



# MÉMOIRE

En vue de l'obtention du  
Diplôme de Master

---

Présenté et Soutenu par :  
***SAKHI Mohamed Amine***  
***ATTAB Abd Elhafid***

Intitulé  
***Traitement analytique du bilan hydrique  
d'une nappe sous des conditions différentes***

---

***Spécialité : Hydrogéologie***

*Soutenu le : 17/09/2019*

*Devant le jury composé de :*

BEKKOUCHE	Med Faouzi	MCB	Président
TALHI	Abdelkrim	MCB	Examineur
HAMI	Khelifa	MCA	Encadreur

## Dédicace

Au nom de Dieu le Miséricordieux  
Tout d'abord, je remercie le grand Dieu qui a pu  
atteindre ce stade

J'aimerais me référer à mon père, que Dieu ait  
pitié de lui, qui n'a pas arrêté une heure dans mes  
encouragements et qui m'a suivi pour accomplir ce  
travail.

Ce que je dédie à ma chère mère, que Dieu la  
protège

Cela n'a pas arrêté de prier pour moi  
Je lui souhaite une longue et heureuse vie

Pour la famille décente

À mes chères sœurs et à tous les membres de la  
famille

À ma petite Sakhi Mouaad

À mon oncle et mes tantes

À tous mes amis, à mon meilleur ami Balaamech  
Mokhtar et Abeiri Mahfouth

À tous mes amis du centre universitaire à mon  
collègue Abd Alhafith

Je dédie finalement ce travail à mon superviseur,  
Hami khlifa

Et tous mes professeurs du centre universitaire

Med amine Sakhi

## DEDICACES

### Sincérité

Tous les mots ne peuvent exprimer la gratitude, l'amour,  
Respect, reconnaissance, tout est juste: je dédie cette thèse à

### Compétence pour:

À ma chère mère Fatna: Vous représentez ma source

La compassion est un exemple de dévouement qui ne cesse de  
m'encourager. Vous avez

Il fait plus que la mère ne peut faire pour garder ses enfants sur la  
bonne voie

Dans leurs vies et leurs études.

À mes chers frères; Abdellatif ,

Abdel krime

sofiane

À mes soeurs: Zahra, Asmaa et chaima.

À mes meilleurs amis: Mohamed Amin, Mohamed, Ezzedine, Sofiane,

Abdullah, Rabeh.

Pour tous mes professeurs depuis les premières années d'école.

A tous ceux qui se sentent chers et ceux que je n'ai pas mentionnés.

# Remerciement

*Au départ, nous remercions Dieu tout-puissant pour lequel nous avons pu accomplir ce travail.*

*Nous voulons exprimer notre gratitude à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'achèvement de ce travail.*

*Tout d'abord, nous remercions Dr. Hami Khelifa pour sa confiance en nous et pour tous ses précieux conseils afin de poursuivre ce projet.*

*Nous tiendrons à adresser notre vifs remerciements à monsieur BEKKOUCHE Med Fouzi, Docteur au Centre Universitaire Ali KAFI Tindouf, Pour l'honneur que vous faites de présider notre soutenance, veuillez trouver ici l'expression de nos sincère reconnaissance.*

*Nous remercions également monsieur TALHI Abdelkrim, Docteur au Centre Universitaire Ali KAFI Tindouf, Pour l'honneur que vous faites de siéger parmi les membres du jury, veuillez trouver ici l'expression de nos sincère reconnaissance.*

*Nous remercions également Dr. Zarwal Ibrahim pour son aide et son encouragement.*

*Nous saisissons cette occasion pour adresser nos sincères remerciements à tous les professeurs de département des sciences de la Terre et de l'Univers.*

## Résumé:

L'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut donc se faire à l'aide d'une équation de bilan appelée "**bilan hydrologique**" qui représente le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace et dans le temps.

Dans le présent travail, nous calculons analytiquement un bilan hydrique d'une nappe libre rechargé sous des conditions saisonnières définites. L'objectif est de déterminer la réserve d'eau souterrain au niveau de la nappe en fonction du pompage d'une part et en fonction des conditions climatiques d'autre part.

Le but de cette étude est de définir ce qu'est le bilan hydrique et de présenter les modes de calcul et les différents paramètres qui le composent.

**Mots-clés :** Nappe libre, Recharge d'une nappe, Eau souterrain, Bilan hydrique.

## Abstract:

The estimation of the quantities of water passing through each stage of the hydrological cycle can therefore be done using a balance sheet equation called "hydrological balance" which represents the balance of the quantities of water entering and leaving a system defined in space and time.

In the present work, we analytically calculate a water balance of a free aquifer reloaded under seasonal condition. The objective is to determine the underground water reserve at the level of the water table depending on the pumping on the one hand and depending on climatic condition on the other hand.

The purpose of this study is to define the water balance and present the modes of calculation and the different parameters that compose it.

**Keywords:** Free aquifer, Recharge of an aquifer, Ground water, Water balance.

## ملخص:

يمكن إجراء تقدير كميات المياه التي تمر عبر كل مرحلة من مراحل الدورة الهيدرولوجية باستخدام معادلة التوازن العمومية تسمى معادلة "التوازن الهيدرولوجي" والذي يمثل توازن كميات المياه التي تدخل وتخرج من نظام محدد في المكان والزمان.

في العمل الحالي نحسب بشكل تحليلي توازن المياه الجوفية المعاد تحميلها في ظل الظروف الموسمية. الهدف من ذلك هو تحديد احتياطي المياه الجوفية اعتمادا على الضخ من ناحية و اعتمادا على الظروف المناخية من جهة أخرى.

الغرض من هذه الدراسة هو تحديد توازن الماء وعرض أنماط الحساب والمعلومات المختلفة التي يتكون منها.

**الكلمات المفتاحية :** المياه الجوفية ,تغذية المياه الجوفية ,توازن الماء.

# Sommaire

Introduction générale.....	1
<b>Chapitre I. Généralité sur l'Hydrologie</b>	
Introduction.....	3
I.1. L'eau, généralité.....	3
I.2. La recharge dans le cycle de l'eau.....	4
I.2.2. Définition et composante du cycle hydrologique.....	5
I.2.2.1. Définition du cycle de l'eau.....	5
I.2.2.2 Description des composantes du cycle hydrologique.....	5
a. L'Interception.....	5
b. Rétenion et Stockage superficiels.....	5
c. L'infiltration.....	6
d. Le ruissellement.....	7
e. L'évapotranspiration.....	7
f. La percolation ou recharge.....	7
I.3. Le bassin versant et son complexe.....	9
I.3.1. Définition.....	9
I.3.2. Comportement hydrologique.....	10
I.3.2.1. Le temps de concentration.....	11
I.3.2.2. Les courbes isochrones.....	12
I.3.3. Caractéristiques physiques.....	12
I.3.3.1. Les caractéristiques géométriques.....	12
a) La surface.....	12
b) La forme.....	12
c) Le relief.....	14
c)1.La courbe hypsométrique.....	14
c)2.La pente moyenne du bassin versant.....	15
c)3.L'indice de pente ip.....	16
I.3.3.2. Le réseau hydrographique.....	16
I.3.3.2.1. La topologie : structure du réseau et ordre des cours d'eau.....	16
I.3.3.2.2. Les longueurs et les pentes caractéristiques du réseau.....	17
a. Le profil longitudinal du cours d'eau.....	18
b. La pente moyenne d'un cours d'eau.....	18
c. Courbe aire-distance.....	18
I.3.3.2.3. Le Degré de développement du réseau.....	18
a. La densité de drainage.....	18
b. La densité hydrographique.....	19
c. Le rapport de confluence.....	19
I.3.3.2.4. L'endoréisme.....	20
I.3.3.3. Les caractéristiques agro-pédo-géologiques.....	20
I.3.3.3.1. La couverture du sol.....	20
a. La couverture végétale.....	20
b. Les plans d'eau.....	21
c. La neige et les glaciers.....	22
d. Les surfaces urbanisées.....	22

e. Le coefficient de ruissellement.....	22
I.3.3.3.2. La nature du sol.....	23
I.3.3.3.3. La géologie du substratum.....	25
I.4. Conclusion.....	25
<b>Chapitre II.        Etat de l'art sur les bilans hydrique</b>	
II.1. Etat de l'art.....	27
II.1.1. Le bilan hydrique.....	27
II.1.2. Les paramètres de l'équation du bilan hydrique.....	28
II.1.2.1. Précipitation, infiltration, ruissellement, drainage.....	28
II. 2. Estimation de la recharge des aquifères par bilan hydrique.....	29
II. 2.1. Variation du stock d'eau : réserve utile et évapotranspiration.....	30
II. 2.1.1. La réserve utile.....	30
II.2.1.2 L'évapotranspiration.....	30
A. L'évapotranspiration potentielle (ETP).....	31
B. L'évapotranspiration réelle (ETR).....	31
a. ETR selon la formule de TURC.....	32
b. ETR selon la formule de COUTAGNE.....	32
c. BILAN HYDRIQUE (méthode de THORNTHWAITE).....	32
II.3. Modélisation du bilan hydrique.....	33
II.3.1. Définition d'un modèle mathématique.....	33
II.3.2. Pourquoi des modèles du bilan hydrique.....	34
II.3.3. Différents types de modèles du bilan hydrique.....	34
II.3.4. Classification des modèles du bilan hydrique.....	35
II.4. Application des modèles du bilan hydrique.....	35
II.4.1. Etapes de modélisation du bilan hydrique.....	35
II.4.1.1. Choix du modèle.....	36
II.4.1.2. Choix du pas de temps.....	36
II.4.1.3. Choix de la culture.....	36
II.4.1.4. Choix de la date de simulation.....	37
II.4.1.5. Initialisation du modèle.....	37
II.4.1.6. Données simulées par un modèle du bilan hydrique.....	37
II.4.1.7. Application des modèles.....	37
II.4.2. Présentation et application de quelques modèles du bilan hydrique.....	38
II.4.2.1. Le modèle de Katerji.....	38
II.4.2.2 Le modèle de Lhomme.....	38
II.4.2.3. Le modèle BILJOUR : calcul du bilan hydrique d'un sol sous forêt.....	39
II.4.2.4. Le modèle STICS: Calcul du bilan hydrique d'un sol sous culture.....	39
II.5. Le bilan hydrique dans le processus d'irrigation.....	40
II.5.1. Le bilan hydrique - comment ça marche.....	41
II.5.1.1. Connaître la réserve en eau de vos parcelles.....	41
II.5.1.2. Connaître la consommation en eau de vos cultures.....	41
II.5.1.3. Connaître les apports (pluies et irrigations) sur vos parcelles.....	41
II.5.2. Tenir un bilan hydrique.....	41

II.6. Conclusion.....	45
<b>Chapitre III. Etude de cas</b>	
III.1. Bilan hydrique et capacité d'emmagasinement d'une nappe libre.....	47
III.1.1. Positionnement du problème.....	47
III.1.2. Modélisation mathématique.....	48
III.1.3. Résolution du problème.....	48
III.1.4. Calcul analytique du bilan hydrique.....	48
III.2. Détermination de l'évapotranspiration en fonction des irrigations.....	49
III.3. Détermination de l'évapotranspiration en fonction des pompages.....	49
<b>Conclusion générale.....</b>	<b>51</b>

## LISTE DES TABLEAUX :

N°	Titre des tableaux	Page
<b>Tableau 1.1</b>	Estimation du bilan d'eau dans le monde [Ndiaga SOW, 2004 - 2005].	4
<b>Tableau 1.2</b>	Valeurs du coefficient de ruissellement pour différentes couvertures du Sol [Tiré des normes Suisses SNV, Musy et Higy, 2004].	22
<b>Tableau 1.3</b>	Valeurs de coefficient de ruissellement (en%), pour différents types et Couverture [Tiré de U.S Soil Conservation Service, 1969].	23
<b>Tableau 1.4</b>	Différentes valeurs de coefficient de ruissellement en (%) pour les cas Suisses. Cr est une fonction de la pente et de la couverture du sol [Tiré de Sautier, Guide du Service Fédéral des Améliorations foncières]	23
<b>Tableau 2.1</b>	Les différents régimes hydrodynamiques des sols saturés et non saturés en Eau [Calvet, 2013].	29
<b>Tableau 2.2</b>	Récapitulatif des caractéristiques de la parcelle.	42
<b>Tableau 2.3</b>	Le tableau de suivi du bilan hydrique.	43

## Liste des figures :

N°	Titre de figure	page
<b>Figure 1.1</b>	Diagramme de phase de l'eau [André Musy, 2005].	3
<b>Figure 1.2</b>	Représentation du cycle de l'eau [André Musy, 2005].	5
<b>Figure 1.3</b>	Régime d'infiltration et de ruissellement au cours d'une pluie d'intensité Supérieure à l'infiltrabilité du sol [Ndiaga SOW, 2004 - 2005]	6
<b>Figure 1.4</b>	Représentation schématique du cycle hydrologique (d'après Freeze, 1979).	8
<b>Figure 1.5</b>	présentation du bassin versant [Musy et al, EPFL].	9
<b>Figure 1.6</b>	Distinction entre bassin versant réel et bassin versant topographique [Hydrologie de surface, D'après Roche 1963].	10
<b>Figure 1.7</b>	les diverses parties d'un hydrogramme simple [B. Rambert, juillet 1971].	10
<b>Figure 1.8</b>	Principes d'analyse du comportement hydrologique du bassin versant et Hydrogramme résultant.	11
<b>Figure 1.9</b>	Représentation d'un bassin avec ses lignes isochrones et diagramme surface- Temps de concentration du bassin.	12
<b>Figure 1.10</b>	Bassins en forme d'éventail [Musy et Christophe Higy, 2003].	13
<b>Figure 1.11</b>	Bassin en forme allongée [Musy et Christophe Higy, 2003].	13
<b>Figure 1.12</b>	Représentation des formes du bassin versant à partir de l'indice de Gravelius.	14
<b>Figure 1.13</b>	Courbe hypsométrique.	14
<b>Figure 1.14</b>	Longueurs du bassin versant [Musy et Christophe Higy, 2003].	17
<b>Figure 1.15</b>	Types de bassins versants [Med – Hycos, cours bassin versant].	20
<b>Figure 1.16</b>	Illustration de l'effet de laminage par un plan d'eau. Le cas du Léman sur le Débit du Rhône [Cours bassin versant et son complexe- EPFL].	21
<b>Figure 1.17</b>	Variation de l'indice IPA en fonction du temps à Payerne.	24
<b>Figure 2.1</b>	Représentation spatiale du bilan hydrique.	28
<b>Figure 2.2</b>	Représentation schématique d'évapotranspiration.	33
<b>Figure 2.3</b>	Présentation du modèle STICS.	40
<b>Figure 2.4</b>	L'évolution du déficit hydrique après l'irrigation de la parcelle.	44
<b>Figure 3.1</b>	Modèle physique étudié.	47

**Figure 3.2** Profile d'évapotranspiration en fonction des irrigations.

49

**Figure 3.3** Profile d'évapotranspiration en fonction des pompages.

50

## Introduction générale

Le bilan hydrique est le résultat chiffré de la comparaison total des précipitations tombées dans une région et l'évapotranspiration potentielle évaluée dans laboratoire. Le bilan hydrique permet d'apprécier la faisabilité d'une culture donnée dans une région donnée.

Il permet de mesurer le stress hydrique et l'éventuel déficit hydrique, notamment pour prévoir les sécheresses ou, à l'inverse, les inondations.

L'application de la méthode du bilan hydrique est limitée par la difficulté de quantifier les variables. Effectivement, les processus hydrologiques sont difficiles à observer directement sur le terrain et donc à mesurer. Notons que les erreurs de mesure éventuelles des termes qu'on retrouve dans l'équation hydrologique simplifiée se répercutent directement sur les valeurs calculées de l'évaporation.

Dans cette étude, nous présentons brièvement les principales conclusions d'études et de recherches concernant les méthodes de mesure et les principes de calcul de la balance hydrique.

Cette étude nous aidera à trouver la méthode la plus appropriée et la plus précise pour déterminer la valeur quantitative du bilan hydrique.

Pour répondre à ces questions et atteindre nos objectifs, cette étude se groupe sur les trois chapitres suivantes :

- ❖ Premier chapitre « généralité sur l'hydrologie » qui parle sur le cycle hydrologique et ces composants, et parle d'autre part sur le bassin versant et son caractéristique.
- ❖ Deuxième chapitre « état de l'art sur les bilans hydrique » expose la définition et les paramètres de l'équation du bilan hydrique, et regroupe une étude de modélisation du bilan hydrique.
- ❖ Troisième chapitre « Etude de cas, Bilan hydrique et capacité d'emmagasinement d'une nappe libre » représente une modèle mathématique d'écoulement verticale, étudie différentes problèmes de gestion de l'eau en agriculture.

# Chapitre I

## Généralité sur l'Hydrologie

## Introduction

La question de la disponibilité et d'accès à l'eau est sans aucun doute un des problèmes majeurs auquel devra faire face l'humanité durant le siècle à venir. Aujourd'hui on estime en effet qu'un habitant sur cinq de la planète n'a pas accès à l'eau en suffisance et un sur trois à une eau de qualité. Dans ce contexte, il peut être utile de rappeler que "la mesure quantitative et qualitative des éléments du cycle hydrologique et la mesure des autres caractéristiques de l'environnement qui influent sur l'eau constituent une base essentielle pour une gestion efficace de l'eau". (Déclaration de Dublin, 1992). De fait, la compréhension et l'analyse du cycle de l'eau est la base de toute étude et réflexion au sujet de la gestion des eaux.

### I. 1. L'eau, généralité

L'eau est la source principale et originelle de toute vie. Elle se présente, dans la nature, sous trois états :

- Solide : neige et glace.
- Liquide : eau chimiquement pure ou chargée en solutés.
- Gazeux : à différents degrés de pression et de saturation.

Les changements de phase de l'eau dépendent essentiellement de la température et de la pression. Dans l'atmosphère terrestre, l'eau se retrouve sous ses trois formes.

La figure suivante donne les différentes conditions de pression et de température pour les trois états de l'eau, ainsi que les transformations de phase.

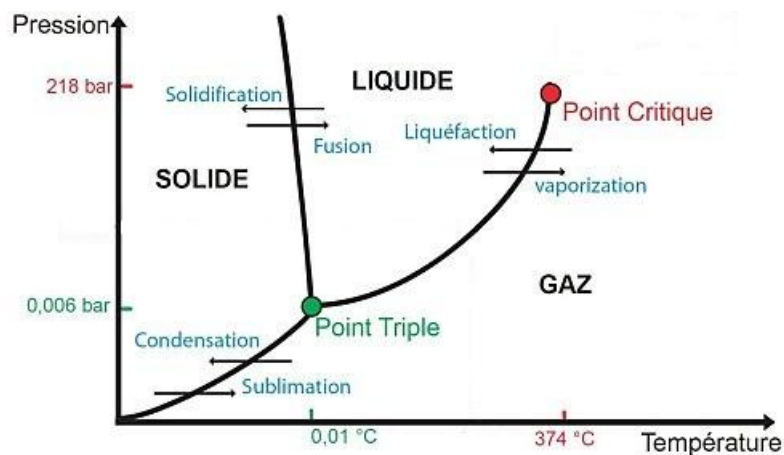


Fig 1.1- Diagramme de phase de l'eau [André Musy, 2005].

L'eau se retrouve, sous ses trois formes dans l'atmosphère terrestre. Les eaux sont en constante circulation sur la terre et subissent des changements d'état. L'importance de ces modifications fait de l'eau le principal agent de transport d'éléments physiques, chimiques et biologiques. L'ensemble des processus de transformation et de transfert de l'eau forme le **cycle hydrologique**.

## I. 2. La recharge dans le cycle de l'eau

Abstraction faite des eaux océaniques et marines à fort taux de salinité, les eaux souterraines représentent environ les deux tiers des ressources en eau douces du monde. En soustrayant les glaciers, elles en représenteraient presque la totalité.

Tableau 1.1 : Estimation du bilan d'eau dans le monde  
[Ndiaga SOW, 2004 - 2005]

Paramètre	Surface ( $10^6 \cdot Km^2$ )	Volume ( $10^6 \cdot Km^3$ )	Volume (%)	Hauteur équivalente (m)	Temps de séjour
Océans et mers	361	1370	94	2500	4000 ans
Lacs	1.55	0.13	<0.01	0.25	10 ans
Marais	<0.1	<0.01	<0.01	0.007	1 – 10 ans
Rivières	<0.1	<0.01	<0.01	0.003	2 semaines
Humidité du sol	130	0.07	<0.01	0.13	2 sem – 1 an
Eau souterraine	130	60	4	120	2 sem – 10 ans
Glaciers	17.8	30	2	60	10 – 100 ans
Eau atmosphérique	504	0.01	<0.01	0.025	10 ans
Eau bio – sphérique	<0.1	<0.01	<0.01	0.001	1 semaine

Son caractère plus ou moins pérenne par rapport aux eaux de surface fait d'elle une ressource particulièrement sollicitée pour la satisfaction des besoins en eau des populations.

Dans le passé, ces eaux souterraines pouvaient être exploitées sans se préoccuper de leur recharge naturelle par les précipitations, car les prélèvements étaient faibles comparés aux apports. Aujourd'hui, ces eaux sont de plus en plus sollicitées en raison de la démographie galopante, du développement de l'agriculture et de l'industrie auxquels il convient d'ajouter, en Afrique soudano sahélien, la succession d'année de sécheresse extrême. Il y'a donc lieu de tenir compte de cette recharge et d'être à même de l'évaluer pour garantir une gestion optimale de ces ressources afin d'en assurer la pérennité.

Dans tous les climats (humide ou aride), l'évaluation de la recharge pose des problèmes liés à la conceptualisation des transferts d'eau du sol vers les nappes. A ces difficultés, s'ajoutent en climat soudano sahélien, d'autres liées à la particularité du climat et à l'imprécision des calculs qui peuvent en résulter.

Dans ce chapitre, le cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant sera rappelé dans le but de situer tout d'abord la recharge dans son contexte puis de faire apparaître l'importance de la zone non saturée dans ce cycle. Le milieu poreux non saturé sera ensuite succinctement présenté afin de faire ressortir surtout les grandeurs intervenant dans les mécanismes de transfert d'eau vers les nappes. Après une définition précise de la recharge, les mécanismes présidant à sa mise en place et les principaux facteurs qui la régissent seront exposés.

## I. 2.2. Définition et composante du cycle hydrologique

### I. 2.2.1. Définition du cycle de l'eau

Le **cycle de l'eau** (ou **cycle hydrologique**) est un phénomène naturel qui représente le parcours entre les grands réservoirs d'eau liquide, solide ou de vapeur d'eau sur Terre : les océans, l'atmosphère, les lacs, les cours d'eau, les nappes d'eaux souterraines et les glaciers. Le « moteur » de ce cycle est l'énergie solaire qui, en favorisant l'évaporation de l'eau, entraîne tous les autres échanges.

La notion de cycle hydrologique englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement des eaux sur la terre. Cette définition implique que les mécanismes régissant le cycle hydrologique surviennent conjointement. Le cycle hydrologique n'a donc ni commencement, ni fin.

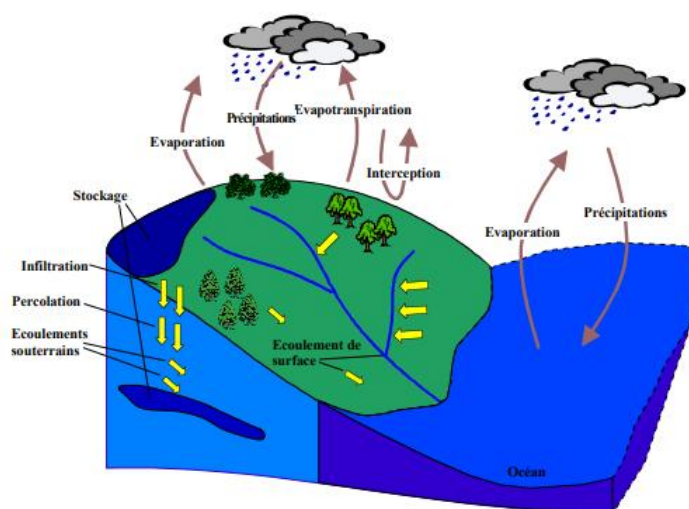


Fig 1.2 - Représentation du cycle de l'eau [André Musy, 2005].

### I. 2.2.2 Description des composantes du cycle hydrologique

Les éléments qui composent le cycle de l'eau sont respectivement :

#### a. L'Interception

L'interception est la fraction de la pluie arrêtée principalement par la végétation. Cette fraction peut, soit être restituée au sol par égouttage ou par ruissellement le long des troncs, soit stockée pour être reprise en différé par l'évaporation. La quantité d'eau interceptée est fonction:

- Des caractéristiques de la pluie
- Des espèces, de l'âge et de la densité de la végétation.

Cette quantité d'eau interceptée retourne au cycle de l'eau par évaporation. Nous verrons plus loin que ce terme est généralement négligé dans les calculs de bilan.

#### b. Rétention et Stockage superficiels

La rétention superficielle désigne la partie de la pluie qui reste piégée dans les nombreuses dépressions de la surface du sol et qui peut par la suite seulement s'infiltrer ou s'évaporer. Elle dépend de la texture du sol, de la pente et de la taille des dépressions. Une estimation précise de ce terme n'est possible à l'heure actuelle. Le stockage superficiel se réfère à la fraction de la

pluie qui reste à la surface du sol pendant l'averse et qui, graduellement, s'écoule vers l'aval; à la fin de la pluie, ce volume d'eau stocké peut s'infiltrer ou donner lieu à un écoulement superficiel retardé (Horton, 1933; Roche, 1986)

### c. L'infiltration

L'infiltration désigne généralement le passage de l'eau de l'extérieur vers l'intérieur du sol ainsi que sa redistribution dans la zone non saturée. Le processus d'infiltration a été largement étudié aussi bien par les physiciens du sol que les hydrologues. Horton (1933) a montré que lorsque la pluie atteint la surface du sol, elle s'infiltré à une vitesse décroissante avec le temps. La figure 1.3 illustre cette décroissance de la capacité d'infiltration en fonction du temps pour une pluie d'intensité constante donnée.

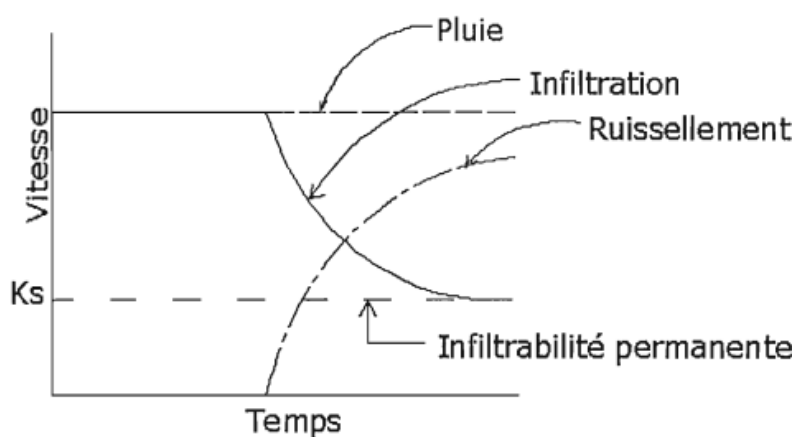


Fig 1.3 - Régime d'infiltration et de ruissellement au cours d'une pluie d'intensité supérieure à l'infiltrabilité du sol [Ndiaga SOW, 2004 - 2005]

La vitesse d'infiltration ou infiltrabilité du sol est égale à l'intensité de la pluie et ceci jusqu'à ce que les premiers centimètres du sol (10 cm environ) soient saturés; elle décroît ensuite asymptotiquement vers une valeur constante  $K_s$ , appelée infiltrabilité finale ou permanente ou vitesse d'infiltration stabilisée. Le surplus de la pluie non absorbée par le sol s'accumule à la surface du sol et engendre le ruissellement. La diminution de la capacité d'infiltration au cours d'une averse est due à deux phénomènes principaux :

- La dégradation de l'état de la surface du sol par des mécanismes tels l'intensité de la pluie qui crée une pellicule (cas des limons) empêchant l'eau de s'infiltrer;
- La diminution du gradient de succion matricielle. En effet, malgré une augmentation de la conductivité du sol, le gradient de succion diminue laissant le gradient gravitationnel comme seule force d'entraînement de l'eau vers le bas. De nombreux tests réalisés par les hydrologues sur différents types de sol ont montré que la diminution est plus rapide et la constante plus faible pour les sols argileux que pour les sols sableux.

De nombreuses expressions empiriques existent pour décrire l'infiltration en fonction du temps. Les plus usitées sont celles de Green et Ampt (1911), Kostiakov (1932 et 1972), de Horton, de Philip (1957) et de Morel-Seytoux (1981).

### d. Le ruissellement

Le ruissellement de surface constitue la part de la pluie qui n'est pas retournée à l'atmosphère par évaporation ou qui n'a pas été absorbée par le sol, et qui ne s'accumule pas à la surface mais qui s'écoule sur la surface du sol par de petites rigoles jusqu'à atteindre le réseau naturel de drainage du bassin. La lame d'eau ruisselée dépend de l'intensité et de la hauteur des averses, de la succession des pluies, de l'état d'humidité et de la structure de l'horizon superficiel du sol avant l'averse, du couvert végétal, de la pente et de la rugosité de la surface du sol. L'influence de tous ces facteurs fait que le ruissellement est très difficile à estimer avec précision.

#### **e. L'évapotranspiration**

Le terme évapotranspiration désigne la quantité d'eau qui retourne à l'atmosphère. Elle se fait de différentes manières.

- Évaporation à partir de la surface d'eau libre (lacs et cours d'eau).
- Évaporation à partir du sol ou par l'intermédiaire des végétaux. Celle-ci constitue le mécanisme principal de transfert de l'eau vers l'atmosphère quand la surface du sol est couverte de végétation. Lorsque la surface n'est que partiellement nue, l'évaporation se fait aussi bien à partir du sol que les plantes; comme il est difficile de dissocier ces deux processus, ils sont communément combinés et analysés comme un seul processus appelé évapotranspiration (Hillel, 1974).
- Et rarement évaporation à partir des nappes d'eau souterraines.

Ce terme est très difficile à mesurer si bien qu'on utilise le concept d'évapotranspiration potentielle (ETP) qui est une tentative de caractérisation de l'environnement micro météorologique. Penman (1933) la définit comme étant la quantité d'eau transpirée par unité de temps par une végétation recouvrant complètement le sol, de hauteur uniforme et qui ne manque jamais d'eau. En général, la végétation n'est pas toujours aussi bien fournie en eau si bien qu'on a défini le terme évapotranspiration réelle (ETR) qui est inférieure ou égale à l'ETP et qui reflète mieux la réalité. Plusieurs méthodes sont disponibles pour le calcul de l'ETP. Les plus usuelles sont celles de Penman (1948), Thornthwaite (1948), Blaney et Criddle (1950), Turc (1961), Brochet (1974) ou celle estimant l'ETP à partir de l'évaporation bac. Cette évapotranspiration est importante dans le cycle hydrologique du fait que la fraction de la pluie tombant sur la surface du sol qui retourne à l'atmosphère varie entre 50% pour les régions humides à presque 100% pour les régions arides.

#### **f. La percolation ou recharge**

Après la pluie, une partie des eaux infiltrées dans le sol ayant échappée à la reprise évaporatoire s'écoule vers les couches plus profondes dont elle augmente le stock d'eau. L'humidification du sol progresse plus on se rapproche du bas. Après reconstitution du stock d'eau de rétention du sol, l'excès d'eau continue son cheminement pour aller alimenter les réserves des nappes aquifères. C'est ce cheminement sans fixation que l'on désigne par percolation ou recharge. Tout le problème de l'alimentation des nappes repose en fait sur l'évaluation de cet excès qui atteindra finalement la nappe.

Evapotranspiration

Précipitation

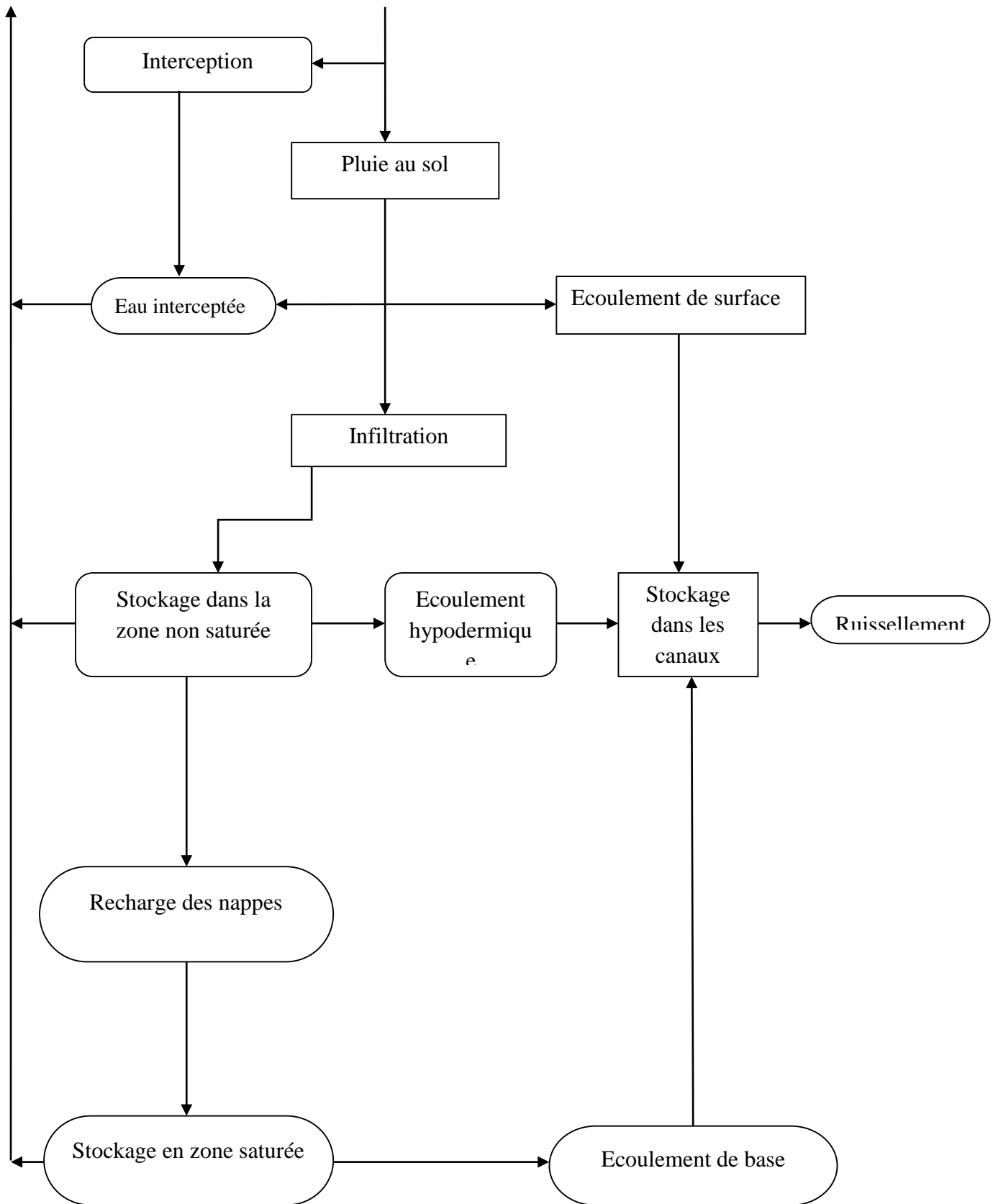


Fig 1.4 - Représentation schématique du cycle hydrologique [Freeze, 1979].

**I. 3. Le bassin versant et son complexe**

**I. 3.1. Définition**

Le bassin versant est une unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique.

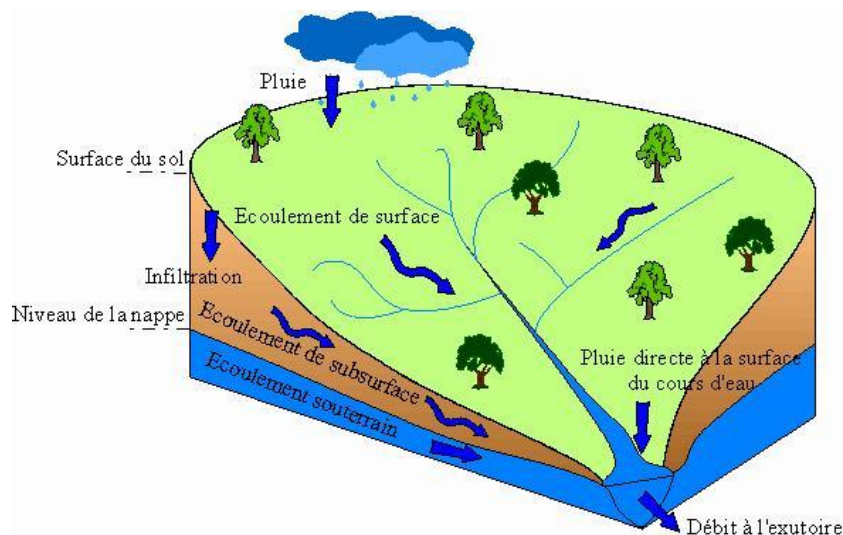


Fig 1. 5 - présentation du bassin versant [Musy et al, EPFL].

Donc c'est une surface hydrologiquement close, c'est-à-dire qu'aucun écoulement n'y pénètre de l'extérieur et que tous les excédents de précipitations s'évaporent ou s'écoulent par une seule section à l'exutoire.

Le bassin versant en une section droite d'un cours d'eau, est donc défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents à l'amont de cette section. Il est entièrement caractérisé par son exutoire, à partir duquel nous pouvons tracer le point de départ et d'arrivée de la ligne de partage des eaux qui le délimite.

Toutefois, la délimitation topographique nécessaire à la détermination en surface du bassin versant naturel n'est pas suffisante. Lorsqu'un sol perméable recouvre un substratum imperméable, la division des eaux selon la topographie ne correspond pas toujours à la ligne de partage effective des eaux souterraines. Le bassin versant est alors différent du bassin versant délimité strictement par la topographie. Il est appelé dans ce cas bassin versant réel.

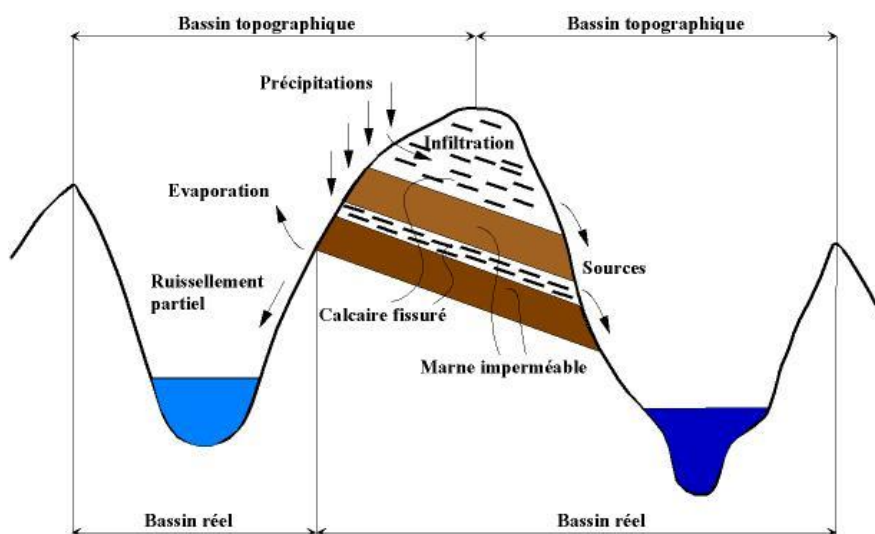


Fig 1. 6 - Distinction entre bassin versant réel et bassin versant topographique  
[Roche 1963].

Cette différence entre bassins réel et topographique est tout particulièrement importante en région karstique. Lorsque l'on s'intéresse au ruissellement, la délimitation du bassin versant doit aussi tenir compte des barrières artificielles (routes, chemins de fer, etc.). En effet, l'hydrologie du bassin versant, et notamment la surface drainée, peuvent être modifiées par la présence d'apports latéraux artificiels (réseaux d'eaux usées ou potables, drainages, routes, pompes ou dérivations artificielles modifiant le bilan hydrologique).

Il convient donc également de définir, en plus des délimitations topographiques, les limites souterraines de ce système. De plus, il est aussi nécessaire de tenir compte des effets anthropiques relatifs aux eaux du système.

### I. 3.2. Comportement hydrologique

L'analyse du comportement hydrologique d'un bassin versant (système hydrologique) s'effectue le plus souvent par le biais de l'étude de la réaction hydrologique du bassin face à une sollicitation (la précipitation). Cette réaction est mesurée par l'observation de la quantité d'eau qui s'écoule à l'exutoire du système. La représentation graphique de l'évolution du débit  $Q$  en fonction du temps  $t$  constitue un hydrogramme de crue.

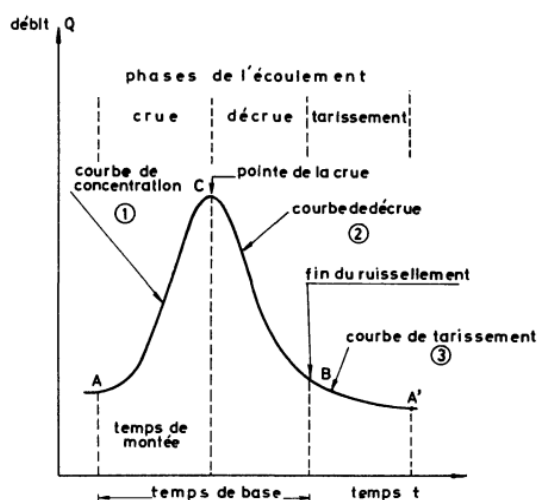


Fig 1.7 – les diverses parties d'un hydrogramme simple [B. Rambert, juillet 1971].

La réaction hydrologique d'un bassin versant à une sollicitation particulière est caractérisée par sa vitesse (temps de montée  $t_m$ , défini comme le temps qui s'écoule entre l'arrivée de la crue et le maximum de l'hydrogramme) et son intensité (débit de pointe  $Q_{max}$ , volume maximum  $V_{max}$ , etc.). Ces deux caractéristiques sont fonction du type et de l'intensité de la précipitation qui le sollicite mais aussi d'une variable caractérisant l'état du bassin versant : le **temps de concentration** des eaux sur le bassin.

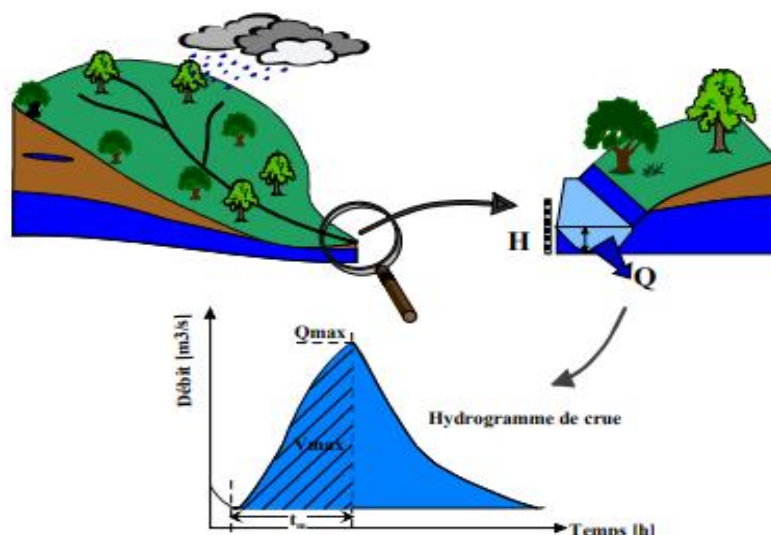


Fig 1.8 - Principes d'analyse du comportement hydrologique du bassin versant et hydrogramme résultant [[http://academia.edu/cours hydrologie-IGS4](http://academia.edu/cours_hydrologie-IGS4)].

### I. 3.2.1. Le temps de concentration

Le temps de concentration  $t_c$  des eaux sur un bassin versant se définit comme le maximum de durée nécessaire à une goutte d'eau pour parcourir le chemin hydrologique entre un point du bassin et l'exutoire de ce dernier. Il est composé de trois termes différents :

- $t_h$  : Temps d'humectation. Temps nécessaire à l'imbibition du sol par l'eau qui tombe avant qu'elle ne ruisselle.
- $t_r$  : Temps de ruissellement ou d'écoulement. Temps qui correspond à la durée d'écoulement de l'eau à la surface ou dans les premiers horizons de sol jusqu'à un système de collecte (cours d'eau naturel, collecteur).
- $t_a$  : Temps d'acheminement. Temps mis par l'eau pour se déplacer dans le système de collecte jusqu'à l'exutoire.

Le temps de concentration  $T_c$  est donc égal au maximum de la somme de ces trois termes, soit :

$$T_c = \text{Max} (\sum(th + tr + ta)) \quad (1.1)$$

Théoriquement on estime que  $t_c$  est la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement. Pratiquement le temps de concentration peut être déduit de mesures sur le terrain ou s'estimer à l'aide de formules le plus souvent empiriques.

### I. 3.2.2. Les courbes isochrones

Les courbes isochrones représentent les courbes d'égal temps de concentration des eaux sur le bassin versant. Ainsi, l'isochrone la plus éloignée de l'exutoire représente le temps mis pour que toute la surface du bassin versant contribue à l'écoulement à l'exutoire après une averse uniforme.

Le tracé du réseau des isochrones permet donc de comprendre en partie le comportement hydrologique d'un bassin versant et l'importance relative de chacun de ses sous-bassins.

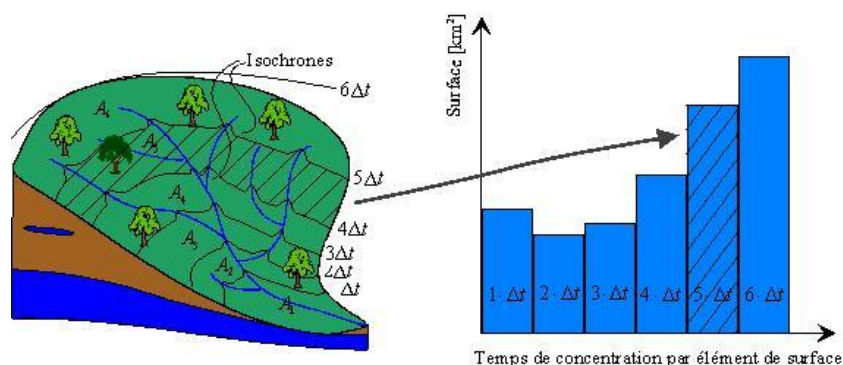


Fig 1.9 - Représentation d'un bassin avec ses lignes isochrones et diagramme surface-temps de concentration du bassin [[http : academia.edu/ cours hydrologie-IGS4](http://academia.edu/cours-hydrologie-IGS4)].

### I. 3.3. Caractéristiques physiques

Les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant influencent fortement sa réponse hydrologique, et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage. Le temps de concentration  $t_c$  qui, on l'a vu, caractérise en partie la vitesse et l'intensité de la réaction du bassin versant à une sollicitation des précipitations, est influencé par diverses caractéristiques morphologiques : en premier lieu, la taille du bassin (sa surface), sa forme, son élévation, sa pente et son orientation. A ces facteurs s'ajoutent encore le type de sol, le couvert végétal et les caractéristiques du réseau hydrographique. Ces facteurs, d'ordre purement géométrique ou physique, s'estiment aisément à partir de cartes adéquates ou en recourant à des techniques digitales et à des modèles numériques.

#### I. 3.3.1. Les caractéristiques géométriques

##### a) La surface

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en partie reliés à sa surface. La surface du bassin versant peut être mesurée par superposition d'une grille dessinée sur papier transparent, par l'utilisation d'un planimètre ou, mieux, par des techniques de digitalisation.

##### b) La forme

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants. Ce phénomène est lié à la notion de temps de concentration.

- bassins en forme d'éventail :

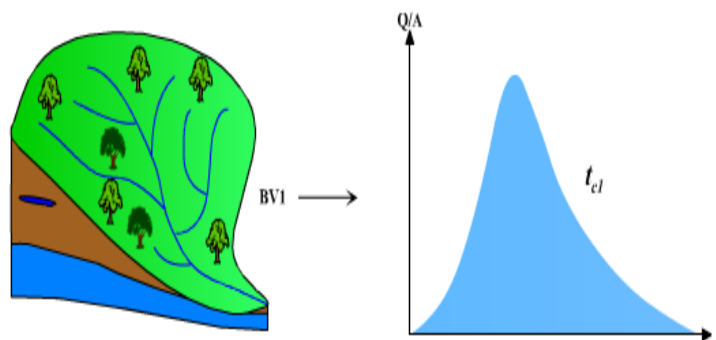


Fig 1.10 - bassins en forme d'éventail [Musy et Christophe Higy, 2003].

Les bassins en forme d'éventail (**BV1**), présentant un temps de concentration plus court ( $t_{c1}$ ), auront les plus forts débits de pointe.

• bassins de forme allongée :

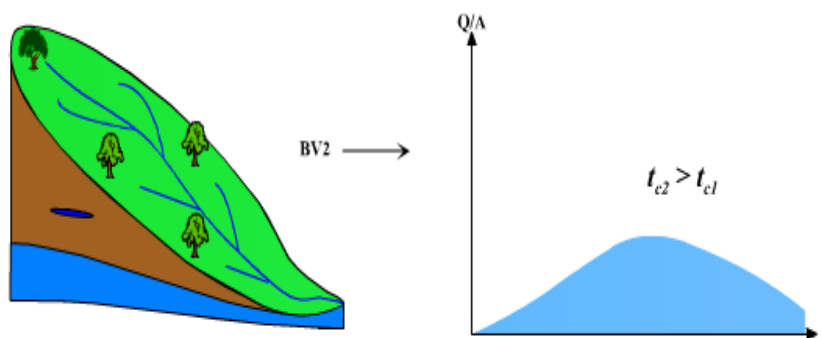


Fig 1.11 - bassin en forme allongée [Musy et Christophe Higy, 2003].

Les bassins en forme allongée (**BV2**), pour une même pluie représentant les faibles débits de pointe de crue et un temps de concentration ( $t_c$ ) plus longue que ( $t_{c1}$ ).

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple l'*indice de compacité de Gravelius* (1914)  $K_G$ , défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface :

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi \cdot A}} \approx 0.28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (1.2)$$

Avec :

- $K_G$  : est l'indice de compacité de Gravelius,
- $A$  : surface du bassin versant [ $\text{km}^2$ ],
- $P$  : périmètre du bassin [km].

Cet indice se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface.

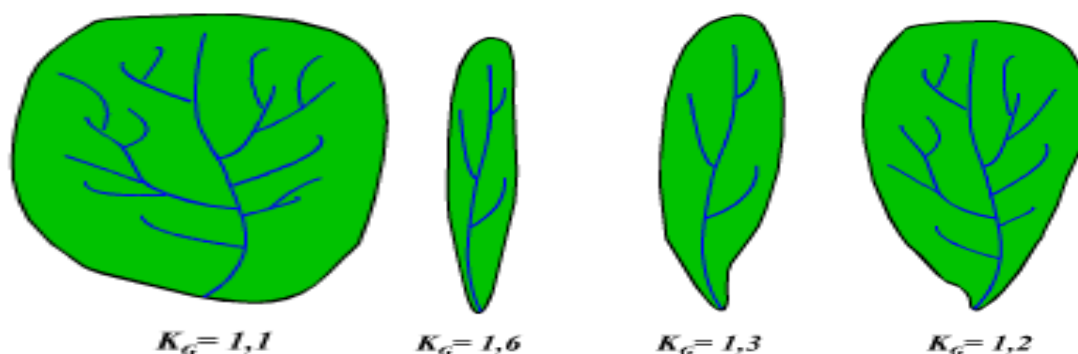


Fig 1.12 – Représentation des formes du bassin versant à partir de l'indice de Gravelius

Cet indice est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée.

### c) Le relief

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement. Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques suivants :

#### c).1 La courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée. Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude.

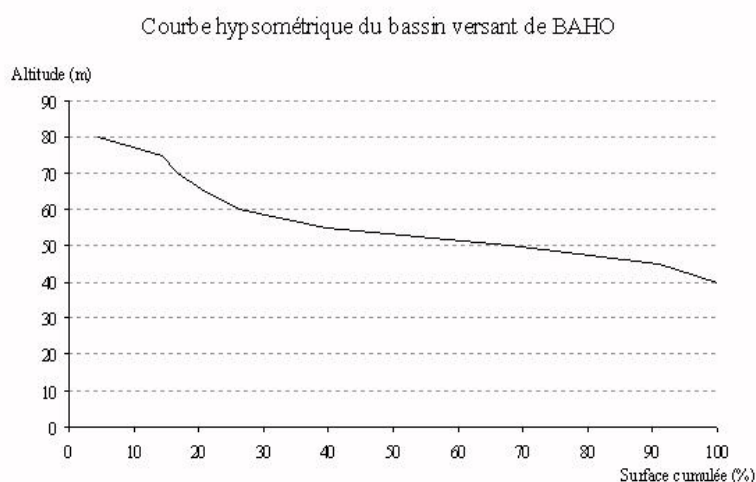


Fig 1.13 - courbe hypsométrique [O. Thual et A.Stoukov, 30/01/2003].

A partir de cette courbe, les altitudes suivantes ont été déterminées :

- a. L'altitude maximum de 84 m correspondant au sommet du bassin versant.
- b. L'altitude minimale (exutoire) de 40 m
- c. L'altitude médiane correspond à une surface cumulée de 50% est égale à 53 m.
- d. L'altitude moyenne de 54 m

- **Les altitudes maximales et minimales** sont obtenues directement à partir de cartes topographiques.
  - L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin.
  - L'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire.

Ces deux données deviennent importantes lors du développement de certaines relations faisant intervenir des variables climatologiques telles que: la température, la précipitation et le couvert neigeux. Elles déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente.

- **L'altitude médiane** correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique. Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière
- **L'altitude moyenne** se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la définir comme suit :

$$H_{\text{moy}} = \sum \frac{A_i \cdot H_i}{A} \quad (1.3)$$

Avec :

$H_{\text{moy}}$  : altitude moyenne du bassin [m] ;

$A_i$  : aire comprise entre deux courbes de niveau [km<sup>2</sup>] ;

$H_i$  : altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m] ;

$A$  : superficie totale du bassin versant [km<sup>2</sup>].

### c).2 La pente moyenne du bassin versant

La pente moyenne est une caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin. Elle est considérée comme une variable indépendante. Elle donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct - donc sur le temps de concentration  $t_c$  - et influence directement le débit de pointe lors d'une averse. Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente moyenne d'un bassin. Toutes se basent sur une lecture d'une carte topographique réelle ou approximative. La méthode proposée par Carlier et Leclerc (1964) consiste à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données. Une valeur approchée de la pente moyenne est alors donnée par la relation suivante :

$$i_m = \frac{D \cdot L}{A} \quad (1.4)$$

- $i_m$  : pente moyenne [m/km ou ‰],
- $L$  : longueur totale de courbes de niveau [km],
- $D$  : équidistance entre deux courbes de niveau [m],
- $A$  : surface du bassin versant [km<sup>2</sup>].

### c).3 L'indice de pente $i_p$

Cet indice se calcule à partir du rectangle équivalent. Il est égal à la somme des racines carrées des pentes moyennes de chacun des éléments pondérés par la surface intéressée, soit

$$i_p = \frac{1}{L} \cdot \sum_{i=1}^n (x_i \times \sqrt{\frac{d}{x_i}}) \quad (1.5)$$

Où :

- $i_p$ : indice de pente [%],
- $L$ : longueur du rectangle [m],
- $x_i$ : distance qui sépare deux courbes sur la rectangle [m] (la largeur du rectangle étant constante, cette distance est égale au facteur de pondération),
- $d$ : distance entre 2 courbes de niveau successives (peut être variable) [m],
- $d/x_i$ : pente moyenne d'un élément [%].

### I. 3.3.2. Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique se définit comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Le réseau hydrographique peut prendre une multitude de formes. La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux.

- **La géologie** : par sa plus ou moins grande sensibilité à l'érosion, la nature du substratum influence la forme du réseau hydrographique. Le réseau de drainage n'est habituellement pas le même dans une région où prédominent les roches sédimentaires, par comparaison à des roches ignées (i.e. des "roches de feu" dénommées ainsi car ces roches proviennent du refroidissement du magma). La structure de la roche, sa forme, les failles, les plissements, forcent le courant à changer de direction.
- **Le climat** : le réseau hydrographique est dense dans les régions montagneuses très humides et tend à disparaître dans les régions désertiques.
- **La pente du terrain**, détermine si les cours d'eau sont en phase érosive ou sédimentaire. Dans les zones plus élevées, les cours d'eau participent souvent à l'érosion de la roche sur laquelle ils s'écoulent. Au contraire, en plaine, les cours d'eau s'écoulent sur un lit où la sédimentation prédomine.
- **La présence humaine** : le drainage des terres agricoles, la construction de barrages, l'endiguement, la protection des berges et la correction des cours d'eau modifient continuellement le tracé originel du réseau hydrographique.

Afin de caractériser le réseau hydrographique, il est souvent utile de reporter son tracé en plan sur une carte à une échelle adéquate. L'utilisation de photographies analogiques ou numériques est utile à cette identification. Divers paramètres descriptifs sont utilisés pour définir le réseau hydrographique.

#### I. 3.3.2.1. La topologie : structure du réseau et ordre des cours d'eau

Par topologie, on entend l'étude des propriétés géométriques se conservant après déformations continues. Par extension, la topologie étudie les notions de voisinage et de limite. Appliquée à l'hydrologie, la topologie s'avère utile dans la description du réseau hydrographique notamment en proposant une classification de ceux-ci. A titre d'exemple, on trouve les types dendritiques, en treillis, en parallèle, rectangulaire, à méandre, anastomosé, centripète, etc. La classification est facilitée par un système de numérotation des tronçons de cours d'eau (rivière principale et affluents). L'ordre des cours d'eau est donc une classification qui reflète la ramification du cours d'eau. La codification des cours d'eau est également utilisée pour la

codification des stations de mesures, permettant ainsi un traitement automatisé des données. Il existe plusieurs types de classifications des tronçons des cours d'eau, dont la classification de Strahler (1957) qui est la plus utilisée.

Cette classification permet de décrire sans ambiguïté le développement du réseau de drainage d'un bassin de l'amont vers l'aval. Elle se base sur les règles suivantes :

- Tout cours d'eau dépourvu de tributaires est d'ordre **1**.
- Le cours d'eau formé par la rencontre de deux cours d'eau d'ordre différent prend l'ordre du plus élevé des deux.
- Le cours d'eau formé par la rencontre de deux cours d'eau du même ordre est augmenté de un.

Un bassin versant a l'ordre du plus élevé de ses cours d'eau, soit l'ordre du cours d'eau principal à l'exutoire. Il existe d'autres classifications de ce type comme celle de Horton (1945) qui est parfois utilisée dans le même but.

### I. 3.3.2.2. Les longueurs et les pentes caractéristiques du réseau

Un bassin versant se caractérise principalement par les deux longueurs suivantes, illustrées sur la figure ci-dessous.

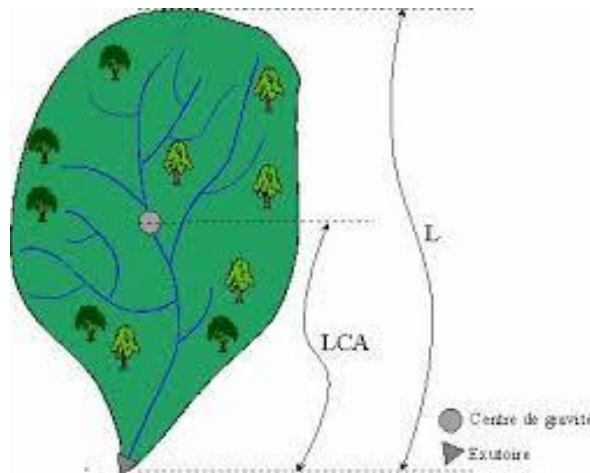


Fig 1.14 - longueurs du bassin versant [Musy et Christophe Higy, 2003].

- La longueur d'un bassin versant (LCA) est la distance curviligne mesurée le long du cours d'eau principal depuis l'exutoire jusqu'à un point représentant la projection du centre de gravité du bassin sur un plan (Snyder, 1938).
- La longueur du cours d'eau principal (L) est la distance curviligne depuis l'exutoire jusqu'à la ligne de partage des eaux, en suivant toujours le segment d'ordre le plus élevé lorsqu'il y a un embranchement et par extension du dernier jusqu'à la limite topographique du bassin versant. Si les deux segments à l'embranchement sont de même ordre, on suit celui qui draine la plus grande surface.

#### a. Le profil longitudinal du cours d'eau

On a l'habitude de représenter graphiquement la variation altimétrique du fond du cours d'eau en fonction de la distance à l'émissaire. Cette représentation devient intéressante lorsque l'on reporte les cours d'eau secondaires d'un bassin versant qu'il est alors facile de comparer entre eux et au cours d'eau principal. Notons qu'il est d'usage d'utiliser un graphisme différent lorsque les affluents sont en rive gauche ou droite de la rivière dont ils sont tributaires. Le profil en long d'un cours d'eau permet de définir sa pente moyenne.

### b. La pente moyenne d'un cours d'eau

La pente moyenne du cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration. Cette variable influence donc le débit maximal observé. Une pente abrupte favorise et accélère l'écoulement superficiel, tandis qu'une pente douce ou nulle donne à l'eau le temps de s'infiltrer, entièrement ou en partie, dans le sol.

Le calcul des pentes moyennes et partielles de cours d'eau s'effectue à partir du profil longitudinal du cours d'eau principal et de ses affluents. La méthode la plus fréquemment utilisée pour calculer la pente longitudinale du cours d'eau consiste à diviser la différence d'altitude entre les points extrêmes du profil par la longueur totale du cours d'eau.

$$P_{\text{moy}} = \frac{\Delta H_{\text{max}}}{L}$$

(1.6)

Où :

- $P_{\text{moy}}$  : pente moyenne du cours d'eau [m/km] ;
- $\Delta H_{\text{max}}$  : dénivellation maximale de la rivière [m] (différence d'altitude entre le point le plus éloigné et l'émissaire) ;
- $L$  : longueur du cours d'eau principal [km].

On préférera parfois utiliser d'autres méthodes plus représentatives : par exemple celle qui consiste à assimiler la pente moyenne à la pente de la droite tracée entre les points situés à 15% et 90% de distance à partir de l'exutoire, suivant le cours d'eau principal (Benson, 1959) ; ou encore, comme le préconise Linsley (1982), on prendra la pente de la ligne, tracée depuis l'exutoire, dont la surface délimitée est identique à la surface sous le profil en long

### c. Courbe aire-distance

A partir de données sur un bon nombre de bassins versants (Hack, 1957), une relation a pu être établie entre la longueur  $L$  [km] de la rivière et l'aire  $A$  [km<sup>2</sup>] du bassin versant :

$$L \approx 1.4 * A^{0.6}$$

(1.7)

On peut aussi définir la courbe aire-distance, qui met en relation la longueur moyenne des cours d'eau d'ordre  $u$  donné et l'aire tribulaire moyenne des cours d'eau du même ordre  $u$ , et ceci ordre par ordre. Cette courbe permet de visualiser la répartition des superficies du bassin par rapport à l'exutoire ou par rapport au point de mesure du débit. Cette répartition affecte en effet la concentration du ruissellement et donc influence la réponse hydrologique du bassin versant.

## I. 3.3.2.3. Le Degré de développement du réseau

### a. La densité de drainage

La densité de drainage, introduite par Horton, est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant :

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A} \quad (1.8)$$

Avec :

- $D_d$  : densité de drainage [ $\text{km}/\text{km}^2$ ] ;
- $L_i$  : longueur de cours d'eau [ $\text{km}$ ] ;
- $A$  : surface du bassin versant [ $\text{km}^2$ ].

La densité de drainage dépend de la géologie (structure et lithologie) des caractéristiques topographiques du bassin versant et, dans une certaine mesure, des conditions climatiques et anthropiques. En pratique, les valeurs de densité de drainage varient de 3 à 4 pour des régions où l'écoulement n'a atteint qu'un développement très limité et se trouve centralisé ; elles dépassent 1000 pour certaines zones où l'écoulement est très ramifié avec peu d'infiltration. Selon Schumm, la valeur inverse de la densité de drainage,  $C=1/D_d$ , s'appelle « constante de stabilité du cours d'eau ». Physiquement, elle représente la surface du bassin nécessaire pour maintenir des conditions hydrologiques stables dans un vecteur hydrographique unitaire (section du réseau).

#### b. La densité hydrographique

La densité hydrographique représente le nombre de canaux d'écoulement par unité de surface.

$$F = \frac{\sum N_i}{A} \quad (1.9)$$

Où :

- $F$  : densité hydrographique [ $\text{km}^{-2}$ ] ;
- $N_i$  : nombre de cours d'eau ;
- $A$  : superficie du bassin [ $\text{km}^2$ ].

Il existe une relation assez stable entre la densité de drainage  $D_d$  et la densité hydrographique  $F$ , de la forme :

$$F = a * D_d^2 \quad (1.10)$$

Où  $a$  est un coefficient d'ajustement.

En somme, les régions à haute densité de drainage et à haute densité hydrographique (deux facteurs allant souvent de pair) présentent en général une roche mère imperméable, un couvert végétal restreint et un relief montagneux. L'opposé, c'est-à-dire faible densité de drainage et faible densité hydrographique, se rencontre en région à substratum très perméable, à couvert végétal important et à relief peu accentué.

#### c. Le rapport de confluence

Le rapport de confluence  $R_c$  est égal au quotient du nombre de talwegs d'ordre  $x$  par celui des talwegs d'ordre supérieur ( $x + 1$ ).

Les réseaux hydrographiques sont toujours dendritiques, c'est-à-dire ramifiés comme les branches d'un arbre. Certains auteurs distinguent 3 principaux types de réseaux:

- chêne: la ramification est bien développée avec un espacement régulier des confluences. Le rapport  $R_c$  est inférieur à 5 (exemple Amazone).
- peuplier: le bassin versant nettement plus long que large, présente de nombreux affluents parallèles et un rapport de confluence élevé,  $R_c$  supérieur à 10.
- pin: le bassin se caractérise par une concentration des confluences dans le secteur amont d'où sort un tronc qui ne reçoit plus d'affluents importants. Le rapport  $R_c$  est faible (exemple le Nil).

Cette organisation est très importante pour la formation des crues du cours d'eau principal. Selon le type de géométrie du réseau, les crues des différents affluents confluent plus ou moins rapidement dans l'espace et dans le temps. Elles se superposent plus ou moins les unes sur les autres, ou au contraire se succèdent les unes après les autres. Les risques de superposition croissent du type peuplier au type pin parasol. Ceci est vrai pour les bassins qui sont globalement affectés par un événement pluvieux.

Les trois types présentés dans la figure 1.15 sont des types simples d'organisation de réseaux hydrographiques. L'histoire géomorphologique et la structure géologique sont à l'origine de réseaux d'organisation plus complexe.

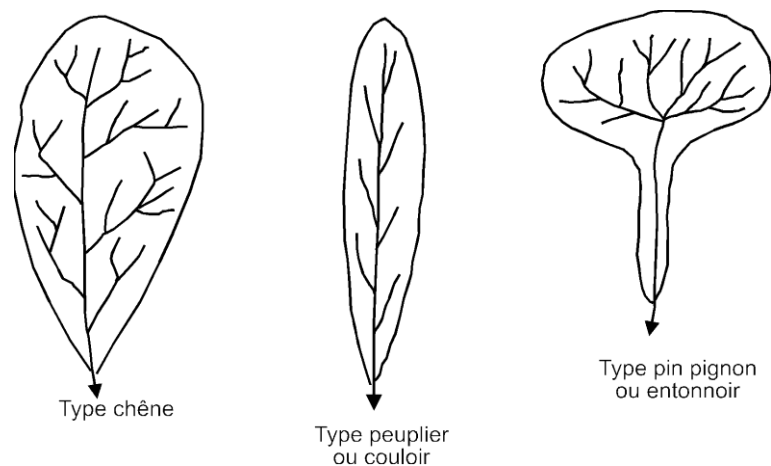


Fig 1.15 - Types de bassins versants [Med – Hycos, cours bassin versant].

#### I. 3.3.2.4. L'endoréisme

L'endoréisme est un phénomène rencontré dans certains bassins versants pour lesquels le réseau hydrographique n'est relié à aucun autre réseau. L'eau est alors acheminée et concentrée en un point du bassin qui peut être un lac, une mare ou une accumulation souterraine. Ce phénomène est généralement observé en zones arides (ex : mare d'Oursi au Burkina Faso, lac Tchad, mer Morte, etc.).

#### I. 3.3.3. Les caractéristiques agro-pédo-géologiques

##### I. 3.3.3.1. La couverture du sol

###### a. La couverture végétale

L'activité végétative et le type de sol sont intimement liés et leurs actions combinées influencent singulièrement l'écoulement en surface. Le couvert végétal retient, selon sa densité,

sa nature et l'importance de la précipitation, une proportion variable de l'eau atmosphérique. Cette eau d'interception est en partie soustraite à l'écoulement.

La forêt, par exemple, intercepte une partie de l'averse par sa frondaison. Elle exerce une action limitatrice importante sur le ruissellement superficiel. La forêt régularise le débit des cours d'eau et amortit les crues de faibles et moyennes amplitudes. Par contre, son action sur les débits extrêmes causés par des crues catastrophiques est réduite.

A l'inverse, le sol nu, de faible capacité de rétention favorise un ruissellement très rapide. L'érosion de la terre va généralement de paire avec l'absence de couverture végétale.

Etant donné l'importance du rôle joué par la forêt, on traduit parfois sa présence par un indice de couverture forestière  $K$  :

$$K = \frac{\text{Surface des forêts}}{\text{Surface totale du bassin}} \cdot 100 \quad (1.11)$$

On peut calculer ce type d'indice avec d'autres couvertures végétales telles que les cultures.

### b. Les plans d'eau

Parmi les éléments de la couverture du sol qui influencent le comportement hydrologique d'un bassin versant, on doit prendre en compte la présence de surfaces d'eau libre telle que les lacs qui jouent un rôle important du fait de leur capacité de stockage temporaire d'un certain volume d'eau. Ce stockage temporaire a ainsi pour effet de laminier les crues c'est à dire de réduire le débit de pointe de la crue. Cet effet de laminage est illustré pour le Rhône (entre son entrée dans le Léman au niveau de la Porte du Scex et sa sortie à Genève) dans la figure 1.16 dans laquelle on a représenté les valeurs du coefficient mensuel de débit (rapport entre le débit mensuel et la moyenne annuelle des débits sur une longue période de mesure).

Un indice analogue à celui de la couverture forestière peut-être identifié pour quantifier l'importance de ces plans d'eau.

On soulignera encore que la surface du cours d'eau constitue aussi un plan d'eau et que le canal d'une rivière permet aussi de laminier une crue.

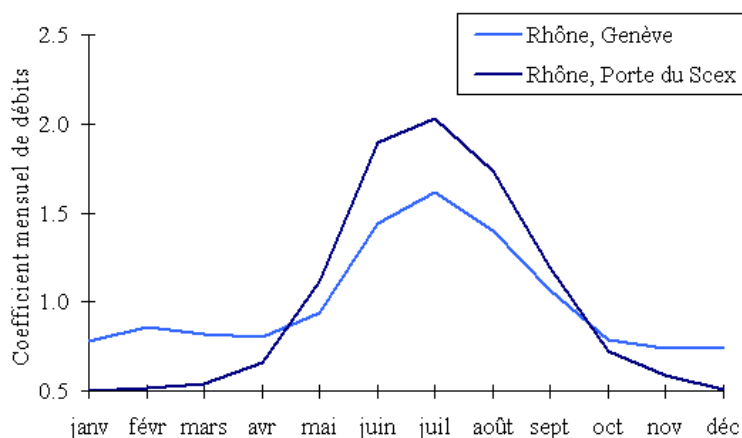


Fig 1.16 - Illustration de l'effet de laminage par un plan d'eau. Le cas du Léman sur le débit du Rhône [Cours bassin versant et son complexe- EPFL].

### c. La neige et les glaciers

Certains bassins d'altitude peuvent être partiellement ou totalement couverts de neige ou de glace. Ce type de couverture doit être pris en compte dans l'étude des facteurs de génération de l'écoulement de l'eau. En effet, le réchauffement printanier de la température peut entraîner une fonte rapide de la neige et provoquer du même coup un important écoulement d'eau venant s'ajouter à celui de l'eau des précipitations. De la même manière, la présence de glaciers ou le gel des cours d'eau durant l'hiver peut, lors des processus de fonte, générer des crues de débâcle de glace se traduisant par un transport de blocs de glace. Ceux-ci peuvent localement bloquer l'écoulement de l'eau (embâcle) jusqu'à la rupture de ces barrages naturels. Il s'ensuit alors des crues rapides et intenses pouvant avoir des conséquences catastrophiques.

Il est toujours possible de calculer un indice analogue à celui de la couverture forestière pour les surfaces enneigées et celles des glaciers.

### d. Les surfaces urbanisées

Les surfaces imperméables jouent un très grand rôle en hydrologie urbaine. Elles augmentent l'écoulement de surface, réduisent les infiltrations et la recharge des nappes, et diminuent le temps de concentration. On calcule souvent un taux d'imperméabilité qui est le rapport entre les surfaces imperméables et la surface totale.

$$\text{Taux d'imperméabilité} = \frac{\text{Surface imperméable}}{\text{Surface du bassin}} \cdot 100 \quad (1.12)$$

### e. Le coefficient de ruissellement

Pour caractériser la capacité d'un bassin versant à ruisseler un indice est très souvent utilisé en hydrologie de surface : le coefficient de ruissellement ( $C_r$ ). Son calcul et son emploi sont simples, mais notons qu'il peut conduire à commettre de grossières erreurs. Ce coefficient est défini comme suit :

$$C_r = \frac{\text{Hauteur d'eau ruissellée (mm)}}{\text{Hauteur d'eau précipitée (mm)}} \cdot 100 \quad (1.13)$$

Ce coefficient est fortement influencé par la couverture du sol comme le montre le tableau suivant dans lequel les quelques valeurs de ce coefficient issues des normes suisses SNV sont présentées. Ces valeurs reflètent la capacité des sols à ruisseler en fonction uniquement de la couverture du sol. On remarque notamment le très fort taux du coefficient de ruissellement donné pour les routes et toitures. Comme on l'a vu, cela s'explique par le fait que ces surfaces sont pratiquement imperméables.

Tableau. 1.2 Valeurs du coefficient de ruissellement pour différentes couvertures du sol  
[Tiré des normes Suisses SNV, Musy et Higy, 2004]

Nature superficielle du bassin versant	Coefficient de ruissellement $C_r$ (%)
Bois	10 %
Prés, champs cultivés	20 %
Prés, champs cultivés	50 %
Rochers	70 %
Routes sans revêtement	70 %
Routes avec revêtement	90 %
Villages, toitures	90 %

### I. 3.3.3.2. La nature du sol

La nature du sol intervient sur la rapidité de montée des crues et sur leur volume. En effet, le taux d'infiltration, le taux d'humidité, la capacité de rétention, les pertes initiales, le coefficient de ruissellement ( $C_r$ ) sont fonction du type de sol et de son épaisseur.

Pour étudier ce type de réactions, on peut comparer le coefficient de ruissellement sur différentes natures de sol (intérêt d'une carte pédologique détaillée dans les études de prédétermination des crues). La littérature fournit des valeurs du coefficient de ruissellement pour chaque type de sol et, très souvent, en rapport avec d'autres facteurs tels que :

- La couverture végétale, (tab. 1.3),
- La pente du terrain ou l'utilisation du sol, (tab. 1.4),
- L'état d'humidité du sol.

Tableau.1.3 Valeurs de coefficient de ruissellement (en%), pour différents types et couvertures

[Tiré de U.S Soil Conservation Service, 1969]

Type de sol	Couverture du bassin versant		
	Cultures	Pâturages	Bois, Forêts
Sols sableux ou graveleux Fort taux d'infiltration	20%	15%	10%
Limons Infiltration moyenne	40%	35%	30%
Sols argileux Sols peu profonds sur le substratum Faible taux d'infiltration	50%	45%	40%

Tableau.1.4 Différentes valeurs de coefficient de ruissellement en (%) pour les cas suisses.

$C_r$  est une fonction de la pente et de la couverture du sol

[Tiré de Sautier, Guide du Service Fédéral des Améliorations foncières].

Pente %	Couverture du sol		
	Forêts	Pré-champ	Culture dans le sens de la pente
0.5	--	0.005	0.12
1.0	0.01	0.020	0.13
2.0	0.02	0.040	0.18
4.0	0.04	0.070	0.23
6.0	0.05	0.090	0.27
8.0	0.06	0.110	0.31
10.0	0.07	0.130	0.34
15.0	0.08	0.170	0.40
20.0	0.10	0.190	0.45
25.0	0.12	0.220	0.50
30.0	0.13	0.250	0.55
35.0	0.14	0.270	0.59
40.0	0.15	0.290	0.62
45.0	0.16	0.310	0.65
50.0	0.17	0.330	0.69

On peut introduire, dès à présent, une caractéristique du sol importante : l'état d'humidité du sol qui est un des facteurs principaux conditionnant les temps de concentration. Cet état est cependant très difficile à mesurer car très variable dans l'espace et le temps. On a souvent recours à d'autres paramètres qui reflètent l'humidité du sol et qui sont plus faciles à obtenir. En hydrologie, on fait souvent appel à des indices caractérisant les conditions d'humidité antécédentes à une pluie. Il en existe de nombreux qui sont pour la plupart basés sur les précipitations tombées au cours d'une certaine période précédant un événement. Ils sont généralement notés IPA, c'est-à-dire Indices de Précipitations Antécédentes (API en anglais).

La forme la plus classique de cet indice repose sur le principe de décroissance logarithmique avec le temps du taux d'humidité du sol, au cours des périodes sans précipitations :

$$IPA_t = IPA_0 * K^t \quad (1.14)$$

Avec :

- $IPA_0$  : valeur initiale de l'indice des précipitations antécédentes [mm] ;
- $IPA_t$  : valeur de cet indice t jours plus tard [mm] ;
- $K$  : facteur de récession,  $K < 1$ . Il est variable d'un bassin à l'autre, ainsi que d'une saison à l'autre pour un même bassin ;
- $t$  : temps [jour].

L'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux de l'EPFL (IATE/HYDRAM), après différents travaux de recherche sur parcelles expérimentales, a adopté un indice de la forme suivante :

$$IPA_i = IPA_{i-1} * K + P_{i-1} \quad (1.15)$$

Où :

- $IPA_i$  : indice de précipitations antérieures au jour i [mm] ;
- $IPA_{i-1}$  : indice de pluies antécédentes au jour i-1 [mm] ;
- $P_{i-1}$  : précipitations tombées au jour i-1 [mm] ;
- $K$  : coefficient inférieur à 1, en général compris entre 0,8 et 0,9.

La figure 1.17 illustre le calcul de l'IPA au cours d'une année à la station de Payerne (VD).

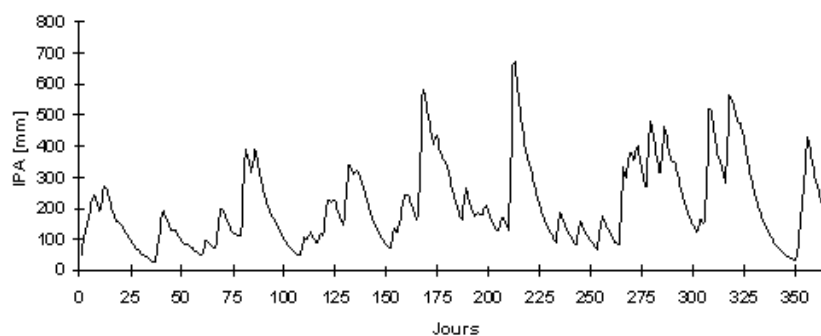


Fig 1.17 - Variation de l'indice IPA en fonction du temps à Payerne (VD) en 1991 ( $K = 0.9$ )  
[Cours bassin versant et son complexe- EPFL].

### **I. 3.3.3.3. La géologie du substratum**

La connaissance de la géologie d'un bassin versant s'avère importante pour cerner l'influence des caractéristiques physiographiques. La géologie du substratum influe non seulement sur l'écoulement de l'eau souterraine mais également sur le ruissellement de surface. Dans ce dernier cas, les caractères géologiques principaux à considérer sont la lithologie (nature de la roche mère) et la structure tectonique du substratum. L'étude géologique d'un bassin versant dans le cadre d'un projet hydrologique a surtout pour objet de déterminer la perméabilité du substratum. Celle-ci intervient sur la vitesse de montée des crues, sur leur volume et sur le soutien apporté aux débits d'étiage par les nappes souterraines. Un bassin à substratum imperméable présente une crue plus rapide et plus violente qu'un bassin à substratum perméable, soumis à une même averse. Ce dernier retient l'eau plus aisément, et en période de sécheresse, un débit de base sera ainsi assuré plus longtemps. Néanmoins, le substratum peut absorber une certaine quantité d'eau dans les fissures et diaclases des roches naturellement imperméables ou dans les formations rocheuses altérées.

Pour ces dernières, la dissolution de certains éléments et leur migration, menant à la formation de canaux, peut créer une circulation souterraine importante. Ce phénomène se retrouve sans exception dans les régions karstiques. Dans ce cas, l'étude géologique devra être beaucoup plus détaillée de manière à localiser les nappes d'eaux souterraines, leur zone d'alimentation et leurs résurgences. Cette étude devra être réalisée par un hydrogéologue.

## **I. 4. Conclusion**

Si au premier abord la notion de bassin versant semble assez simple nous avons pu noter tout au long de ce chapitre que ce n'est en réalité pas le cas. De par les subtilités de sa définition ainsi que des éléments le caractérisant, il est essentiel de bien comprendre ce que cache cette notion de bassin versant, notion essentielle pour l'hydrologue. Après nous être entraînés à discuter de notions mathématiques pas toujours intuitives, nous disposons désormais de bons outils pour procéder à une description d'un bassin et surtout pour comprendre ses réactions face à une des sollicitations particulières.

## Chapitre II

# Etat de l'art sur les bilans hydrique

## II. 1. Etat de l'art

L'étude du bilan hydrique est l'un des enjeux majeurs de l'hydrologie. C'est un concept qui associe de nombreux paramètres, dont il est bien compris qu'ils sont nécessaires pour justifier le choix d'une étude de remplissage utile. De plus, nous déterminerons quel est le bilan hydrique, comment il est calculé et quels sont ses différents critères.

### II. 1.1. Le bilan hydrique

Le bilan hydrique est la différence entre les apports et les pertes d'eau dans le sol. Plus précisément, il permet de déterminer les échanges entre l'atmosphère et le système sol-végétation.

Le cycle de l'eau peut-être analysé schématiquement selon les éléments suivants :

- Les précipitations.
- L'évapotranspiration.
- L'infiltration.
- L'interception.
- Le stockage dans les dépressions.
- La percolation.
- Le ruissellement ou écoulement de surface et l'écoulement souterrain.
- L'évaporation.

L'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut donc se faire à l'aide d'une équation de bilan appelée "**bilan hydrologique**" qui représente le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace (entité naturelle en générale) et dans le temps, à savoir **l'année hydrologique** (période d'une année très souvent différente de l'année civile).

Au niveau agronomique ce bilan est très important, car il évalue les variations des réserves d'eau disponibles dans le sol pour les plantes. En effet, le sol, en fonction de sa texture de sa structure, possède la capacité de stocker l'eau et de la restitue aux végétaux. L'ensemble de ces échanges, entre l'atmosphère, le sol et la plante, se produit sous la forme de flux.

A la surface du sol, les apports d'eau sont réalisés par les précipitations. Une partie de cet apport va pénétrer dans le sol par infiltration, une autre va ruisseler en fonction de la pente. L'eau va également retourner dans l'atmosphère sous forme gazeuse par évaporation si le processus se réalise depuis le sol ou par transpiration si c'est depuis les plantes. C'est le phénomène d'évapotranspiration. Enfin, la limite inférieure du sol, en fonction de son degré de saturation, pourra être soumise à des pertes par drainage vers la nappe phréatique ou, à contrario, à des apports par des remontées capillaires de nappes. Le bilan hydrique constitue donc une synthèse de l'ensemble des échanges décrits précédemment. Il se formalise par une équation, valable pour un profil de sol  $\lambda$  ayant un couvert végétal N :

$$P - ETR = R + \Delta S + Dr - Rc \quad (2.16)$$

Où :

- P sont les précipitations,
- ETR est l'évapotranspiration réelle,
- R est le Ruissellement,
- $\Delta S$  la variation de stock de la réserve utile,
- Dr le drainage,
- Rc les remontées capillaires.

L'ensemble des paramètres sont exprimées en (mm).

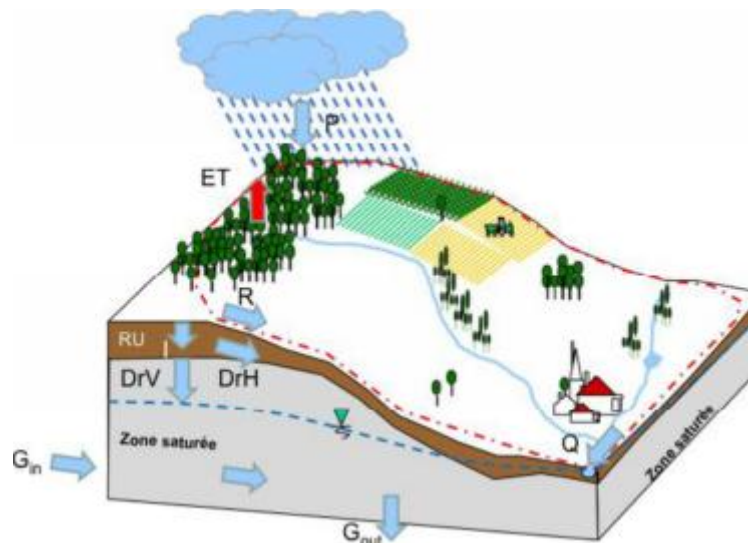


Fig 2.1 - Représentation spatiale du bilan hydrique [Bilan mi-parcours HYCCARE, 2014].

Ainsi, le bilan hydrique est composé de plusieurs paramètres que nous allons maintenant détailler. Parmi eux, le taux de remplissage de la Réserve Utile (variation du stock d'eau), sera analysée plus finement et nous montrerons pourquoi il est intéressant dans notre étude de s'intéresser à ce taux comme un des indicateurs du potentiel agronomique des sols.

## II. 1.2. Les paramètres de l'équation du bilan hydrique

### II. 1.2.1. Précipitation, infiltration, ruissellement, drainage

L'eau apportée au sol en surface peut avoir une origine naturelle (pluie) ou une origine artificielle (irrigation). Dans les deux cas, une partie de cet apport ruisselle à la surface du sol alors qu'une autre partie s'infiltré dans le sol. L'infiltration est très influencée par les caractéristiques physiques du sol (texture, structure) mais aussi par les caractéristiques hydrodynamiques. En effet, le transport de l'eau varie selon que le sol est saturé ou non en eau. Un sol saturé aura la totalité de ses pores remplie d'eau. A contrario, un sol non saturé se caractérisera par des pores partiellement remplies. Ainsi, à chacune de ces modalités correspond un régime hydrodynamique particulier (tableau 2) (Calvet, 2013).

D'autres facteurs peuvent avoir leur influence comme les conditions initiales et le débit d'alimentation (état des sols et quantité d'eau arrivée à la surface du sol). Toutefois la capacité d'absorption en eau du sol est limitée. La capacité d'infiltration est le flux maximal qu'un sol est capable d'absorber. Une fois cette limite atteinte, lorsque le régime d'alimentation est supérieur à la capacité d'infiltration, l'eau ruisselle ou stagne sous forme de flaque au-dessus de la surface. Ce phénomène peut se produire si les précipitations sont trop abondantes ou si des remontées de nappes se produisent (la surface libre de la nappe atteint la surface du sol). Ainsi, lorsqu'un sol est saturé, deux phénomènes peuvent se produire :

- ✓ Le ruissellement de l'eau à la surface, qui est fonction de l'importance de la pente et des caractéristiques physiques du sol.
- ✓ Le drainage qui est un écoulement horizontal ou vertical qui se réalise grâce à la gravité entre les pores les plus grosses du sol.

Tableau.2.1 Les différents régimes hydrodynamiques des sols saturés et non saturés en eau [Calvet, 2013].

Régimes hydrodynamiques	Définitions	Intérêts / conséquences
<b>Sols saturés en eau</b>		
Drainage	Écoulement généralement vertical de l'eau	- Assainissement des sols - Pollution eaux souterraines
Ruissèlement de surface	Écoulement de l'eau à la surface du sol quand elle ne peut pas y pénétrer ou qu'elle y pénètre très peu.	- Perte d'eau - Pollution eaux de surface
<b>Sols non saturés en eau</b>		
Infiltration	Pénétration de l'eau dans le sol apportée par des précipitations ou l'irrigation	- Reconstitutions des réserves en eau du sol - Transferts des polluants vers les eaux souterraines
Redistribution	Répartition de l'eau dans le sol sans apport et sans évaporation	- Uniformisation des eaux du sol - Transferts des polluants
Dessèchement	Transport de l'eau en phase liquide et gazeuse sous l'effet de l'évapotranspiration	- Pertes d'eau - Mouvement ascendant des sels minéraux (chlorures, sulfates)

## II. 2. Estimation de la recharge des aquifères par bilan hydrique

La recharge est généralement qualifiée comme étant la quantité d'eau qui, partant de la surface, percole à travers la zone non saturée en échappant à la reprise évaporatoire et rejoint l'aquifère. Ce phénomène fait partie intégrante du cycle de l'eau dans la mesure où il correspond à la part des précipitations qui s'infilte et qui devient l'eau souterraine.

De ce fait, la recharge d'un aquifère peut avoir plusieurs origines. Chacune d'entre elles doit être appréhendée séparément pour estimer la recharge.

Ces origines sont :

- Un apport direct par les précipitations (pluie efficace)

- Des apports indirects par :

- Les eaux de surface (pérennes, saisonnières ou intermittentes)
- Les eaux provenant d'autres aquifères (adjacents ou superposés)
- La réinfiltration due à l'irrigation (canaux et champs)
- La recharge urbaine.

## II. 2.1. Variation du stock d'eau : réserve utile et évapotranspiration

### II. 2.1.1. La réserve utile

Le sol a un impact important sur le bilan car il possède une capacité à stocker de l'eau. Cette capacité, mesurée en mm, appelée réserve utile (RU), est très variable suivant les types de sols et à l'intérieur d'un même type de sol.

La réserve utile désigne la quantité d'eau disponible pour un couvert végétal. Elle participe donc directement à quantifier le stock d'eau disponible pour les plantes. C'est un des paramètres qui permet d'estimer le potentiel agronomique d'un sol.

Lorsque la RU est vide, les forces de succion des racines sont inférieures aux forces de rétention d'eau à l'intérieur des pores du sol, la plante ne peut plus puiser d'eau : c'est le point de flétrissement permanent. Inversement, lorsque le taux de remplissage de la RU est à 100%, l'eau est présente en grande quantité dans le sol : on atteint la capacité au champ. Enfin lorsque le sol est saturé en eau, que la totalité des pores du sol sont remplies d'eau et qu'il n'y a plus d'air, le taux de remplissage de la RU peut dépasser 100% pour atteindre 110 -120% en fonction des types de sol. Plus aucune molécule d'eau ne peut pénétrer dans le sol. L'eau stagne en surface ou ruisselle. La réserve utile est donc une grandeur en millimètre qui varie constamment en fonction de la teneur en eau du sol, pouvant même dépasser sa valeur maximale en cas de sol saturé en eau.

Il existe une multitude de méthodes dans la littérature pour quantifier la RU. La méthode proposée par Rawls et al. (J. Irrig. Drain. Eng., 1982) a l'avantage d'être simple et robuste :

$$RU \text{ (mm)} = (231,6 - 200 \times Sa - 140 \times Ar + 1410 \times MO) \times h \quad (2.17)$$

Avec :

- Ar : teneur en argile (en teneur)
- Sa : teneur en sable (en teneur)
- MO : teneur en matière organique (en teneur)
- h : épaisseur de l'horizon (en m)

### II. 2.1.2 L'évapotranspiration

L'évapotranspiration est la combinaison de l'évaporation et de la transpiration. L'évaporation est le passage de l'eau en phase gazeuse à la surface du sol. Cette transformation est principalement générée par l'énergie solaire reçue par une faible épaisseur de la surface du sol. La transpiration est liée à l'activité chlorophyllienne de la plante. La plante va capter l'eau du sol grâce à la succion de son système racinaire. Les molécules d'eau vont monter jusqu'aux feuilles permettant ainsi la circulation de la sève brute qui sera ensuite transformée en sève élaborée puis redistribuée aux différentes cellules du végétal. Dans les feuilles, les molécules

d'eau seront les apporteurs d'électrons, éléments nécessaires au fonctionnement de la photosynthèse à l'intérieur des chloroplastes. Elles seront ensuite évacuées sous forme gazeuse par les stomates des feuilles. L'eau est donc un élément essentiel pour le fonctionnement de la plante. La quantité d'eau transpirée est fonction de la météorologie, de la disponibilité en eau et de la physiologie de la plante.

L'évapotranspiration (évaporation + transpiration) fait donc diminuer le stock d'eau du sol. Elle constitue des pertes pour le bilan hydrique. La quantité d'eau ainsi émise par évapotranspiration dépend de plusieurs facteurs :

- ✓ La culture considérée.
- ✓ Son stade phénologique.
- ✓ Les conditions météorologiques.
- ✓ La quantité d'eau disponible dans le sol.

On distingue :

A. **L'évapotranspiration potentielle (ETP)** qui est le pouvoir évaporant de l'atmosphère sur un sol avec couvert végétal disposant de l'eau en abondance (Stock d'eau important).

L'évapotranspiration potentielle (ETP): C'est la quantité maximale d'eau susceptible d'être perdue en phase vapeur, sous un climat donné, par un couvert végétal continu spécifié (gazon) bien alimenté en eau et pour un végétal sain en pleine croissance.

Elle comprend donc l'évaporation de l'eau du sol et la transpiration du couvert végétal pendant le temps considéré pour un terrain donné.

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour estimer l'évapotranspiration potentielle : Thornthwaite, Turc, Coutagne, Penman, ... Nous utiliserons ici la méthode de Thornthwaite pour calculer l'ETP :

$$ETP = 16 \left( \frac{10 T}{I} \right)^a * K \quad (2.18)$$

Avec :

- ETP : évapotranspiration potentielle corrigée en (mm).
- T : température moyenne du mois en (°C).
- $I = \sum i$  et  $i = (t/5)^{1.514}$ , i: indice thermique
- $a = (1.6 * I/100) + 0.5$
- K : coefficient de correction en fonction de la latitude

B. **L'évapotranspiration réelle (ETR)** correspond à la perte en eau d'un sol en manque d'eau (stock d'eau faible).

L'évapotranspiration réelle (ETR): c'est la somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique.

On peut la calculer à l'aide de plusieurs formules telles que: la méthode de TURC, la méthode de COUTAGNE, la méthode de THORNTHWAITE. (Bilan hydrique).

**a) ETR selon la formule de TURC**

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (2.19)$$

Avec :

- ETR : Évapotranspiration Réelle (mm).
- P : précipitation moyenne annuelle (mm).
- L : paramètre arbitraire lié à la température,  $L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$
- T : température moyenne annuelle (°C)

**b) ETR selon la formule de COUTAGNE**

$$ETR = P - m * P^2 \quad (2.20)$$

Avec :

- ETR: Évapotranspiration Réelle m/an.
- P : précipitation moyenne annuelle en mètre.
- $m = 1 / (0.8 + 0.16 T)$  : coefficient régional
- T : température moyenne annuelle.

**c) BILAN HYDRIQUE (méthode de THORNTHWAITE)**

Cette méthode est basée sur la notion de réserve en eau facilement utilisable (notée par la suite RFU). Le bilan d'eau de THORNTHWAITE fait intervenir d'une part l'évapotranspiration potentielle et d'autre part la pluviométrie (P).

Le principe de cette méthode est basé sur 2 cas :

1<sup>er</sup> Cas : si  $P > ETP$   $\longrightarrow$  L'ETR est égale à l'ETP.

Et l'excédent des précipitations sur l'ETP est stocké dans le sol, il forme l'humidité pour THORNTHWAITE, la saturation est atteinte lorsque les réserves superficielles cumulées atteignent la valeur de la réserve utile.

2<sup>em</sup> Cas : si  $P < ETP$   $\longrightarrow$  dans ce cas il puisera des réserves du sol Jusqu'à ce que l'ETR soit égale à la pluviométrie.

Une fois le stock est épuisé  $ETR = P$ .

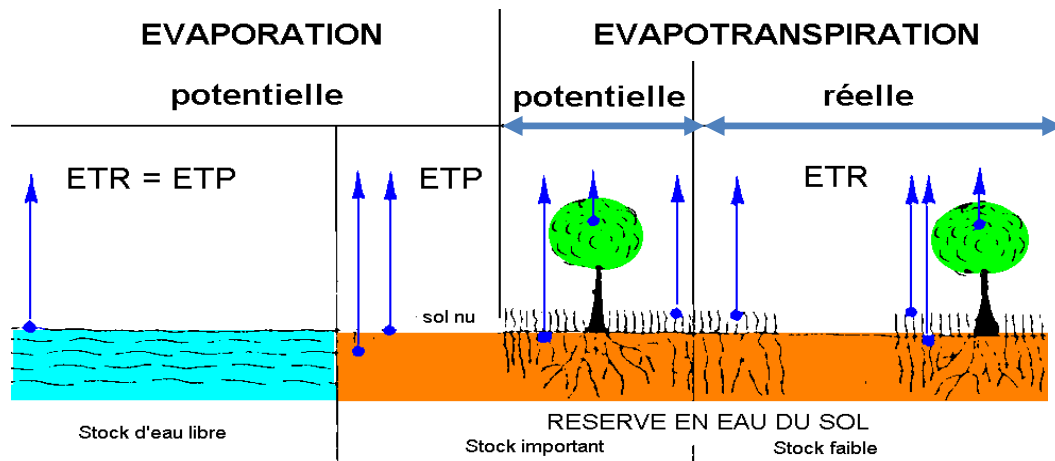


Fig 2.2 – Représentation schématique d'évapotranspiration. [[http://academia.edu/cours hydrologie-IGS4](http://academia.edu/cours-hydrologie-IGS4)].

## II. 3. Modélisation du bilan hydrique

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

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

### II. 3.1. Définition d'un modèle mathématique

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

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

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

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

- D'une part, les mathématiques permettent de modéliser, c'est-à-dire de représenter, toutes sortes de situations, d'objets et de structures du monde réel, l'étude mathématique ou les simulations informatiques de ces représentations nous informant ; lorsque les représentations sont bonnes, sur le monde réel.
- D'autre part, une notion précise et formelle de modèle est définie et étudiée en logique mathématique par la théorie des modèles, ce qui établit un lien précis entre objets syntaxiques (les formules) et structures mathématiques, puis produit sous la forme de théorèmes toutes

sortes d'informations sur la nature de ce lien, le tout constituant une théorie abstraite de l'activité de modélisation au sens précédent.

## II. 3.2. Pourquoi des modèles du bilan hydrique

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

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

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

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

## II. 3.3. Différents types de modèles du bilan hydrique

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

Les modèles diffèrent cependant l'un de l'autre par quelques caractéristiques. Dans certains modèles applicables dans le cas de cultures annuelles, intègrent de nombreux paramètres liés à la plante et à son cycle végétatif ainsi qu'aux pratiques agronomiques. Pour exemple, le modèle BILJOUR (INRA) est applicable sous forêt et prend en compte les écoulements préférentiels dans les fentes de retrait. Ce modèle demande peu de paramètres liés à la croissance annuelle des arbres en comparaison d'une culture annuelle.

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

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

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

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

## II. 3.4. Classification des modèles du bilan hydrique

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

- les modèles dits "mécanistes"

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

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

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

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

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

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

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

## II. 4. Application des modèles du bilan hydrique

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

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

### II. 4.1. Etapes de modélisation du bilan hydrique

- Le modèle du bilan hydrique utilise des données météorologiques:
- Pluie
- Température de l'air
- Humidité relative, pression de vapeur dans l'air ou déficit de saturation de l'air
- vitesse du vent
- Rayonnement global

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

## II. 4.1.1. Choix du modèle

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

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

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

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

## II. 4.1.2. Choix du pas de temps

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

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

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

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

## II. 4.1.3. Choix de la culture

Pour représenter la réponse des cultures à la contrainte hydrique, il est indispensable de modéliser la contrainte, son effet sur les plantes et enfin de tenir compte des pratiques qui interagissent avec elle et permettent d'y faire face.

## II. 4.1.4. Choix de la date de simulation

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

Considérons trois cas distincts :

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

$$R(t) = RU$$

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

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

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

## II. 4.1.5. Initialisation du modèle

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

## II. 4.1.6. Données simulées par un modèle du bilan hydrique

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

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

## II. 4.1.7. Application des modèles

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

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

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

## II. 4.2. Présentation et application de quelques modèles du bilan hydrique

### II. 4.2.1. Le modèle de Katerji

L'absence de ré humectation par des pluies. Pour les cultures annuelles implantées sur sol profond, la profondeur de sol utile dépend de la profondeur maximale d'enracinement.

Celle-ci peut être limitée par la profondeur même du sol (cas des rendzines typiques avec un affleurement de la roche-mère à 30 cm de profondeur). L'analyse des données de KATERJI (1984) fait apparaître que, sous un couvert de blé, les variations de stock d'eau sont limitées à la tranche 0-100 cm essentiellement, aussi bien en année sèche qu'en année humide.

Des résultats similaires ont été obtenus par TARDIEU (1987) sous couvert de maïs.

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

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

### II. 4.2.2 Le modèle de Lhomme

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

$$\Delta W = P - I_n - R_u - T - E_s - D \quad (2.21)$$

Où :

- $\Delta W$  : le changement de teneur en eau du sol entre 2 jours consécutifs,
- P : la précipitation,
- $I_n$  : l'infiltration,
- $R_u$  : le ruissellement,
- T : la transpiration,
- $E_s$  : écoulement souterrain,
- D : le drainage.

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

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

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

### Variables et paramètres du modèle

Les variables d'entrées sont :

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

Les paramètres du modèle sont :

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

#### **II. 4.2.3. Le modèle BILJOUR : calcul du bilan hydrique d'un sol sous forêt**

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

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

#### **II. 4.2.4. Le modèle STICS : Calcul du bilan hydrique d'un sol sous culture**

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

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

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

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

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

Les paramètres physiologiques de la plante cultivée sont des variables spécifiques à l'espèce considérée et parfois même à la variété. Les paramètres physiologiques pour le blé, qui ont été établis lors de la réalisation de STICS, n'ont pas été modifiés.

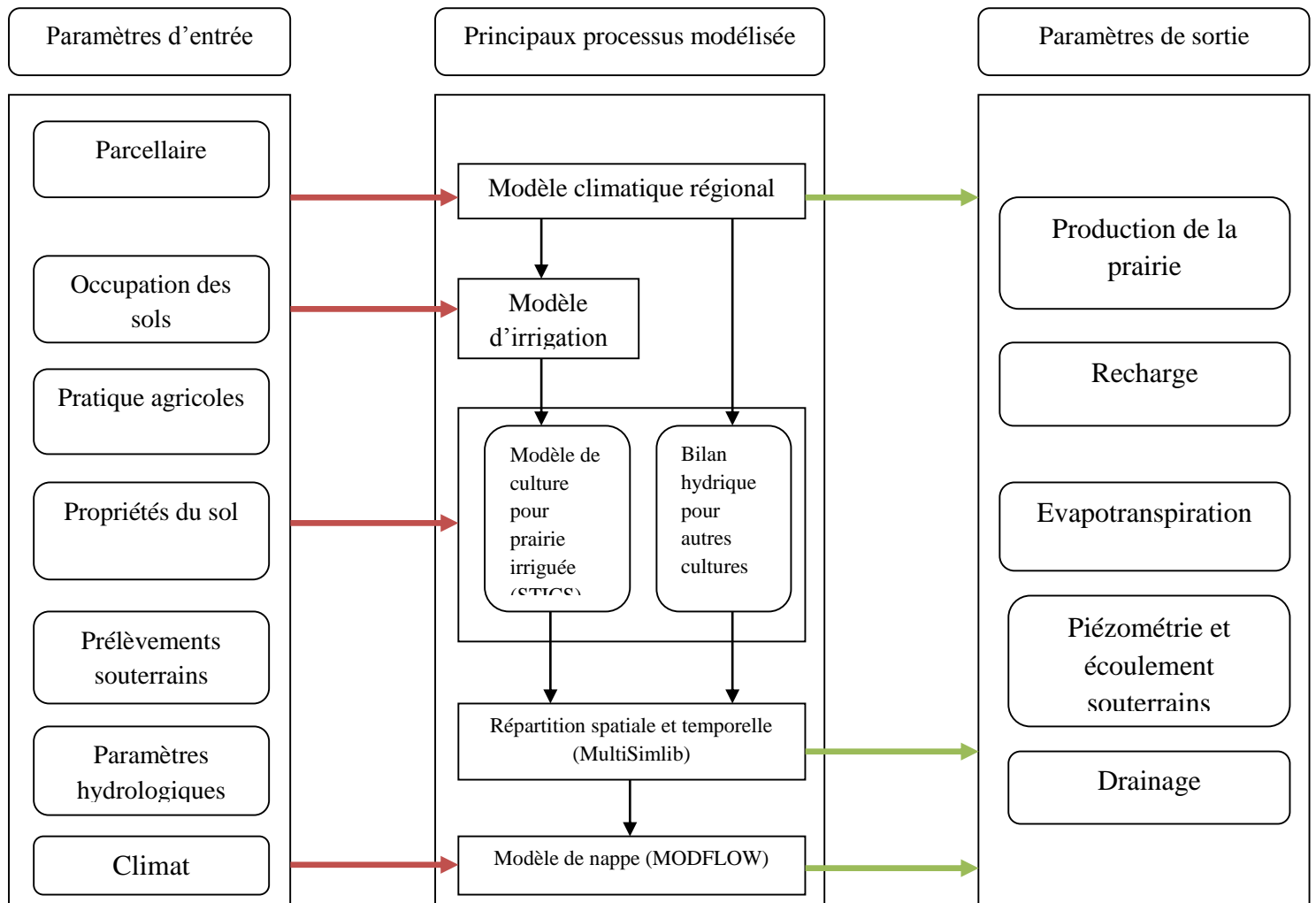


Fig 2.3 - Présentation du modèle STICS

## II. 5. Le bilan hydrique dans les processus d'irrigation

Le bilan hydrique permet de suivre, selon une méthode simple, l'état de la réserve en eau du sol en tenant compte des besoins en eau de la culture et des apports naturels par les pluies ou par irrigation. Il permet donc de vérifier :

- d'une part, que l'apport d'eau par irrigation est suffisant pour ne pas vider la RFU et donc provoquer un stress hydrique à la culture ;
- d'autre part, que l'apport d'eau par irrigation n'est pas trop important (pour éviter de saturer le sol et provoquer des pertes d'eau par ruissellement, et éviter des apports d'eau inutiles).

Le bilan hydrique est également un outil de gestion technique simple, qui permet d'analyser, en fin de saison, l'ensemble des besoins et des apports. Il permet de conserver la trace des périodes déficitaires et des périodes excédentaires tout au long de la campagne. Son analyse en fin de saison, une fois les rendements connus, peut expliquer le fonctionnement des parcelles et les réactions des cultures aux divers événements climatiques.

**II. 5.1. Le bilan hydrique - comment ça marche ?****II. 5.1.1. Connaître la réserve en eau de vos parcelles**

La réserve en eau du sol est caractérisée par la Réserve Utile (RU) qui représente l'eau retenue par le sol. Un sol contient d'autant plus d'eau qu'il est profond, riche en matière organique, en limons et argile. La Réserve Facilement Utilisable (RFU) représente une fraction de la RU, selon le développement de l'enracinement de la culture en place sur la parcelle.

**II. 5.1.2. Connaître la consommation en eau de vos cultures**

Les valeurs à prendre en compte pour déterminer la consommation de vos cultures vous seront fournies par les bulletins de conseil irrigation, hebdomadaires durant la période d'irrigation. La valeur de base est l'ETP (Evapotranspiration Potentielle). Pour obtenir la consommation de vos cultures (ETM en mm), cette valeur d'ETP est multipliée par un coefficient cultural  $K_c$  variant selon le stade et le type de culture :  $ETM = ETP \times K_c$

**II. 5.1.3. Connaître les apports (pluies et irrigations) sur vos parcelles**

Pour les pluies, seul le pluviomètre peut vous y aider. Pour les irrigations, plusieurs façons sont possibles : par un pluviomètre placé judicieusement, ou par des contrôles de cohérence (débit horaire des appareils, compteurs volumétriques), en sachant qu'un millimètre de hauteur d'eau correspond à 10 m<sup>3</sup> par hectare.

**II. 5.2. Tenir un bilan hydrique**

Par la connaissance de la valeur de la RFU d'une parcelle, il est possible de dresser un bilan hydrique hebdomadaire qui permet de suivre l'évolution de la réserve en eau du sol. On peut ainsi connaître les moments où il est nécessaire d'irriguer tout en optimisant les apports en eau.

- ❖ Plusieurs paramètres sont à prendre en compte :
- ✓ la RFU
- ✓ la consommation de la culture (ETM)
- ✓ les apports d'eau (pluies et irrigation)

Le bilan hydrique se présente sous la forme d'un tableau. Pour vous aider à tenir votre bilan hydrique, un fichier de type « tableur » vous est proposé Il est composé de 3 onglets.

Deux onglets concernent l'enregistrement quotidien des pluies et des irrigations apportées. Sur ces onglets, il vous suffit simplement de reporter vos relevés en mm, dans la colonne « pluies » ou « irrigations ».

Le troisième onglet est celui de la tenue de votre bilan hydrique. Elle est d'abord constituée d'un tableau récapitulatif des caractéristiques de votre parcelle, tel que celui ci-dessous. L'exemple ci-dessous concerne une parcelle de maïs, mais les fichiers « tableur » des autres cultures fonctionnent de la même manière.

Tableau.2.2 Récapitulatif des caractéristiques de la parcelle

Nom/prénom	
Commune	
Parcelle	
Variété	P0837
Précocité	TARDIF
Date de semis	16/04/13
Numéro de la semaine de semis	16
Niveau RU	152
Niveau RFU	70

Compléter chaque rubrique, sauf la ligne « Numéro de semaine du semis » qui se remplit automatiquement. Ces renseignements permettront de pré-remplir automatiquement le tableau de suivi du bilan hydrique qui suit.

Toutes les cellules grises sont bloquées et se remplissent automatiquement. Seules 2 colonnes du tableau sont à saisir. Il s'agit du stade de la culture en place sur la parcelle (à choisir dans une liste déroulante) et de la consommation hebdomadaire de cette culture (que vous trouverez dans les bulletins de conseil irrigation). Le reste du tableau est calculé automatiquement. Les formules de calculs sont les suivantes :

- Bilan climatique de la semaine = Précipitations – Consommations
- Déficit hydrique = Bilan climatique de la semaine + Report semaine précédente
- Déficit après irrigation = Déficit hydrique – Irrigations

Tableau. 2.3 Le tableau de suivi du bilan hydrique

semaines	date de fin du bilan hydrique	stade de la culture	consommation (mm)	précipitation (mm)	bilan climatique de la semaine	report semaine précédente	déficit hydrique	irrigation (mm)	déficit après irrigation	niveau RFU (mm)	niveau RU (mm)
16	22/04/2013	Semis		0	0		0	0	0	70	152
17	29/04/2013	Levée		0	0	0	0	0	0	70	152
18	06/05/2013	Levée		4	-4	0	-4	0	0	70	152
19	13/05/2013	2F	11	14	-3,36	0	-3,35	0	0	70	152
20	20/05/2013	2F	10	31	-20,7	0	-20,7	0	0	70	152
21	27/05/2013	4F	10	25	-15,05	0	-15,05	0	0	70	152
22	03/06/2013	5-6 F	10	85	-75,5	0	-75,5	0	0	70	152
23	10/06/2013	7-8 F	13	25	-12,05	0	-12,05	0	0	70	152
24	17/06/2013	7-8 F	14	3	11,4	0	11,4	0	11,4	70	152
25	24/06/2013	11-12 F	18	20	-2	11,4	9,4	0	9,4	70	152
26	01/07/2013	11-12 F	23	4	19	9,4	28,4	0	28,4	70	152
27	08/07/2013	12-13 F	31	15	16	28,4	44,4	0	44,4	70	152
28	15/07/2013	>14 F	36	0	36	44,4	80,4	58	22,4	70	152
29	22/07/2013	18 F	38	1	37	22,4	59,4	30	29,4	70	152
30	29/07/2013	floraison femelle	46	18	28	29,4	57,4	30	27,4	70	152
31	05/08/2013	fin de fécondation	49	0	49	27,4	76,4	30	46,4	70	152
32	12/08/2013	grain laiteux	32	20	12	46,4	58,4	30	28,4	70	152
33	19/08/2013	grain laiteux	31	0	31	28,4	59,4	30	29,4	70	152
34	26/08/2013	grain laiteux	27	8	19	29,4	48,4	30	18,4	70	152
35	02/09/2013	50 % h	24	0	24	18,4	42,4	20	22,4	70	152
36	09/09/2013	51 % h	19	41	-17	22,4	5,4	0	5,4	70	152
37	16/09/2013	52 % h	14	3	11,5	5,4	16,9	0	16,9	70	152

L'important est que le déficit après irrigations ne dépasse pas le niveau de la RFU. Ainsi, ceci évite à la culture de subir un stress hydrique qui peut être préjudiciable pour le rendement final.

A noter que l'on considère le déficit hydrique nul lors du semis car les pluies de l'hiver ont rempli les réserves en eau du sol et aucune consommation de la RFU n'a eu lieu. De plus, les consommations de la culture ne sont à saisir qu'après 3 semaines suivant le semis.

La tenue de ce tableau vous permet de visualiser sur le graphique suivant, l'évolution du déficit hydrique après irrigation de votre parcelle. Ce graphique est tracé automatiquement lorsque vous remplissez le tableau.

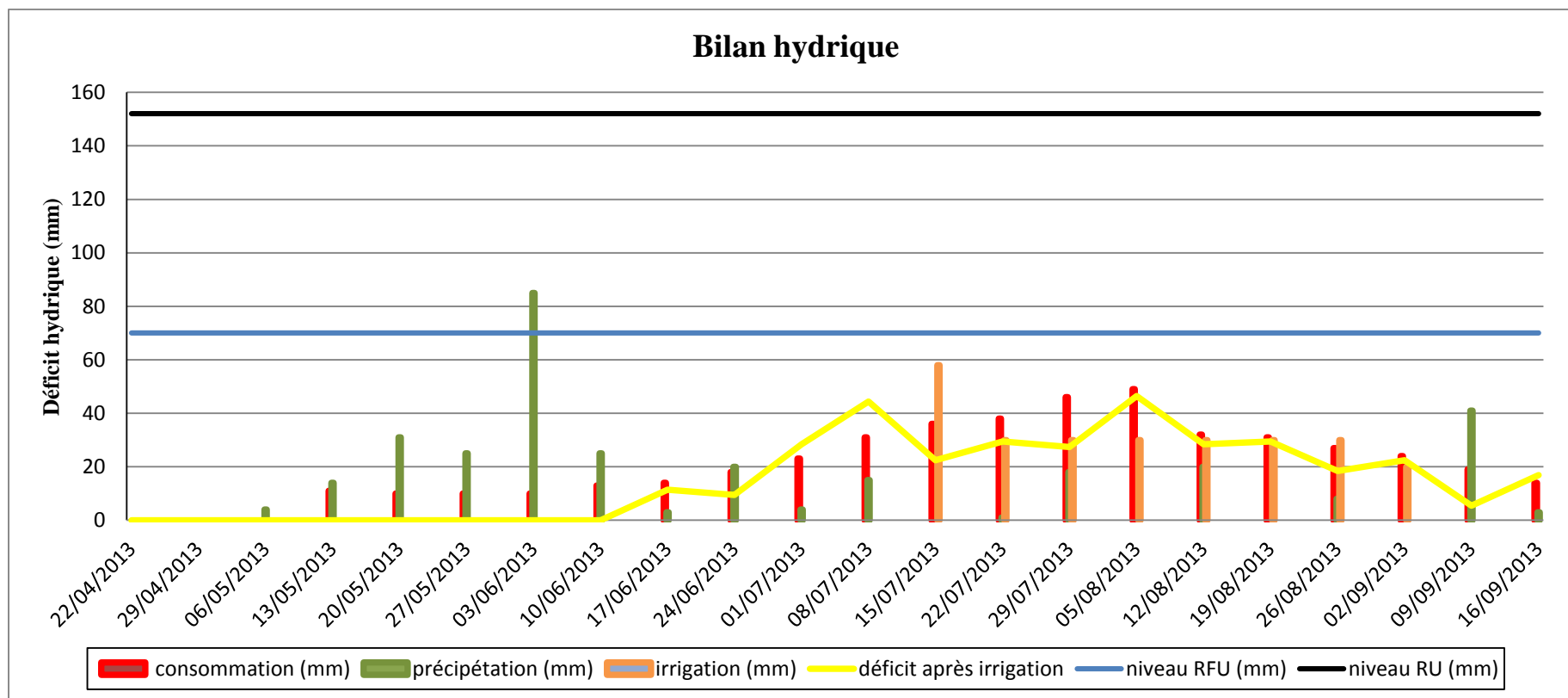


Fig 2.4- L'évolution du déficit hydrique après l'irrigation de la parcelle

À partir de ces résultats, nous concluons l'équation du bilan hydrique pour chaque semaine, qui est la suivante :

$$P + I = RSP - DAI + C \quad (2.22)$$

Avec:

- P : Précipitation
- I : Irrigation
- RSP : Report semaine précédente
- DAI : Déficit après irrigation
- C : Consommation

Cette équation permet de déterminer les échanges entre l'atmosphère et le système sol-végétation. Elle est très importante au niveau d'irrigation, car il évalue les variations des réserves d'eau disponibles dans le sol pour les plantes.

## II. 6. Conclusion

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

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

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

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

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

# Chapitre III

## Etude de cas

Bilan hydrique et capacité  
d'emmagasinement d'une nappe libre

### III. 1. Bilan hydrique et capacité d'emmagasinement d'une nappe libre

Fluctuations saisonniers dues aux irrigations, pompages et pluie / évaporation.

L'étude des problèmes de gestion de l'eau en agriculture (drainage ou irrigation) passe par la compréhension du bilan hydrologique au niveau du sol (figure 3.1) appelé aussi bilan hydrique. Le bilan débute avec les précipitations ou les irrigations dont une partie est interceptée par les plantes. La partie qui atteint le sol essaie de s'infiltrer et lorsqu'elle n'y parvient pas, une lame d'eau se forme à la surface du sol et elle ruisselle. La partie qui s'infiltrer contribue à humidifier le sol et à alimenter la nappe phréatique. De l'autre côté, la plante et la surface du sol puisent l'eau dans le sol pour contribuer à l'évapotranspiration. La nappe contribue à l'écoulement souterrain et à réalimenter le profil du sol et la plante (remontée capillaire).

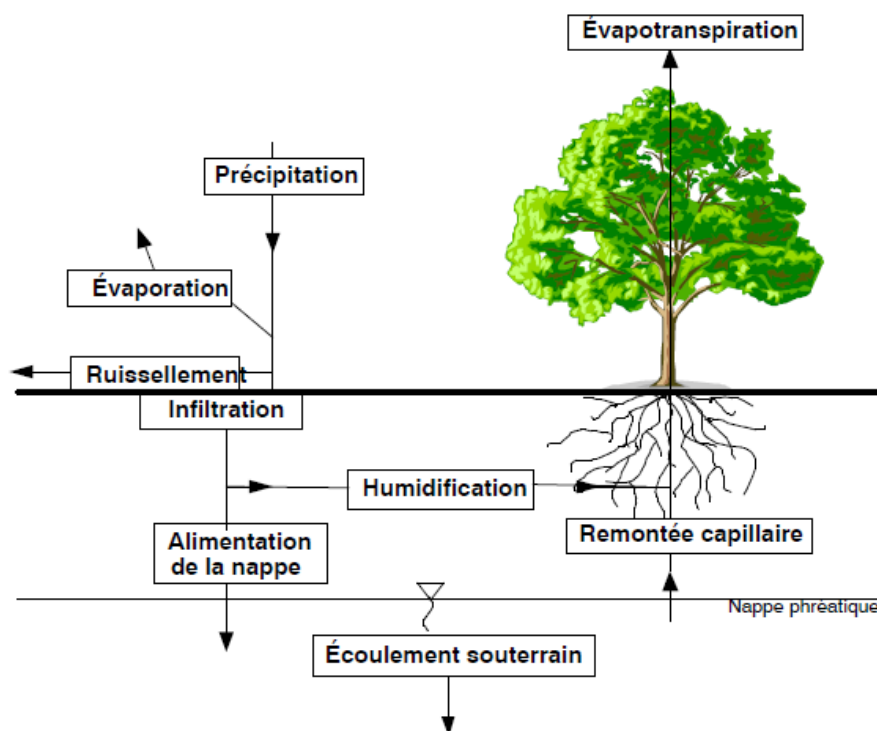


Fig 3.1 - Modèle physique étudié

#### III. 1.1. Positionnement du problème

La problématique considérée dans cette étude est une nappe phréatique (à surface libre) est initialement positionnée de  $28\text{ m}$ . Après un apport  $I = 200\text{ mm}$  par irrigation, le niveau de la nappe s'élève de  $1\text{ m}$ . La pluie / évaporation est inconnue. Après cela, des pompages totalisant  $P = 0.3\text{ millions de m}^3/\text{km}^2$  font redescendre la nappe de  $2.2\text{ m}$  par rapport au niveau précédent.

- Le travail réalisé dans un premier temps est la détermination du bilan hydrique réelle de la nappe, en particulier la recharge réelle  $R$  de la nappe pendant la période considéré.
- Dans le deuxième temps on caractérise l'évapotranspiration en fonction de différents rapports de irrigation  $I$ .

- Est pour un troisième temps on caractérisant l'évapotranspiration en fonction de différentes prises de pompes  $P$ .

### III. 1.2. Modélisation mathématique

Le modèle mathématique qui représente la présente cette problématique est un modèle d'écoulement vertical uni 1D selon la direction  $z$  (équations 3.23) :

$$C \cdot \frac{\partial z}{\partial t} = q(z) \quad (3.23)$$

Brièvement, on ne demandait ici qu'un calcul très simple consistant à intégrer temporellement le modèle d'écoulement vertical dans le cas d'un (vidange/recharge) instantanée.

### III. 1.3. Résolution du problème

En intégrant l'équation (3.23) entre les temps  $t_1$  et  $t_2$  cela donne (équations 3.24) :

$$C \cdot [Z_S(t_2) - Z_S(t_1)] = \int_{t_1}^{t_2} q_z(t) dt \quad (3.24)$$

Par définition l'équation (3.24) caractérise les paramètres physiques suivants :

*Capacité x [Rabatement ou Remontée] = Volume net extrait ou injecté.*

### III. 1.4. Calcul analytique du bilan hydrique

- **Phase (1)** : Montée de la nappe entre ( $t_0 - t_1$ )

$$C \cdot (Z_1 - Z_0) = I - E = R_{Nette} \quad (3.25)$$

$R_{Nette}$  : Inconnue pour l'instant.

- **Phase (2)** : Baisse de la nappe entre ( $t_1 - t_2$ )

$$C \cdot (Z_2 - Z_1) = -P \quad (3.26)$$

- **Phase (3)** : Détermination de la porosité efficace entre ( $t_1 - t_2$ )

$$C = \frac{P}{(Z_1 - Z_2)} = \frac{3}{22} = 0.136 = 13.6\% \quad (3.27)$$

- **Phase (4)** : Détermination de la recharge nette entre ( $t_0 - t_1$ )

$$R_{Nette} = C \cdot (Z_1 - Z_0) = 0.136 \cdot 1 = 136mm \quad (3.28)$$

- **Phase (5)** : Détermination de l'évapotranspiration entre ( $t_0 - t_2$ )

$$E = I - R_{Nette} = 200 - 136 = 64mm \quad (3.29)$$

Notant que l'évapotranspiration  $E$  est calculée ici indirectement par bilan. La valeur obtenue paraît réaliste à l'échelle de la décade ou du mois selon la saison et le climat.

Notant aussi que peut considérer comme une perte de la part des irrigations  $I$  ayant rejoint la nappe sans être consommée en évapotranspiration  $E$ , ceci en négligeant les pertes par évaporation directe incluent dans  $E$ .

### III. 2. Détermination de l'évapotranspiration en fonction des irrigations

$I$ (mm)	100	150	200	250	300	350
$E$ (mm)	32	48	64	80	96	112

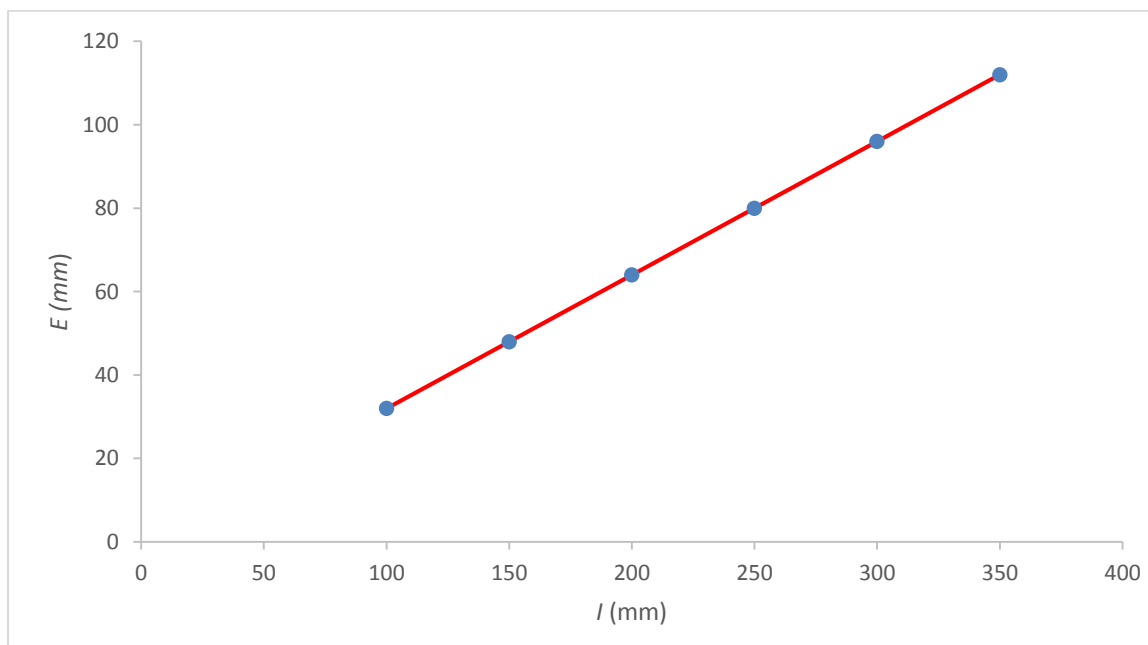


Fig 3.2 - Profile d'évapotranspiration en fonction des irrigations

Dans la figure 3.2, l'évapotranspiration a été calculée en fonction des irrigations, l'allure du profile obtenue représente une droite avec une pente positive de (32%) d'augmentation des évapotranspirations par l'augmentation d'irrigations dans situations de fluctuations saisonniers différentes.

### III. 3. Détermination de l'évapotranspiration en fonction des pompages

$P$ (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )	2	2.5	3	3.5	4	4.5
$E$ (mm)	42.66	53.33	64.00	74.66	85.33	96.00

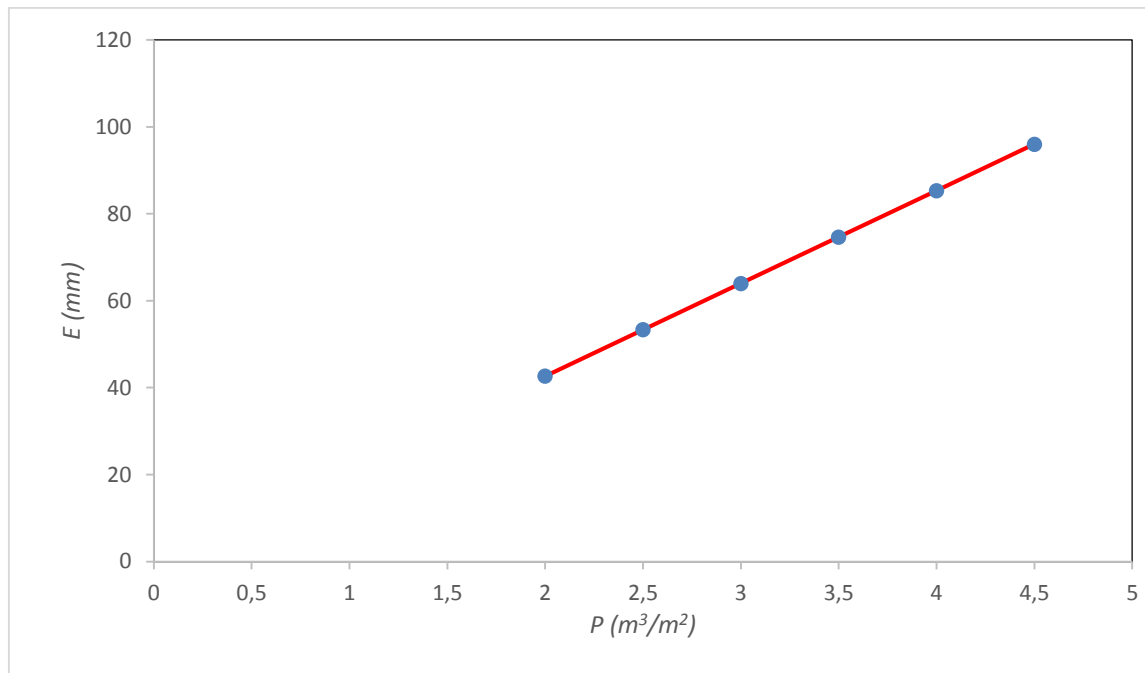


Fig 3.3 - Profile d'évapotranspiration en fonction des pompages

Dans la figure 3.3, l'évapotranspiration a été calculée en fonction des reprises de pompages dans des conditions les mêmes climatique et hydrogéologique, l'allure du profile obtenue représente une droite avec une pente positive d'augmentation des évapotranspirations par l'augmentation des reprises des pompages.

# Conclusion générale

## **Conclusion générale**

Le présent mémoire comporte un traitement analytique d'un bilan hydrique d'une nappe libre sous des conditions hydrogéologique et climatique différentes, la méthodologie choisie pour élaborer cette problématique est basée du point vue forme sur trois chapitres. Une généralité sur l'hydrogéologie générale fait l'objet du premier chapitre. Pour le second chapitre on présente une analyse bibliographique sur l'état de l'art sur les bilans hydrique de la littérature. Dans le troisième chapitre on exprime la contribution visée dans ce travail qui représente une modélisation du phénomène étudié par un calcul d'intégration analytique de l'équation différentielle du premier ordre (1D) qui modélise la variation hydrique en fonction de plusieurs paramètres physique et hydrogéologique couplée par des conditions climatique différentes par rapport au temps.

Les résultats obtenus exposent l'influence des paramètres physique et hydrogéologique les uns par rapport aux autres par des courbes et des tableaux.

## Référence bibliographie

**Afef Hamouda ; 2011 :** "Méthode de modélisation du bilan hydrologique du lac", Mémoire de mastère, p29.

**André Mosy ; 2005 :** "hydrologie générale", section SIE et GC.

**Arnaud Bruno ZANNOU ; 2006 :** " Détermination des termes du bilan hydrologique sur le bassin de l'Oueme supérieur", Rapport de Master, p22.

**Aude Naveau ; 2014 :** "Crises et Ressources de la Terre", travaux dirigés, ressource en eau.

**B.Rambert ; 1971 :** "Application de l'analyse des hydrogrammes des cours d'eau à l'évaluation de l'écoulement souterrain", rapport préliminaire, p2.

**BENDJABALLAH HATEM ; 2015 :** "Modélisation du bilan hydrique du sol en vue d'automatisation de l'irrigation par aspersion", mémoire de master.

**Djelloul Baahmed ; 2015 :** "Bilan hydrique et évaluation des ressources en eau superficielle du bassin de la Macta", thèse, pp24, 25.

**HIDAOUI AHLAM, LOUANNAS ABDELMONAIM ; 2015 :** "Etude du système traditionnel d'irrigation au Sahara" BILAN HYDRIQUE (méthode de THORNTHWAITE), mémoire de fin des d'études, p32.

**Hugo GABRIEL, Julien NEDELLEC ;** "Les outils d'aide au pilotage de l'irrigation : le bilan hydrique".

**J Rosnoblet ; 2002 :** "Présentation du modèle de bilan hydrique « BILHYNA », p12.

**Ndiaga SOW ; 2004-2005 :** "Modélisation des écoulements en milieu poreux non saturé: Application à la recharge naturelle des nappes", projet de fin d'étude, p4.

**Olivier Legras ; 2014 :** "Evolution du bilan hydrique à l'échelle de bassins-versants en contexte de changement climatique", mémoire de fin d'études, p8.

### Site WEB :

**Site internet 1 :** [http : academia.edu/](http://academia.edu/) cours hydrologie-IGS4.

**Site internet 2 :** [http :](http://) Bilan hydrique et sol.