méthodologie est d'intégrer les informations provenant des données de télédétection passive et active de manière complémentaire afin d'atteindre un nouveau niveau de précision des résultats estimés. Un algorithme combiné comprend des paramètres d'entrée extraits de la télédétection active, tels que la végétation et la rugosité de surface, et des paramètres extraits de la télédétection passive, tels que la température de brillance (TB).

Dans la plupart des cas, l'algorithme prend également en compte les paramètres essentiels de l'humidité du sol qui affectent la précision de l'estimation de l'humidité du sol, tels que la profondeur optique et la rugosité de surface (**Chauhan, 1997**).

Un rapport d'atelier publié par la communauté Soil Moisture de la NASA pour la mission active/passive (SMAP) implique que les algorithmes combinés ne sont pas aussi robustes que les algorithmes passifs de luminosité. (**NASA, 2009**). Cependant, la combinaison de méthodes actives et passives, telles que le SAR et le radiomètre, peut réduire les erreurs de prédiction de l'humidité du sol à $\pm 30\%$ de la capacité réelle du champ. (**Ulbay et al., 1983**).

V. Le développement d'indices d'humidité du sol

L'indice d'humidité de ce titre a été étudié par **Thornthwaite, 1948**. Cette méthodologie estime l'indice d'humidité en utilisant les données de précipitation et d'évapotranspiration de la saison de croissance comme exprimé par l'équation suivante (2-3) (**Thornthwaite, 1948; UNESCO, 1979; Stephen, 2006**).

$$MI = \frac{P}{PET(DaysPerMonth)} * 100\% \dots\dots\dots (18)$$

Où PET est l'Evapotranspiration Potentielle produite à partir du **MOD16A2** et P représente les précipitations mensuelles totales en mm/jour et r mois. Il s'agit d'un indice sans dimension qui va de -1 à 1. L'IM est multiplié par 100 de manière à créer des nombres entiers (**Grundstein, 2009**). L'IM est déterminé par le pourcentage de la teneur en eau. La distribution des régions humides dans la zone d'étude est basée sur cet indice d'humidité et est illustrée dans la représentation des changements de teneur en eau pour la saison de croissance de 2000 à 2013 dans la zone d'étude.

A partir de cette méthodologie, l'argument suivant a été identifié : Si les précipitations (P) sont élevées, l'indice d'humidité (MI) sera également élevé et l'évapotranspiration potentielle (PET) est élevée par rapport à l'indice MI.

$$(P \uparrow = MI \uparrow; PET \uparrow = MI \downarrow \text{ either } P \downarrow = MI \downarrow; PET \downarrow = MI \uparrow) \dots\dots\dots (19)$$

1.5 Les indices prenant en compte la température de surface

Plusieurs études ont suggéré l'utilisation combinée de l'indice de végétation et de la température de surface des sols mesurée dans l'infrarouge thermique, pour estimer le taux d'humidité de sol, ainsi que l'état de stress hydrique des végétaux (**Jackson et al., 1977; Goward et al., 2002**).

Parmi les techniques développées, la méthode dite 'du triangle', suppose que la température de surface des sols dépend essentiellement de la couverture végétale et de l'humidité des sols (**Figure 19**). Le côté du triangle correspondant au NDVI le plus faible représente la droite des sols nus, depuis les sols secs (températures les plus élevées) jusqu'aux sols saturés en eau (températures les plus basses).

Le sommet en bas à droite du triangle correspond à la densité maximum de végétation.

La droite reliant les températures de surface les plus élevées (sols secs) au maximum de densité de la végétation est appelée 'limite sèche'. Celle reliant les températures de surface les plus basses (sols humides) au maximum de densité de la végétation est appelée 'limite humide'. Dans cette méthode, la température de surface des sols est reliée à l'indice de végétation par une relation linéaire décroissante. Plus la végétation a une densité importante, plus la température de surface est faible. La végétation régule la température de surface en absorbant l'énergie rayonnante et en la réémettant sous forme de chaleur latente via le processus d'évapotranspiration.

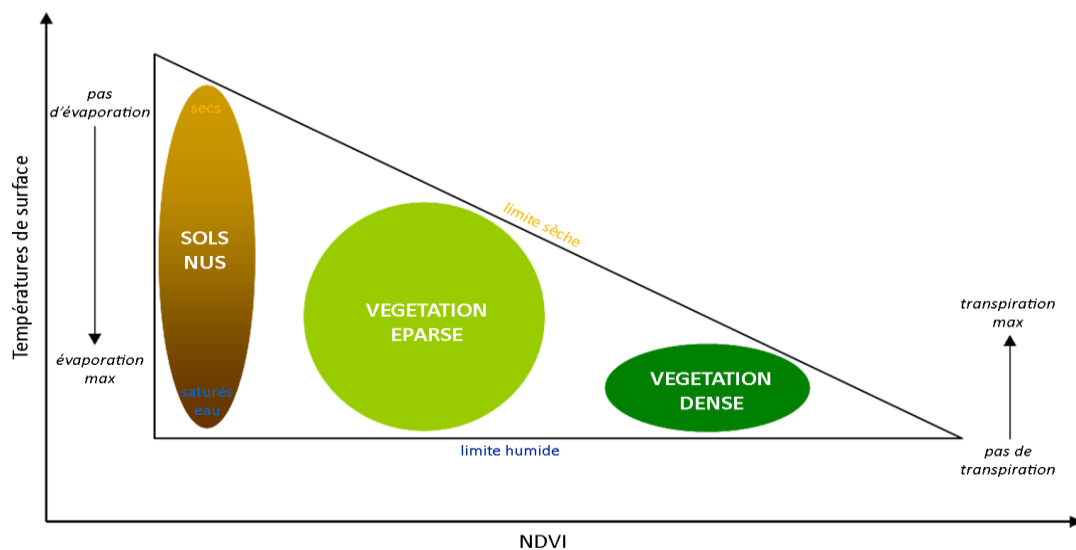


Figure 19 : Relation simplifiée entre la température de surface et indice de végétation.

Les pixels de l'image ont une répartition triangulaire dans le plan T_s / NDVI. Adapté d'après **Lambin et Ehrlich, 1996**.

Sandholt et al., 2002 proposent un indice de température / végétation / sécheresse (TDVI) Son expression est la suivante :

$$TDVI = \frac{T_s - T_{s(min)}}{a + b NDVI - T_{s(min)}} \dots \dots \dots (20)$$

Ou

T_s : Température de surface

$T_{s(min)}$: Température de surface minimum

a et b : Respectivement ordonnée à l'origine et pente de la droite reliant la température de surface au NDVI maximum.

Pour une même valeur de l'indice de végétation, les températures les plus élevées correspondent aux surfaces les plus sèches (**Figure 20**). Il est donc possible d'estimer le taux d'humidité des sols et par conséquent, l'état de stress hydrique des plantes, dès lors que la température de surface et l'indice de végétation sont connus.

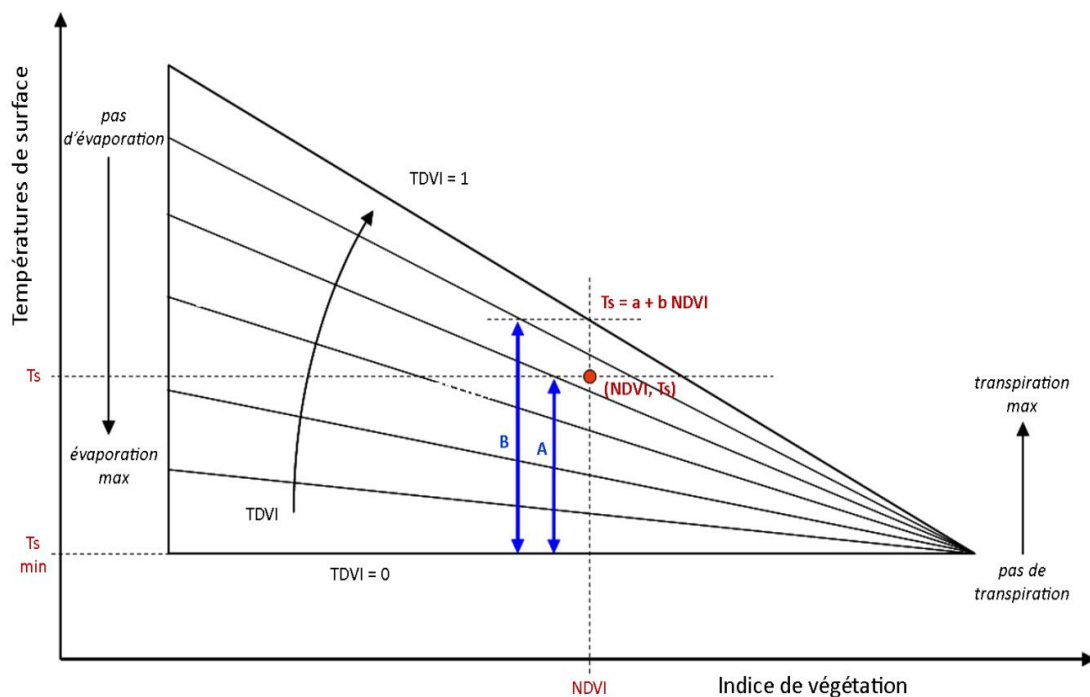


Figure 20 : L'indice de sécheresse (TDVI) peut être estimé dans le plan TS/NDVI la rapport A/B (Sandholt et al., 2002).

Remarque

Comme pour la végétation, il existe aussi des indices spécifiques pour les sols nus, comme l'indice de brillance. Celui-ci est construit à partir des bandes rouges et proche infrarouge selon l'expression :

$$IB = \sqrt{\rho_R^2 + \rho_{PIR}^2} \dots\dots\dots (21)$$

Il permet de faire clairement la distinction entre les surfaces végétalises et les sols nus.

Le tableau ci-dessous résume quelques uns des indices de végétation les plus couramment utilisés; adapté de (Caloz and Puech, 1996; Gilabert et al., 2002) + (Girard et Girard, 1999).

Tableau 03 : Résumé d'indices de végétation définis à partir de données de télédétection.

Les indices simples	
$DVI = \rho_{PIR} - \rho_R$	Bacour <i>et al.</i> (2006)
$RVI = \frac{\rho_{PIR}}{\rho_R}$	Krieger <i>et al.</i> (1969) ; Jordan (1969)
$NDVI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_R}{\rho_{PIR} + \rho_R}$	Rouse and Haas (1973) ; Tucker (1979)
Les indices de stress hydrique	
$MSI = \frac{\rho_{MIR}}{\rho_{PIR}}$	Hunt and Rock (1989)
$NDWI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_{MIR}}{\rho_{PIR} + \rho_{MIR}}$	Gao (1996)
Les indices prenant en compte l'influence des sols	
$PVI = \frac{1}{\sqrt{a^2 + 1}}(\rho_{PIR} - a\rho_R - b)$	Richardson and Wiegand (1977)
$SAVI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_R}{\rho_{PIR} + \rho_R + L} (1 + L)$	Huete (1988)
$TSAVI = \frac{a(\rho_{PIR} - a\rho_R - b)}{\rho_R + \rho_{PIR} - ab + 0,08(1 + a^2)}$	Baret <i>et al.</i> (1989)
$MSAVI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_R}{\rho_{PIR} + \rho_R + L} (1 + L)$	Qi <i>et al.</i> (1994)
Les indices prenant en compte les effets conjugués des sols et de l'atmosphère	
$ARVI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_{rb}}{\rho_{PIR} + \rho_{rb}}$	Kaufman and Tanré (1992)
$GEMI = \eta(1 - 0,25\eta) - \frac{\rho_{rouge} - 0,25}{1 - \rho_{rouge}}$	Pinty et Verstraete (1992)
Les indices prenant en compte les effets conjugués des sols et de l'atmosphère	
$EVI = G \frac{\rho_{PIR} - \rho_R}{\rho_{PIR} + C_1\rho_R - C_2\rho_B + L}$	Huete <i>et al.</i> (1999)
Les indices prenant en compte les températures de surface	
$TDVI = \frac{T_s - T_{s(min)}}{a + b NDVI - T_{s(min)}}$	Sandholt <i>et al.</i> (2002)

Remarque

Les indices de végétation ont été utilisés dans des applications très nombreuses et variées depuis l'apparition de la télédétection spatiale. Leur usage pour des estimations quantitatives soulève un certain nombre de questions qui peuvent limiter sérieusement leur utilité réelle s'ils ne sont pas correctement interprétés.

Chapitre 03

Ils dépendent de nombreux paramètres (éclairage solaire, angles de visée, *etc.*) et sont perturbés par plusieurs facteurs (sensibilité aux effets atmosphériques, aux types de sols et à leur taux d'humidité) comme nous l'avons vu précédemment, ce qui implique une très grande prudence quant à leur interprétation.

Conclusion

Conclusion

L'humidité du sol joue un rôle important dans l'étude du cycle de l'eau. C'est une variable fondamentale dans l'organisme du cycle d'eau telle que l'agronomie, la climatologie ou l'hydrologie. Estimer l'humidité du sol et ses variations spatiales et temporelles aux différentes échelles permettraient des avancées significatives à la fois dans la compréhension des processus physiques tels que les interactions entre le sol et l'atmosphère, et dans des applications potentielles pour les sociétés (alerte précoce de sécheresse, stress hydrique des cultures, prévision de rendements agricoles).

Les échanges sol-végétation-atmosphère, qui conditionnent le fonctionnement du cycle de l'eau ont été présentés dans cette étude, ainsi que ses interactions avec l'humidité du sol.

De nombreuses études ont été menées dans le domaine de la télédétection pour déterminer les paramètres hydriques des sols par des mesures satellites.

Le principal objectif de ce mémoire a été de contribuer à une meilleure étude et compréhension de l'estimation de l'humidité du sol ainsi qu'à sa mesure. Les différentes approches pour accéder à ces valeurs, à partir de données sur le terrain et par différentes approches, ont été abordées au cours de cette étude. Les études se sont focalisées sur l'acquisition des données d'information par télédétection spatiale qui permet de généraliser les informations à l'échelle globale telle que l'humidité du sol.

L'application de la télédétection dans les pilotages d'irrigation et le suivi agricole de grandes parcelles, sera l'objectif final de notre étude, qui nous espérons sera vulgarisé en Algérie, pour un développement durable de l'agriculture.

Conclusion

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

Références Bibliographiques

- Amrich, A.A.** Apport des images radar (ASAR) pour la cartographier de l'humidité du sol en milieu semi-aride cas de la région de Sétif. Ecole Nationale Supérieure Agronomique El Harrach, ENSA, Alger. 142p.
- Angstrom, A. 1925.** The albedo of various surfaces of ground. Geogr. Ann. 7, 323.
- Avila, A. Pereyra, S.M. Collino, D.J. Arguello, J.A. 1994.** Effects of nitrogen source on the growth and morphogenesis of three micropropagated potato cultivars. Potato Res. 37, 161–168.
- Bachari Nour-El-Islam, Lamine Salim, and Meharrar.Khaled, 2021.** Geometric-Optical Modeling of Bidirectional Reflectance Distribution Function for Trees and Forest Stands. In: Prem C. Pandey, Laxmi K. Sharma. Advances in Remote Sensing for Natural Resource Monitoring. WILEY 2021: <https://doi.org/10.1002/9781119616016.ch3>
- Bacour, C. Breon, F.M. Maignan, F. 2006.** Normalization of the directional effects in NOAA - AVHRR reflectance measurements for an improved monitoring of vegetation cycles. **Remote Sensing of Environment.** 102, n°3-4, 402-413.
- Bannari, A.D. Mouin, F. Bonn, A.R. Huete. 1995.** A review of vegetation indices, remotesensing reviews, vol .13, 95-120.
- Baret, F. Guyot, G. And Major, D.J. 1989.** TSAVI : A vegetation index which minimizes soil brightness effects on LAI and APAR estimation. In Proceedings of The 12th Canadian Symposium on Remote Sensing, Vancouver. 1355-1358.
- Beauchamp, J. 2006.** Cours de pédologie en ligne [http://www. upicardie..fr/beauchamp/](http://www.upicardie.fr/beauchamp/) consulte le 25/12/2015 à 11h35mn.
- Benallegue, M. Normand, M. Galle, S. Dechambre, M. Taconet, O. Vidal-Madjar, D. et Prevot, L. 1994.** Soil moisture assessment at a basin scale using active microwave remote sensing: the Agriscatt'88 airborne campaign on the Orgeval Watershed. Int. J. Rem. Sens. 15: 645-656.
- Bialousz, S. Girard, M.C. 1978.** W spotczunsukiodbiciaspektraineogleb w pasmachpracysatelitylondsat /les coefficients de réflectance spectrale des sols dans les bandes de travail du satellite londsat,(IN)fotointerpretacja w geografil,t, III(13). p.118-129.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- Bindlish, R. Jackson, T. J. Gasiewski, A. Stankov, B. Klein, M. Cosh, M.H. Mladenova, I. Watts, C. Vivoni, E. Lakshmi, V. et al. 2008.** Aircraft based soil moisture retrievals under mixed vegetation and topographic conditions. *Remote Sens. Environ.* 112, 375–390.
- Blyth, K. 1993.** The use of microwave remote sensing to improve spatial parameterization of hydrological models. *J. Hydrol.* 152: 103-129.
- Bonn, F. et Rochon, G. 1992.** Précis de télédétection. Volume 1. Principes et méthodes. Presses de l'Université du Québec/ AUPELF. 485 pp.
- Bowers, S.A. Smith, S.J. 1972.** Spectrophotometric determination of soil water content. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 36, 978–980.
- Cai, G. Xue, Y. Hu, Y. Wang, Y. Guo, J. Luo, Y. Wu, C. Zhong, S. Qi, S. 2007.** Soil moisture retrieval from MODIS data in Northern China Plain using thermal inertia model. *Int. J. RemoteSens.* 16, 3567–3581.
- Caloz, R. Et Puech, C. 1996.** Hydrologie et imagerie satellitaire. In Précis de télédétection. Volume 2 : Applications thématiques. Presses de l'Université du Québec UREF / AUPELF. 159-196.
- Calvet, J.C. Noilhan, J and. Bessemoulin, P. 1998.** Retrying the root-zone soilmoisture from surface soil moisture or temperature estimates : à feasibility study based on field measurements. *J. Appl. Meteorol.* 37(4), 371–386.
- Chang, T.Y. Wang, Y.C. Feng, C.C. Ziegler, A. D. 2012.** Estimation of root zone soil moisture using apparent thermal inertia with MODIS imagery over a tropical catchment in northern Thailand. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 5, 752–761.
- Chauhan, N.S. 1997.** Soil moisture estimation under a vegetation cover: Combined active passive microwave remote sensing method,” *Int. J Remote Sens.* 18(5), 1079–1097.
- Chen, J. Wang, L. Li, X. Wang, X. 2011.** Spring Drought Monitoring in Hebei Plain Based on a Modified Apparent Thermal Inertia Method. In *Proceedings of the Seventh International Symposium on Multispectral Image Processing and Pattern Recognition, (MIPPR2011), Guilin, China, 4 November.*
- Chen, W. Xiao, Q. Sheng, Y. 1994.** Application of the anomaly vegetation index to monitoring heavy drought in 1992. *Remote Sens. Environ.* 9, 106–112.
- Clarke, T.R. 1997.** An empirical approach for detecting crop water stress using multispectral airborne sensors. *HortTechnology.* 7, 9–16.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- Dalal, H. 1986.** Simultaneous determination of moisture, organic carbon, and total nitrogen by infrared reflectance spectrometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 120–123.
- Dandet and Vachaud. 1977.** la mesure neutronique du stock d'eau du sol et ses variation application à la détermination du bilan hydrique. *Ann. Agron.* 28(5). pp.503-519.
- Deng Khidir Abdalla Kwal, Lamine Salim, Pavlides Andrew, Petropoulos George P., Srivastava Prashant K., Yansong Bao, Hristopoulos Dionissios, Anagnostopoulos Vasileios.** Operational Soil Moisture from ASCAT in Support of Water Resources Management. *MDPI. Remote Sensing* 2019a, 11(5), 579: 1-25
<https://www.mdpi.com/2072-4292/11/5/579>
- Deng Khidir Abdalla Kwal, Lamine Salim, Pavlides Andrew, Petropoulos George P., Bao Yansong, Srivastava Prashant K., Guan Yuanhong.** Large Scale Operational Soil Moisture Mapping from Passive MW Radiometry: SMOS product evaluation in Europe & USA. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation - Elsevier*, 2019b, <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.04.015>
- DIKE VICTOR NNAMDI, ADDI MARTIN, ANDANG'O HEZRONAWITI, ATTIGBAHARFATEN, BARIMALALA RONDROTIANA, DU PLESSIS, MARCEL, LAMINE SALIM, MONGWE N. PRECIOUS, ZAROUG MAH10, OCHANDA, K.VALENTINE, DIASSO ULRICH JACQUES. 2018.** Obstacles facing Africa's young climate scientists. *Nature Climate Change*. Volume 8, pages 447–449 (2018). <http://dx.doi.org/10.1038/s41558-018-0178-x>
- Dobson, M.C. et Ulaby, F.W. 1986.** Active microwave soil moisture research. *IEEE Trans. Geosci. Rem sens ge.* 24: 23--16.
- Duchaufour, P. 1994.** Abrégé pédologie : Sol, végétation, environnement. 4ème édition. Ed. MASSON Paris. 324p.
- Elachi, C. 1987.** Spaceborne radar remote sensing: applications and techniques. IEEE press, New York, NY. 256 pp.
- Engman, E.T. 1990.** Progress in microwave remote sensing of soil moisture. *Can. J. Rem. Sens.* 16: 6---14.
- Engman, E.T. 1992.** Soil Moisture Needs in Earth Sciences. In *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. Houston, TX, USA, 26–29 May, pp. 477–479.
- Engman, E.T. Chauhan, N. 1995.** Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing. *Remote Sens. Environ.* 51, 189–198.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- Engman, E.T. et Chauhan, N. 1995.**Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing. *Rem. Sens Environ.* 51:189-198.
- Escorihuela, M.J. Kerr, Y. Rosnay, P. Wigneron, J.P. Calvet, J.C and. Lemaitre, F. 2006.**A simple model of the bare soil microwave emission at l-band. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.* 45(7), 1978–1987.
- Evans Aaron; Lamine Salim; Kalivas Dionissios; Petropoulos George.** Exploring the Potential of EO data and GIS For Ecosystem Health Modelling in Response to Wildfire: a case Study In Central Greece, *Environmental Engineering and Management Journal*, September 2018, vol.17, No. 9, 2165-2178.
<http://www.eemj.eu/index.php/EEMJ/article/view/3679>
- Fausey, N.R. 2002.**Drainage, Aeration, and Trafficability.Pages 361-363.Dans Rattan Lal.ed.Encyclopedia of Soil Science. Marcel Dekker, New York.
- Frank, V. Qin, L. Willem,W. Xi, C. Patrick,W. 2012.**Soil moisture content retrieval based on apparent thermal inertia for Xinjiang province in China. *Int. J. Remote Sens.* 33, 3870–3885.
- Friedl, M.A. Davis, F.W. 1994.**Sources of variation in radiometric surface temperature over a tall-grass prairie. *Remote Sens. Environ.* 48, 1–17.
- Gao, B.C. 1996.** A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*.n°58, 257-266.
- Gao, B.C. 1996.** NDWI—A Normalized DifferenceWater Index for Remote Sensing of Vegetation LiquidWater from Space. *Remote Sens. Environ.* 58, 257–266.
- Gao, Z. Xu, X. Wang, J. Yang, H. Huang,W. Feng, H. 2013.** A method of estimating soil moisture based on the linear decomposition of mixture pixels. *Math.Comput.Modell.* 58, 606–613.
- Ghulam, A. Qin, Q. Teyip, T. 2007.** Modified perpendicular drought index (MPDI): A real-time drought monitoring method. *ISPRS J. Photogramm.* 2, 150–164.
- Ghulam, A. Qin, Q. Zhan, Z. 2006.**Designing of the perpendicular drought index. *Environ. Geol.*
- Gilabert, M.A. González-Piqueras, J. García-Haro, F.J. Meliá, J. 2002.** Ageneralized soil - adjusted vegetation index. *Remote Sensing of Environment*.n°82, 303-310.
- Gillies, R.R. Carlson, T.N. Gui, J. Kustas, W.P. Humes, K.S. 1997.** A verification of the ‘triangle’ method for obtaining surface soil water content and energy

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- fluxes from remote measurements of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and surface radiant temperature. *Int. J. RemoteSens.* 18, 3145–3166.
- Girard, M.C. 1970.** Interprétation de quelques facteurs pédologiques, à partir de photographies aériennes, en relation avec différents saisons et différents émulsion.
- Girard, M.C. Et Girard, C.M. 1999.** Traitement des données de télédétection. Dunod. 530p.
- Goward, S.N. Xue, Y. And Czajkowski, K.P. 20002.** Evaluating land surface moisture conditions from the remotely sensed temperature / vegetation index measurements: an exploration with the simplified simple biosphere model. *Remote Sensing of Environment*.n°79, 225-242.
- Grundstein, A. 2009.** Evaluation of Climate Change over the Continental United States Using a Moisture Index. *Climatic Change* 93 (1–2): 103–15.
<https://doi.org/10.1007/s10584-008-9480-3>.
- Heim, R.R. 2002.**A review of twentieth-century drought indices used in the United States.*Bull. Am. Meteorol. Soc.* 83, 1149.
- Hillel, A. 1988.** L'Eau et le Sol Principes et processus Physiques. pedasup-
- Holmes, M.G. 1990.**Applications of radar in agriculture.Chap. 19 in M. D. Steven and JU. A. Clark, eds. Applications of remote sensing in agriculture. Butterworths, London, UK.427 pp.
- Huete, A.R. 1988.** A Soil - Adjusted Vegetation Index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*.n°25, 295-309.
- Huete, A.R. Justice, C.O. Van Leeuwen, W.J.D. 1999.** MODIS Vegetation Index (MOD 13). Version 3.Algorithm Theoretical Basis Document.129p. http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod13.pdf
- Hunt, E.R. And Rock, B.N. 1989.** Detection of changes in leaf water content using near and middle-infrared reflectances. *Remote Sensing of Environment*.n°30, 43-54.
- Ishida, T. Ando, H. Fukuhara, M. 1991.**Estimation of complex refractive index of soil particles and its dependence on soil chemical properties. *Remote Sens. Environ.* 38, 173–182.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- Jackson, R.D. Idso, S.B. Reginato, R.J. 1976.** Calculation of evaporation rates during the transition from energy-limiting to soil-limiting phases using Albedo data. *Water Resour. Res.* 12, 23–26.
- Jackson, R.D. Pinter, P.J. 1981.** Detection of Water Stress in Wheat by Measurement of Reflected Solar and Emitted Thermal IR Radiation. In *Spectral Signatures of Objects in RemoteSensing*; Institute National de la Recherche Agronomique: Versailles, France ; pp. 399–406.
- Jackson, R.D. Reginato, R.J. And Idso, S.B. 1977.** Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research.* 13, 651-656.
- Jackson, T.J et O'Neil, P. 1987.** Temporal observations of surface soil moisture using à passive microwave sensor. *Rem. Sens. Environ.* 21: 281-296.
- Jackson, T.J. et Schmugge, T.J. 1986.** Passive microwave remote sensing of soil moisture. *Advances in hydrosience.* Vol 14. Academic Press, London, UK. pp. 123-159.
- Jackson, T.J. et Schmugge, T.J. 1989.** Passive microwave remote sensing system for soil moisture: some supporting research. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 27: 225-234.
- Jackson, T.J. Schmugge, T.J. Nicks, A.D. Coleman, G.A. et Engman, E.T. 1981.** Soil moisture updating and microwave remote sensing for hydrological simulation. *Hydrol. Sci. Bull. Sci. Hydrol.* 26: 305-319.
- Jaquemoud, S. Baret, F. Hanocq, J.F. 1992.** Modeling spectral and bi-directional soil reflectance. *Remote Sens. Environ.* 41, 123–132.
- Jordan, C.F. 1969.** Derivation of leaf area index from quality of light on the forest floor. *Ecology.* 50, 663-666.
- Kahle, A.B. J. Geophys. Res. 1977.** A simple thermal model of the earth's surface for geologic mapping by remote sensing. 82, 1673–1680.
- Kaufman, Y.J. And Tanré, D. 1992.** Atmospherically resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* n°30, 261-270.
- Kerr, Y. 1996.** Optimal choice for miras frequencies scientific requirements. *CESBIO*, p. Report.
- Kogan, F.N. 1990.** Remote sensing of weather impacts on vegetation in non-homogeneous areas. *Int. J. Remote Sens.* 11, 1405–1419.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- Kogan, F.N. 1995.** Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection. *Adv. Space Res.* 15, 91–100.
- Koster, R.D. P. Dirmeyer, P. Guo, Z. Bonan, G. Cox, P. Gordon, C. Kanae, S. Kowalczyk, E. Lawrence, D. Liu, P. Lu, C. Malyshev, S. McAvaney, B. Mitchell, K. Mocko, D. Oki, T. Oleson, K. Pitman, A. Sud, Y. Taylor, C. Versegny, D. Vasic, R. Xue, Y. and Yamada, T. 2004.** Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Sciences*. 305(5687), 1138–1140.
- Krieger, F. Malila, W. Nalepka, R., Richardson, W. 1969.** Preprocessing transformations and their effects on multispectral recognition. In: *Proc. Of the 6th Int. Symp. on Remote Sensing of Environment*. 97-131. - University of Michigan, Ann Arbor.
- Labrecque, K. 2011.** Cartographie numérique de l'humidité de surface des sols à l'échelle de la parcelle agricole à l'aide de la télédétection et de la prospection électrique. Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Magister Scientioe, M.Scen sciences de l'eau. Université du Québec INRS Eau Terre Environnement. 92p.
- Lafond, R. 1992.** La pédogenèse et la classification canadienne des sols. Pages G1-81. Dans R. Lafond d. *Pédologie Forestière*. Direction générale de l'enseignement collégial du ministère de l'Enseignement supérieur de la Science. Québec.
- Lambin, E.F. And Ehrlich, D. 1996.** The surface temperature - vegetation index space for land cover and land cover change analysis. *International Journal of Remote Sensing*. 17, 463-487.
- Lambin, E.F. Ehrlich, D. 1996.** The surface temperature—Vegetation index space for land cover and land-cover change analysis. *Int. J. Remote Sens.* 17, 463–487.
- Lamine Salim, George P. Petropoulos, Paul A. Brewer, Prashant K. Srivastava, Nour-El-islam Bachari, Kiril Manevski, Chariton Kalaitzidis & Mark G. Macklin.** Heavy Metal Soil Contamination Detection Using Combined Geochemistry and Field Spectroradiometry in the United Kingdom. *MDPI. Sensors* 2019, 19(4), 762: <https://doi.org/10.3390/s19040762>
- Lamine Salim, Manish Kumar Pandey, George P. Petropoulos, Paul A. Brewer, Prashant K. Srivastava, Kiril Manevski, Leonidas Toullos, Nour-El-Islam Bachari, and Mark G. Macklin.** Spectroradiometry as a tool for monitoring soil contamination

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- by heavy metals in a floodplain site. In: Prashant K. Srivastava, Prem Chandra Pandey, Heiko Balzter, Bimal Bhattacharya, George Petropoulos. Hyperspectral remote sensing: theory and applications. Elsevier 2020. Section IV, chapter 13, 249-268.
- Lamine Salim; Petropoulos George P.; Singh Sudhir Kumar; Szabó Szilárd; Bachari Nour-el-islam; Srivastava Prashant K.; Suman Swati.** Quantifying Land Use/Land Cover Spatio-Temporal Landscape Pattern Dynamics From Hyperion Using SVMs Classifier and FRAGSTATS®, *Geocarto International*, 2018, 33 (8), 862-878. <http://dx.doi.org/10.1080/10106049.2017.1307460>
- Lamine, Salim, and Ian Saunders. 2022.** "Phytoremediation of Heavy-Metals-Contaminated Soils: A Short-Term Trial Involving Two Willow Species from Gloucester WillowBank in the UK" *Minerals* 12, no. 5: 519. <https://doi.org/10.3390/min12050519>
- Leng, P. Song, X. Li, Z. L. 2014.** Bare surface soil moisture retrieval from the synergistic use of optical and thermal infrared data. *Int. J. RemoteSens.* 3, 988–1003.
- Liu, J. G. Philippa, J.M. 2009.** Essential image processing and GTS for remote sensing. John Wiley & Sons LTD publication .www.wiley.com/wiley-blackwell.
- Liu, W. Baret, F. Gu, X. Tong, Q. Zheng, L. Zhang, B. 2002.** Relating soil surface moisture to reflectance. *Remote Sens. Environ.* 81, 238–246.
- Liu, W. Baret, F. Gu, X. Zhang, B. Tong, Q. Zheng, L. 2003.** Evaluation of methods for soil surface moisture estimation from reflectance data. *Int. J. Remote Sens.* 24, 2069–2083.
- Liu, W.T. Ferreira, A. 1991.** Monitoring Crop Production Regions in the Sao Paulo State of Brazil Using Normalized Difference Vegetation Index. In Proceedings of the 24th International Symposium on Remote Sensing of Environment, Rio de Janeiro, Brazil, 27–31 May, pp. 447–455.
- Lobell, D.B. Asner, G.P. 2002.** Moisture effects on soil reflectance. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 722–727.
- Longley, P.A. Goodchild, M.F. Maguire, D.J. Rhind, D.W. 2009.** Geographical information systems and science 2nd Edition. John Wiley & Sons LTD publication www.wiley.com/wiley.blackwell.
- Lopes, A. Nezry, E. Touzi, R. et Laur, H. 1993.** Structure detection and Statistical adaptive speckle filtering in SAR images. *Int J.*
- Lu, S. Ju, Z. Ren, T. Horton, R. 2009.** A general approach to estimate soil water content from thermal inertia. *Agric. Forest Meteorol.* 149, 1693–1698.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- Mallick, K. Bhattacharya, B.K. Patel, N.K. 2009.** Estimating volumetric surface moisture content for cropped soils using a soil wetness index based on surface temperature and NDVI. *Agric. For. Meteorol.* 149, 1327–1342.
- Matsushima, D. Reiji, K. Masato, S. 2012.** Soil Moisture Estimation Using Thermal Inertia: Potential and Sensitivity to Data Conditions. *J. Hydrometeorol.* 13, 638–648.
- Maurel, P. 2002.** Initiation à la télédétection –UMR 3S cemagref/Engref-p4/53.
- McVicar, T.R. Jupp, D.B. Yang, X. 1992.** Linking Regional Water Balance Models with Remote Sensing. In *Proceedings of the 13th Asian Conference on Remote Sensing*. Ulaanbaatar, Mongolia, 7–11 October.
- Minacapilli, M. 2012.** Thermal Inertia Modeling for Soil Surface Water Content estimation: A Laboratory Experiment. *Soil Phys.* 76, 92–100.
- Minacapilli, M. Iovino, M. Blanda, F. 2009.** High resolution remote estimation of soil surface water content by a thermal inertia approach. *J. Hydrol.* 379, 229–238.
- Moran, M.S. Clarke, T.R. Inoue, Y. Vidal, A. 1994.** Estimating crop water deficit using the relation of between surface air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sens. Environ.* 49, 246–263.
- Moran, M.S. Jackson, R.D. Slater, P.N. Teillet, P.M. 1992.** Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surface reflectance factors from satellite sensor output. *Remote Sens. Environ.* 41, 169–184.
- Murray, T. Verhoef, A. 2007.** Moving towards a more mechanistic approach in the determination of soil heat flux from remote measurements: II. Diurnal shape of soil heat flux. *Agric. For. Meteorol.* 147, 88–97.
- Murray, T. Verhoef, A. 2007.** Moving towards a more mechanistic approach in the determination of soil heat flux from remote measurements: I. A universal approach to calculate thermal inertia. *Agric. For. Meteorol.* 147, 80–87.
- Musy, A. and Soutter, M. 1991.** *Physique du sol*. Collection Gérer l'Environnement, Press Polytechniques et Universitaires Romandes.
- NASA. 2009.** Soil moisture active/passive (SMAP) Mission,” Workshop Report, December http://nasascience.nasa.gov/earth-science/decadal-surveys/Volz1_SOIL_MOISTUREAP_11-20-07.pdf.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- Nemani, R.R. Running, S.W. 1989.** Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal IR AVHRR data. *J. Appl. Meteor.* 28, 276–284.
- Nichols, W.E. Cuenca, R.H. Schmugge, T.J. et Wang J.R. 1993.** Pushbroom microwave radiometer results from HAPEXMOBILHY. *Rem. Sens. Environ.* 46: 119-128.
- Njoku, E. Entekhabi, D. 1996.** Passive microwave remote sensing of soil moisture. *J. Hydrol.* 184, 101–129.
- NRCS. 1996.** Soil Quality Resource Concerns Soil Erosion: National Soil Survey Center. 2p.
- Ochsner, T.E. Horton, R. Ren, T. 2001.** A new perspective on soil thermal properties. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 6, 1641–1647.
- Oh, Y. Sarabandi, K. et Ulaby, F.T. 1992.** An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 30: 370–381.
- Pater, S. McReynolds, K. 2005.** Watershed Soils. Master Watershed Steward. 16 p.
- Petropoulos George P; Gareth Ireland; Salim Lamine ; Hywel M. Griffiths; Nicholas Ghilain; Vasilieios Anagnostopoulos; Matthew R. North; Prashant K. Srivastava; Hro Georgopoulou.** Operational evapotranspiration estimates from SEVIRI in support of sustainable water management, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 49. 2016. 175–187 <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2016.02.006>
- Pinty, B. And Verstraete, M.M. 1992.** GEMI: a non-linear index to monitor global vegetation from satellites. *Vegetation*. n°101, 15-20.
- Price, J.C. 1985.** On the analysis of thermal infrared imagery: The limited utility of apparent thermal inertia. *Remote Sens. Environ.* 18, 59–73.
- Price, J.C. 1990.** Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *IEEE Trans. Geosci. Remote.* 28, 940–948.
- Qi, J. Chehbouni, A. Huete, A.R. Kerr, Y.H. Sorooshian, S. 1994.** A modified soil adjusted vegetation index: MSAVI. *Remote Sensing of Environment*. n° 48, 119-126.
- Qin, Q. Ghulam, A. Zhu, L. Wang, L. Li, J. Nan, P. 2008.** Evaluation of MODIS derived perpendicular drought index for estimation of surface dryness over northwestern China. *Int. J. Remote Sens.* 7, 1983–1995.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- Richardson, A.J. Wiegand, C.L. 1977.** Distinguishing vegetation from soil background information. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. n°43, 1541-1552.
- Robock, A. Vinnikov, K. Srinivasan, G. Entin, J.K. Hollinger, S.E. Speranskaya, N.A. Liu, S. Namkhai, A. 2000.** The global soil moisture data bank. Bull. Am. Meteorol. Soc. 6, 1281–1299.
- Rouse, J.W. And Haas, R.H. 1973.** Monitoring vegetation systems in the great plain with ERTS. Third ERTS Symposium. 1, 309-317. - Washington DC: NASA.
- Sadeghi, A.M. Hancock, G.D. Waite, W.P. Scott, H.D. Rand, J.A. 1984.** Microwave measurements of moisture distributions in the upper soil profile. Water Resour. Res. 7, 927–934.
- Sanderson, R. 2011.** Introduction to remote sensing .live, 38 pages. IIIemesymposiuminternational de photo-interprétation.pp.925-947, septembre.
- Sandholt, I. Rasmussen, K. And Andersen, J. 2002.** A simple interpretation of the surface temperature / vegetation index space for assessment of soil moisture status. Remote Sensing of Environment.n°79, 213-224.
- Sandholt, I. Rasmussen, K. And Andersen, J. 2002.** A simple interpretation of the surface temperature / vegetation index space for assessment of soil moisture status. RemoteSensing of Environment.n°79, 213-224.
- Sandholt, I. Rasmussen, K. Andersen, J. 2002.** A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status.Remote Sens. Environ. 79, 213–224.
- Savoie, V. 2009.** Le drainage de surface Formation pour OAQ.MAPAQ.37 p.
- Schmugge, T.J. 1978.** Remote sensing of surface soil moisture.J. Appl. Meteor. 17, 1549–1557.
- Shukla, M.K et Lai, R. 2002.** Water Infiltration in Soil. Pages1 -3. Dans RattanLaI. ed. Encyclopedia of Soil Science Marcel Dekker. New York.
- Smith, R.C.G. Choudhury, B.J. 1991.** Analysis of normalized difference and surface temperature observations over southeastern Australia. Int. J. Remote Sens. 10, 2021–2044.
- Sobrino, J. El Kharraz, M. 1999.** Combining afternoon and morning NOAA satellites for thermal inertia estimation 1.Algorithm and its testing with

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment-Sahel data. J. Geophys. Res. 104, 9446–9453.
- Sobrinho, J. El Kharraz. Geophys. Res, M. 1999.** Combining afternoon and morning NOAA satellites for thermal inertia estimation 2. Methodology and application. J, 104, 9455–9465.
- Song, X. Leng, P. Li, X. 2013.** Retrieval of daily evolution of soil moisture from satellite-derived land surface temperature and net surface shortwave radiation. Int. J. Remote Sens. 34, 3289–3298.
- Stephen, J. 2006.** “Aridity Indexes.” In Encyclopedia of World Climatology. 89–94. Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8_17.
- Stephen, J. Geophys. Res. S. 2010.** Determining soil moisture and sediment availability at White Sands Dune Field, New Mexico, from apparent thermal inertia data. 115.
- Stoner, E.R. Baumgardner, M.F. 1980.** Physiochemical, Site and Bidirectional Reflectance Factor Characteristics of Uniformly Moist Soils; LARS, Purdue University: Lafayette, CO, USA.
- Thornthwaite, C.W. 1948.** “An Approach toward a Rational Classification of Climate”. Geographical Review 48 (1): 55–94.
- TRUONG Tran. 2010.** Estimation de l'état hydrique des sols en Afrique de l'ouest par télédétection spatiale. Sciences of the universe [physics]. Université de Grenoble, French. <tel-0068801>. 219p.
- Tucker, C. J. 1979.** Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. Remote Sensing of the Environment. 8, 127–150.
- Ulaby, F.T. Moore, R.K. et Fung, A.K. 1981.** Microwave remote sensing: active and passive. Volume 1: Microwave remote sensing Fundamentals and radiometry. Artech House, Norwood, MA. 456 pp.
- Ulaby, F.T. Moore, R.K. et Fung, A.K. 1986.** Microwave remote sensing: active and passive. Volume III: From theory to applications. Artech House, Norwood, MA. 1097 pp.
- Ulbay, F.T. Dobson M.C. and Brunfeldt, D.R. 1983.** Improvement of moisture estimation accuracy of vegetation-covered soil by combined active/passive microwave remote sensing. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. J. **GE-21**(3), 300–307.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- UNESCO. 1979.** “Map of the World Distribution of Arid Regions: Explanatory Note”.
- Université catholique de Louvain.
- Van de Griend, A. Wigneron, J.P. 1985.** The b-factor as a function of frequency and canopy type at h-polarization. IEEE Trans. Geosc. Remote Sens. 42(4), 786–794.
- Van de Griend, A.A. Owe, M et Carter, D.C. 1990.** Microwave remote sensing of soil moisture in africa using Nlimbus-7/SMMR. Int. Sympo. Rem. Sensing and Water Res., Proc. Enschede The Netherlands. 20-24 Aug. pp. 277---286.
- Verhoef, A. 2004.** Remote estimation of thermal inertia and soil heat flux for bare soil. Agric. For. Meteorol. 123, 221–236.
- Verhoef, E.T. Nijkamp, P. Rietveld, P. 1996.** Second-best congestion pricing. The case of an untolled alternative. J. Urban Econ. 3, 279–302.
- Verstraeten, W.W. Veroustraete, F. Van der Sande, C.J. Grootaersn, I. Feyen, J. 2006.** Soil moisture retrieval using thermal inertia, determined with visible and thermal space-borne data, validated for European forests. Remote Sens. Environ. 101, 299–314.
- Walker, J.P. 1999.** Estimating soil moisture profile dynamics from near-surface soil moisture measurements and standard meteorological data. Thèse de PhD, Universit  de Newcastle, New South Wales, Australie. 458p.
- Walker, J.P. Willgoose, G.R. Kalm, J.D. 2004.** One-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of near-surface observations a comparaison of retrieval algorithms advances in water resources. 24.631-650.
- Wang, J. 2010.** A simple method for the estimation of thermal inertia. Geophys. Res. Lett. 37.
- Wang, J. A. 2010.** Simple method for the estimation of thermal inertia. Geophys. Res. Lett. 37.
- Wang, L. Qu, J.J. 2007.** NMDI: A normalized multi-band drought index for monitoring soil and vegetation moisture with satellite remote sensing. Geophys. Res. Lett. 34, L20405.
- Wang, L. Qu, J.J. Hao, X. 2008.** Forest fire detection using the normalized multi-band drought index (NMDI) with satellite measurements. Agric. For. Meteorol. 11, 1767–1776.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- Wang, L.L. John, J.Q. 2009.** Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring: A review. *Front. Earth Sci. China.* 3, 237–247.
- Watson, K. Geophysics. 1982.** Regional thermal inertia mapping from an experimental satellite. 47, 1681–1687.
- Whiting, M.L. Li, L. Ustin, S.L. 2004.** Predicting Water Content Using Gaussian Model on Soil Spectra. *Remote Sens. Environ.* 89, 535–552.
- Xue, Y. Cracknell, A.P. 1995.** Advanced thermal inertia modelling. *Int. J. Remote Sens.* 16, 431–446.
- Xue, Y. Cracknell, A.P. 1995.** Operational bi-angle approach to retrieve the Earth surface albedo from AVHRR data in the visible band. *Int. J. Remote Sens.* 16, 417–429.
- Yan, F. Qin, Z. Li, M. 2006.** Progress in soil moisture estimation from remote sensing data for agricultural drought monitoring. *Remote Sens.* 6, 114–121.
- Yang, Y. Guan, H. Long, D. Liu, B. Qin, G. Qin, J. Batelaan, O. 2015.** Estimation of surface soil moisture from thermal infrared remote sensing using an improved trapezoid method. *Remote Sens.* 7, 8250–8270.
- Zhang, C. Ni, S. Liu, Z. 2006.** Review on Methods of Monitoring Soil Moisture Based on Remote Sensing. *J. Agric. Mech. Res.* 6, 58–61.
- Zhang, D. Tang, R. Tang, B.H. 2015.** A Simple Method for Soil Moisture Determination From LST–VI Feature Space Using Nonlinear Interpolation Based on Thermal Infrared Remotely Sensed Data. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 8, 638–648.
- Zhang, R. Sun, X. Zhu, Z. Su, H. Tang, X. 2003.** A remote sensing model for monitoring soil evaporation based on differential thermal inertia and its validation. *Sci. China Ser. D Earth Sci.* 4, 342–355.
- Zhao, W. Li, Z.L. 2013.** Sensitivity study of soil moisture on the temporal evolution of surface temperature over bare surfaces. *Int. J. Remote Sens.* 34, 3314–3331.
- Zhao, W. Li, Z.L. Wu, H. 2013.** Determination of bare surface soil moisture from combined temporal evolution of land surface temperature and net surface shortwave radiation. *Hydrol. Process.* 27, 2825–2833.