



**Université Internationale
de Casablanca**

LAUREATE INTERNATIONAL UNIVERSITIES

ECOLE D'INGENIERIE
2^{ème} ANNEE GENIE CIVIL

Cours d'Hydrologie
1^{ère} Séance

**INTRODUCTION À L'HYDROLOGIE DE
SURFACE ET AUX BASSINS VERSANTS**

Mohamed TAMMAL

Octobre 2017

Objectifs du cours :

Acquisition de la notion des bassins versants, leur caractérisation, le calcul du bilan hydrologique, la modélisation hydrologique et l'hydrologie appliquée.

Références bibliographiques

Chow, V. T., Maidment, D. R., and Mays, L. W. (1988): Applied Hydrology, McGraw-Hill, New York, USA.

McCuen, R. H. (1989): Hydrologic Analysis and Design, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, USA.

Singh, V. P. (1992): Elementary Hydrology, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, USA.

Viessman, W. Lewis, G. L., and Knapp, J. W. (1989): Introduction to hydrology, Harper Collins, Publishers, New York, USA.

Ressources internet: (Mots clés: hydrologie, applied hydrology, ...)

[www: univ-lezanne.ch/musy](http://www.univ-lezanne.ch/musy)

www.cig.ensmp.fr/~hhgg/docu.htm

Organisation du cours:

Cours + TP + TD



I- Quelques définitions

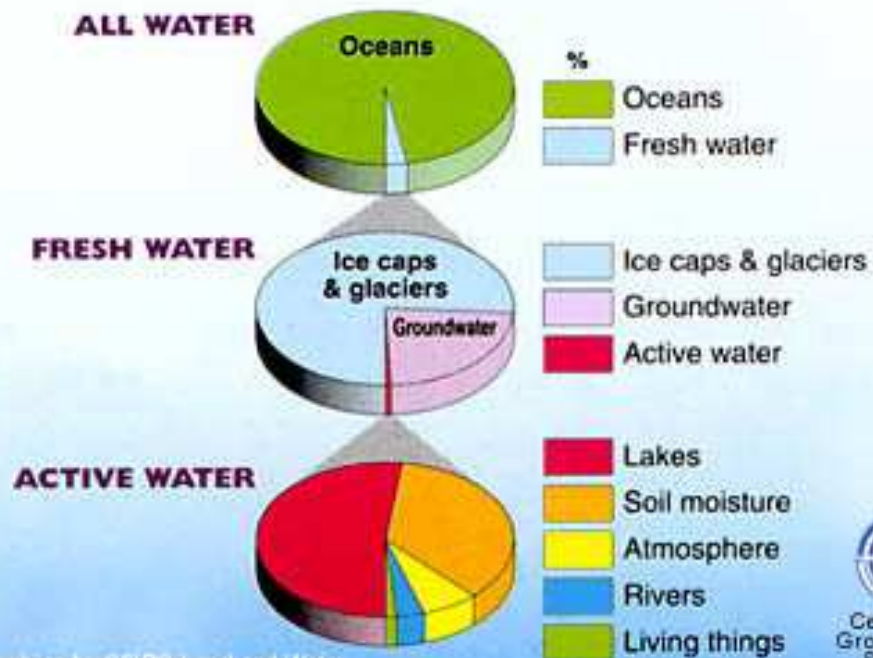
➤ **Hydrologie: C'est une sciences qui permet la description et la quantification des différents termes du cycle hydrologique: Précipitation-Ecoulement de surface-Ecoulement souterraine-Evaporation (Evapotranspiration).**

❖ *L'hydrologie se définit comme la science qui traite des caractéristiques spatio-temporelles des quantités et de la qualité de l'eau sur la terre, ce qui englobe son occurrence, son déplacement, sa distribution, sa circulation, son stockage et sa gestion comme ressource naturelle.*

Cette définition de l'hydrologie en fait une science multidisciplinaire impliquant l'agriculture, la biologie, la chimie, la géographie, la géologie la glaciologie, la météorologie, la physique, les mathématiques, la cartographie, le droit... .

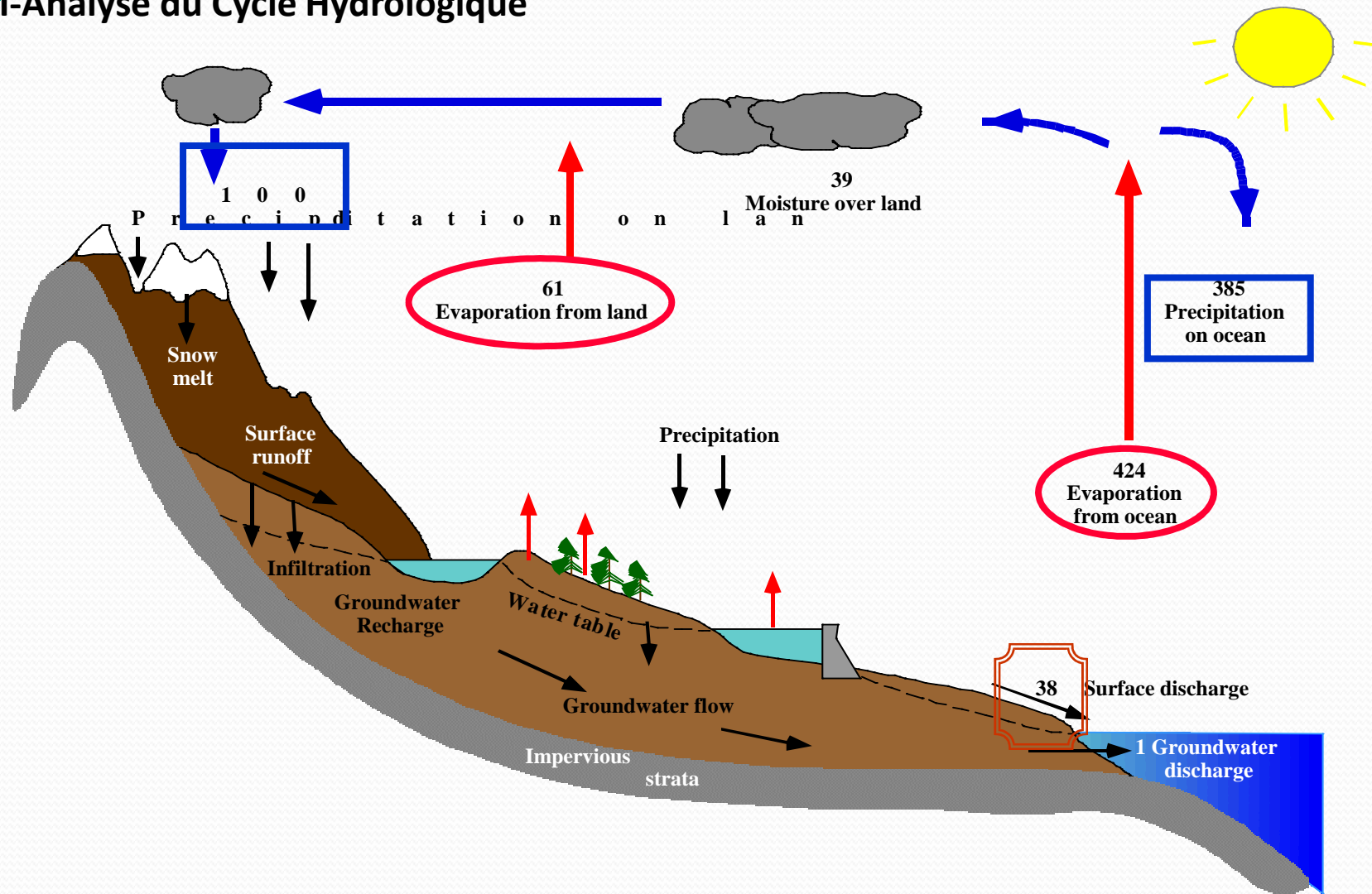
Quelques statistiques relatives aux ressources en eau globales

World Water Distribution



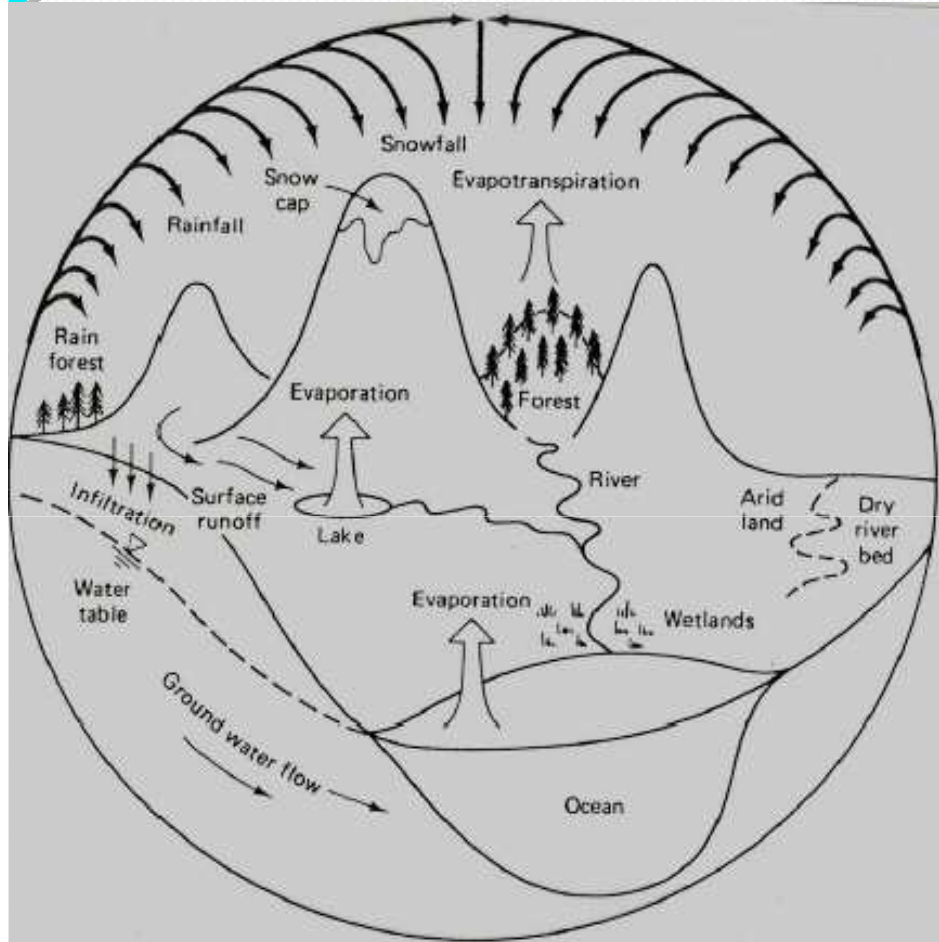
Reservoir	Percentage of Total
Oceans	97.3%
Glaciers	2.1%
Ground water (aquifers)	0.6%
Lakes	0.008%
Soil moisture	0.002%
Rivers	0.0008%
Atmosphere	0.001%
Biosphere	0.00007%

II-Analyse du Cycle Hydrologique

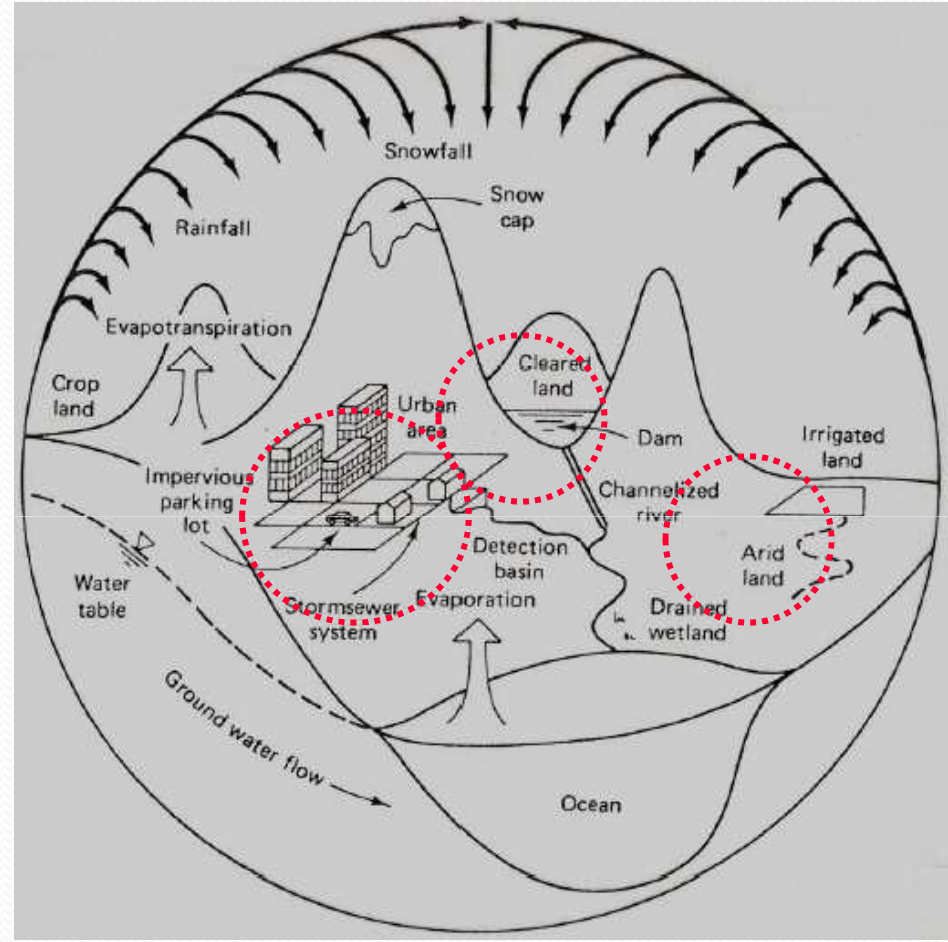


Le cycle hydrologique: est un processus continu par lequel le transfert de l'eau se fait des océans vers l'atmosphère, de l'atmosphère vers le sol et retour vers les océans.

Effet de l'anthropisation sur le cycle hydrologique



A- Cycle hydrologique naturel



B- Cycle hydrologique anthropisé

III- Définition des différentes composantes du cycle de l'eau:

- ✓Evaporation (Evapotranspiration): (Potentielle et Réelle)
- ✓Précipitation
- ✓Ruissellement dans des effluents puis vers un collecteur naturel principal.
- ✓Infiltration (vers le Sol et/ou vers la nappe),
- ✓ Ecoulement souterrain

La quantification de ces différentes composantes à l'échelle d'un bassin versant est fondamentale pour la quantification du bilan hydrologique et la gestion des risques liées à l'excès (inondation) ou la rareté (sécheresse) des ressources en eau à cette échelle.



IV- Définitions du Bassin Versant (BV):

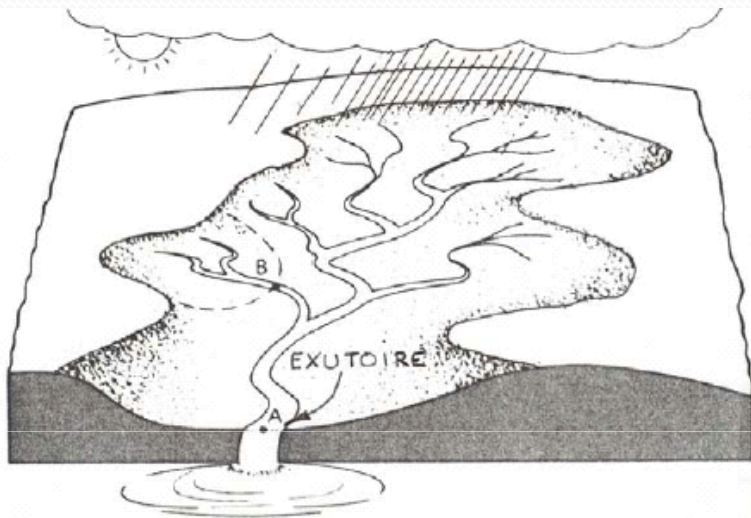
1. Introduction

❖ Le bassin versant (BV) dite aussi bassin de drainage peut être considéré comme le laboratoire du cycle hydrologique. Sauf pour l'aspect atmosphérique des précipitations. C'est dans cet espace que tous les processus hydrologiques se produisent et y laissent leurs traces ainsi que leurs effets. La signature des processus hydrologiques se retrouve dans la topographie, le réseau des cours d'eau, leur nombre et leur importance. Le type de sol, la géologie et la végétation y jouent un rôle important. Le BV est un espace qui transforme les précipitations en ruissellement.

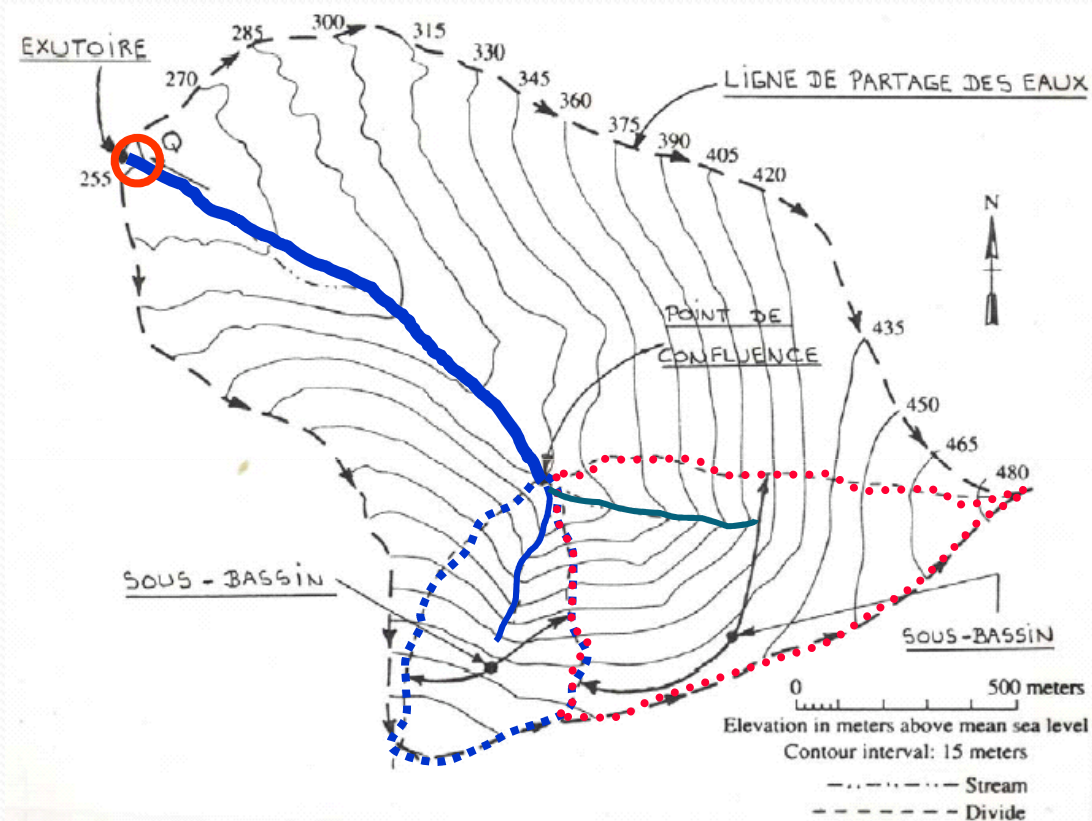
❖ Le BV= portion de surface terrestre à l'intérieur de laquelle les pentes topographiques amènent tout le ruissellement qui s'y produit vers un seul et même exutoire.

❖ La frontière d'un BV se définit par la direction vers laquelle se dirige le ruissellement superficiel de part et d'autre d'une ligne qui sépare les bassins; cette ligne porte le nom de Ligne de Partage des Eaux (LPE).

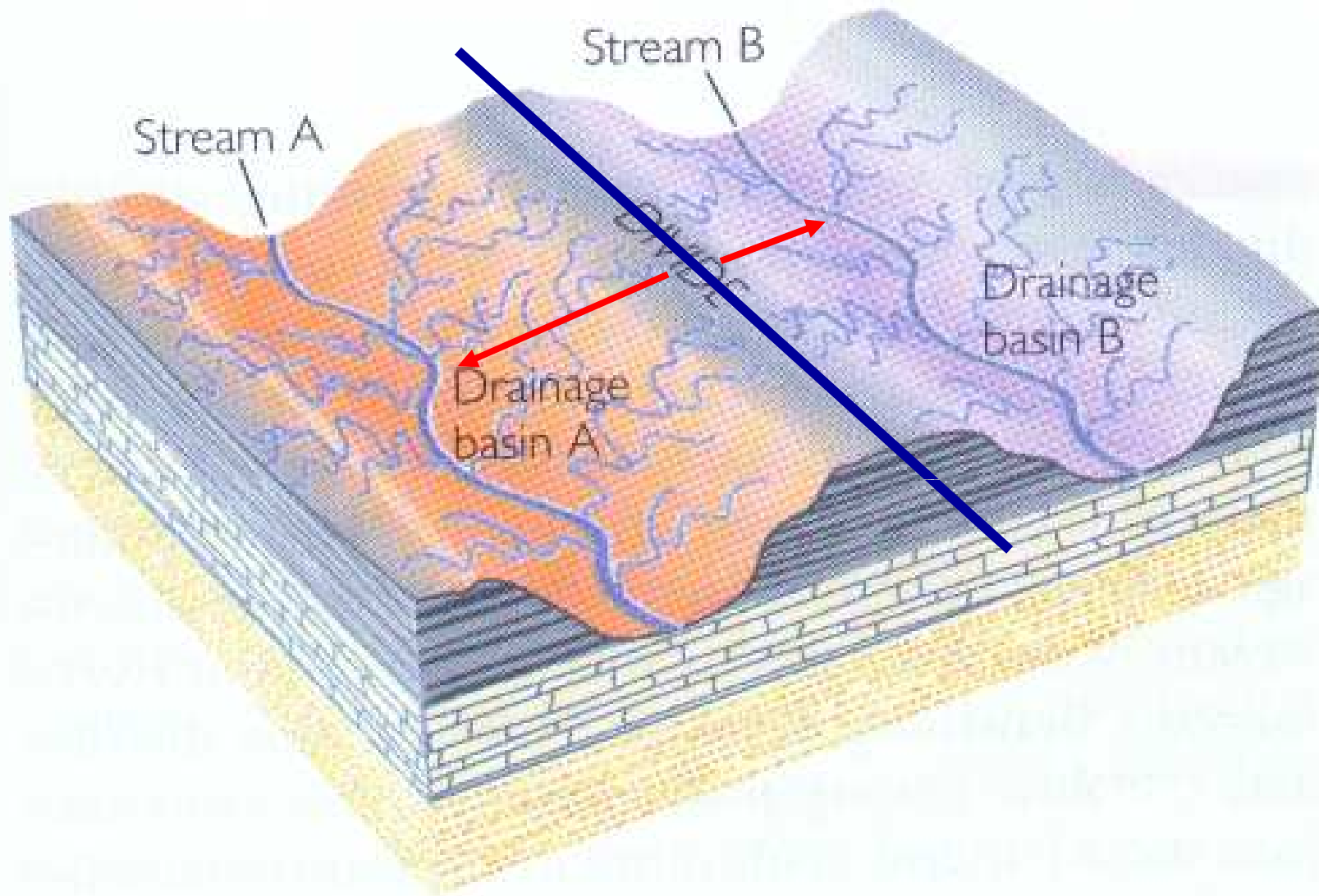
❖ La superficie d'un BV comprend tous les points dont l'élévation se trouve au dessus de celle de l'exutoire et à l'intérieur de la zone limitée par LPE. Son aire se définit comme la *projection horizontale* de la superficie du bassin.



BV avec sa LPE.



Méthode de traçage d'une ligne de partage des eaux.

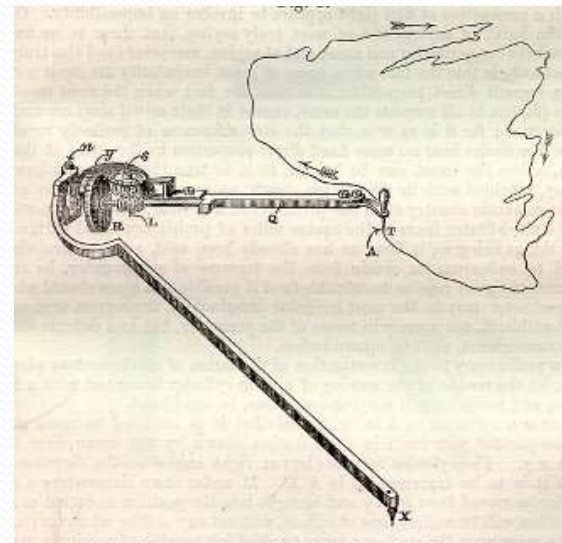


Contrôle topographique des LPE des BV

Caractérisation géométriques du BV:

- **La surface (L^2):** C'est probablement la caractéristique la plus importante. Elle reflète le volume d'eau que génère une précipitation. La détermination de l'aire d'un BV nécessite au préalable que le bassin soit déjà délimité, puis elle nécessite l'utilisation d'un planimètre.
- **Forme du bassin:** Le BV peut avoir une multitude de formes. Elle a un impact direct sur la façon dont le ruissellement s'accumule à l'exutoire. Son importance se perçoit plus clairement lorsque l'on considère la courbe aire-temps. Il existe un certain nombre de paramètres qui servent à décrire la forme d'un BV

- Centroïde du BV, C ;
- Longueur au centroïde du bassin, L_{ca} ;
- Facteur de forme, L_f ;
- Rapports circulaires, R_c et F_c ;
- Rapport d'élongation, R_e ;



Planimètre linaire

Centroïde du bassin

$$X_c = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^N X_i \cdot A_i$$

$$Y_c = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^N Y_i \cdot A_i$$

où X_c et Y_c = les coordonnées du centroïde,
 A = l'aire totale du bassin de drainage,
 A_i = l'aire d'un petit carreau du quadrillage,
 X_i et Y_i = les coordonnées du centroïde de ce petit carreau.

Facteur de forme, L_f

$$L_f = k \cdot (L \cdot L_{ca})^{0.3}$$

où L = la longueur du bassin, en km (mi),
 L_{ca} = la longueur au centroïde, en km (mi),
 L_f = le facteur de forme,
 k = 0.7516 en SI et 1 en SA.

Rapports circulaires, R_c et F_c

$$R_c = \frac{A}{A_o} = \frac{4 \cdot \pi \cdot A}{P^2} \quad \dots (2.4)$$

$$F_c = \frac{P}{(4 \cdot \pi \cdot A)^{1/2}} = \frac{1}{R_c^{1/2}} \quad \dots (2.5)$$

où A = l'aire du bassin de drainage, en km^2 (mi^2),
 A_o = l'aire d'un cercle ayant le même périmètre que le bassin, en km^2 (mi^2),
 P = le périmètre du bassin de drainage, en km (mi).

• Rapport d'élongation, R_e

$$R_e = \frac{2}{L_{\max}} \cdot \left(\frac{A}{\pi} \right)^{0.5}$$

où L_{\max} = la longueur max du bassin, en km (mi).

Caractérisation géométrique du BV (Suite):

- **Relief du bassin:** Les paramètres les plus utilisés sont : les pentes du bassin et du cours d'eau et la courbe hypsométrique.
- **Pente du bassin:** Plusieurs méthodes sont utilisées pour évaluer la pente:

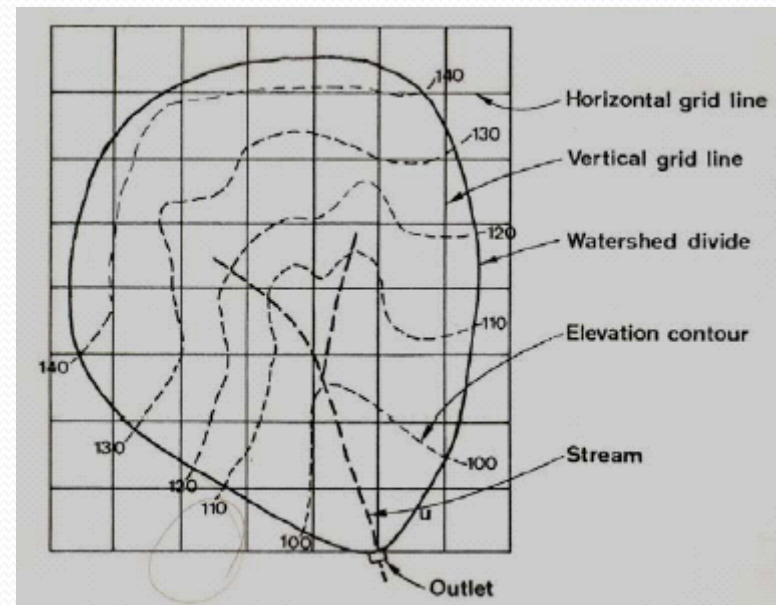
1-
$$S_c = \frac{\Delta Z_c}{L_c}$$
 Avec: S_c : pente du cours d'eau, ΔZ : différences des valeurs entre les points définissant la longueur du cours principale (L_c).

2-
$$S_h = (N_h \cdot \Delta Z) / L_h$$

$$S_v = (N_v \cdot \Delta Z) / L_v$$

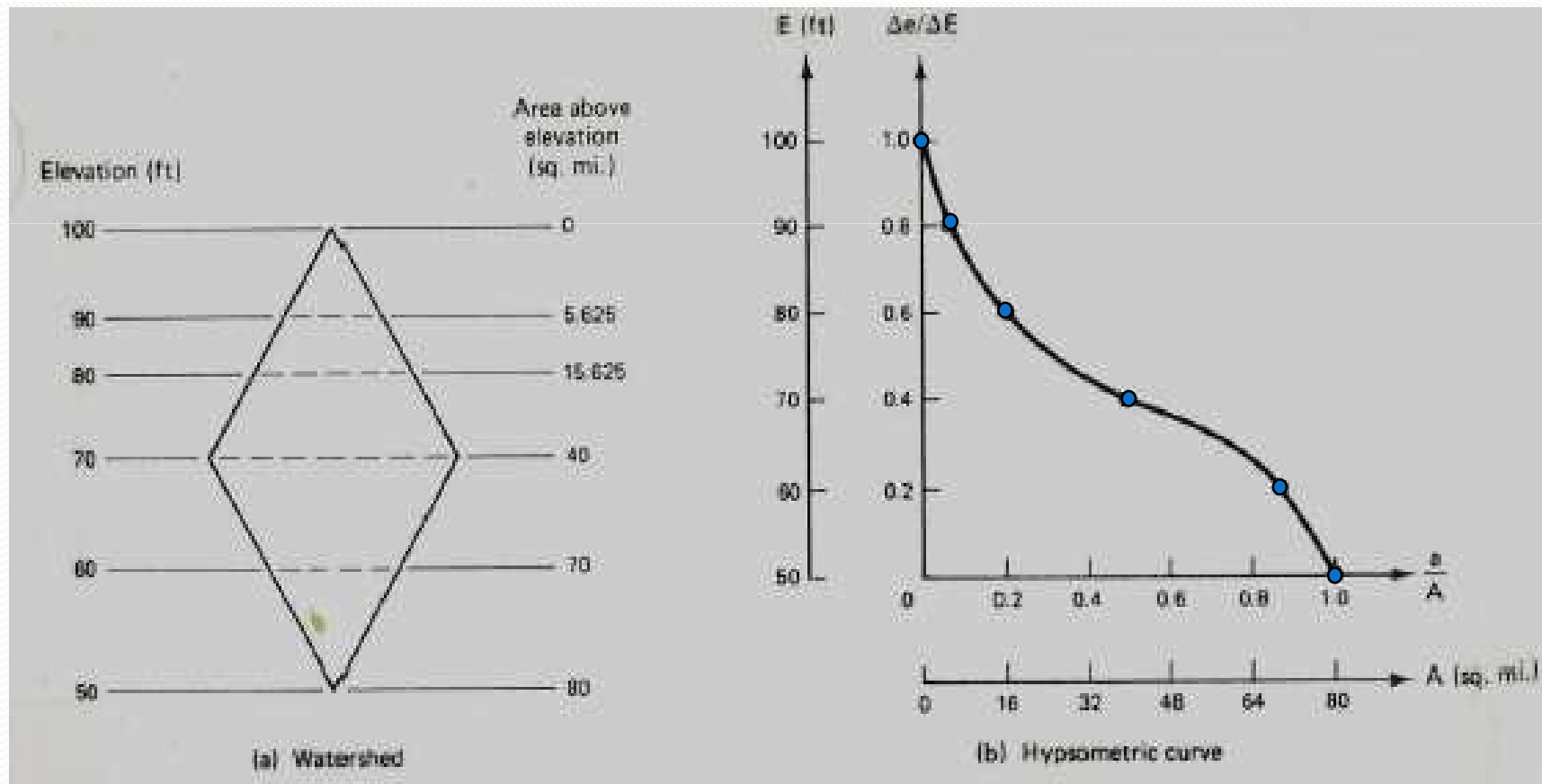
$$S_b = (S_h + S_v) / 2$$

S_b : pente (%), N: nombre de fois les droites traversent les courbes, Z: Equidistance(m), L: longueur total des droites.



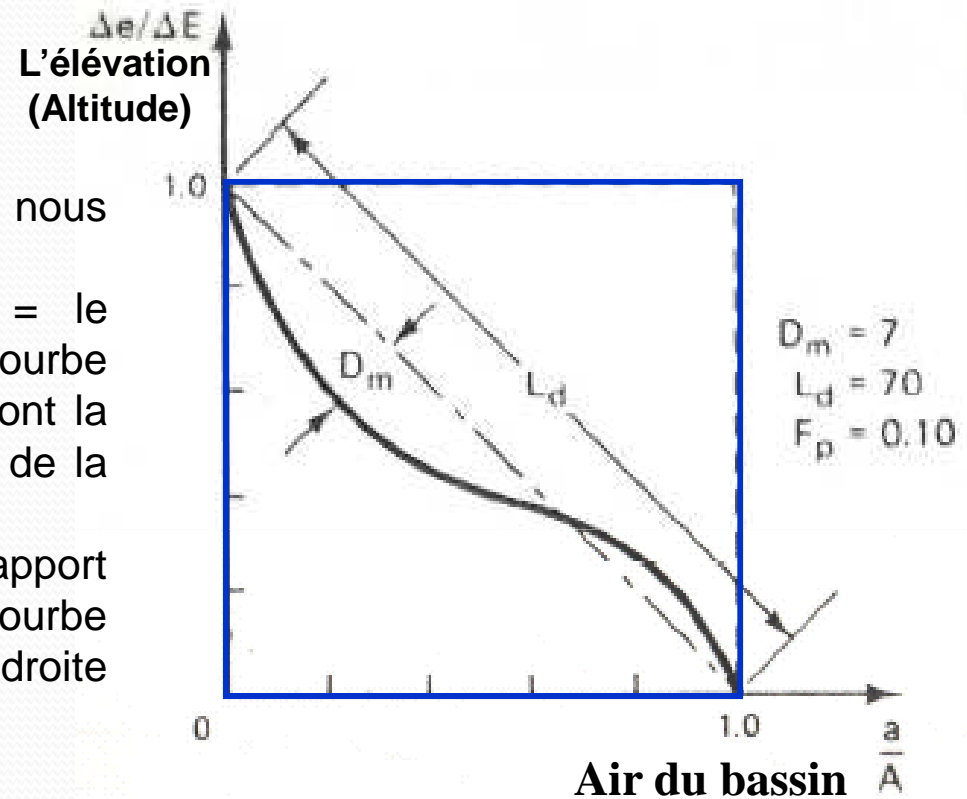
Caractérisation géométriques du BV (Suite):

- **Courbe hypsométrique:** est la courbe montrant l'aire cumulative en fonction de la dénivellation. Il s'agit de tracer la courbe avec l'aire cumulative en abscisse et l'élévation en ordonnée. Elle permet une comparaison plus facile avec d'autres bassin.



À partir de la courbe hypsométrique, nous pouvons définir 2 indices:

- **le rapport hypsométrique, H_a** = le rapport de l'aire sous la courbe hypsométrique et de l'aire du carré dont la diagonale comprend les 2 extrémités de la courbe.
- **Le coefficient de profil, F_p** = le rapport de la déviation maximale D_m de la courbe hypsométrique et de la longueur de la droite L_d .



V- Notions de Géomorphométrie

La vitesse de l'écoulement dans une canalisation est généralement plus rapide que celle du ruissellement superficiel. Il s'ensuit que le temps de parcours du ruissellement sur un bassin de drainage est relativement faible par rapport à la longueur d'écoulement dans les canalisations.

Dès lors, l'ossature du système de canalisation d'un bassin de drainage a une influence sur le temps de parcours du ruissellement. Il existe un certain nombre de paramètres qui ont été développés dans le but de représenter le système de drainage. La plupart font partie d'un groupe de lois que l'on appelle les **lois de Horton**. Ces lois sont considérées comme indicateurs des caractéristiques géomorphométriques d'un bassin de drainage. Pour ce faire, il a introduit la notion d'ordre d'un cours d'eau. **L'ordre d'un cours d'eau** est la mesure de son degré de position dans le système d'écoulement d'un bassin. Ainsi un *cours d'eau d'ordre 1* est un tributaire qui n'en reçoit aucun autre. Un *cours d'eau d'ordre 2* est un tributaire qui devient le récepteur de 2 cours d'eau d'ordre 1; de façon plus générale, un *cours d'ordre k* est donc un tributaire qui devient le récepteur de 2 cours d'eau d'ordre (k-1). L'ordre d'un bassin se définit par l'ordre de son cours d'eau principal, i.e. celui passant par l'exutoire. On appelle **rapport de bifurcation**, **Rb**, le nombre de cours d'eau d'ordre k divisé par le nombre de cours d'eau d'ordre (k-1); la valeur de Rb varie généralement entre 2 et 4.

Lois de Horton (Suite):

1-La loi des nombres de cours d'eau:

Horton a proposé que la loi suivante:

$$N_i = R_b^{k-i}$$

où N_i = le nombre de cours d'eau d'ordre i ,
 R_b = le rapport de bifurcation,
 k = l'ordre du bassin de drainage.

2-La loi des longueurs de cours d'eau:

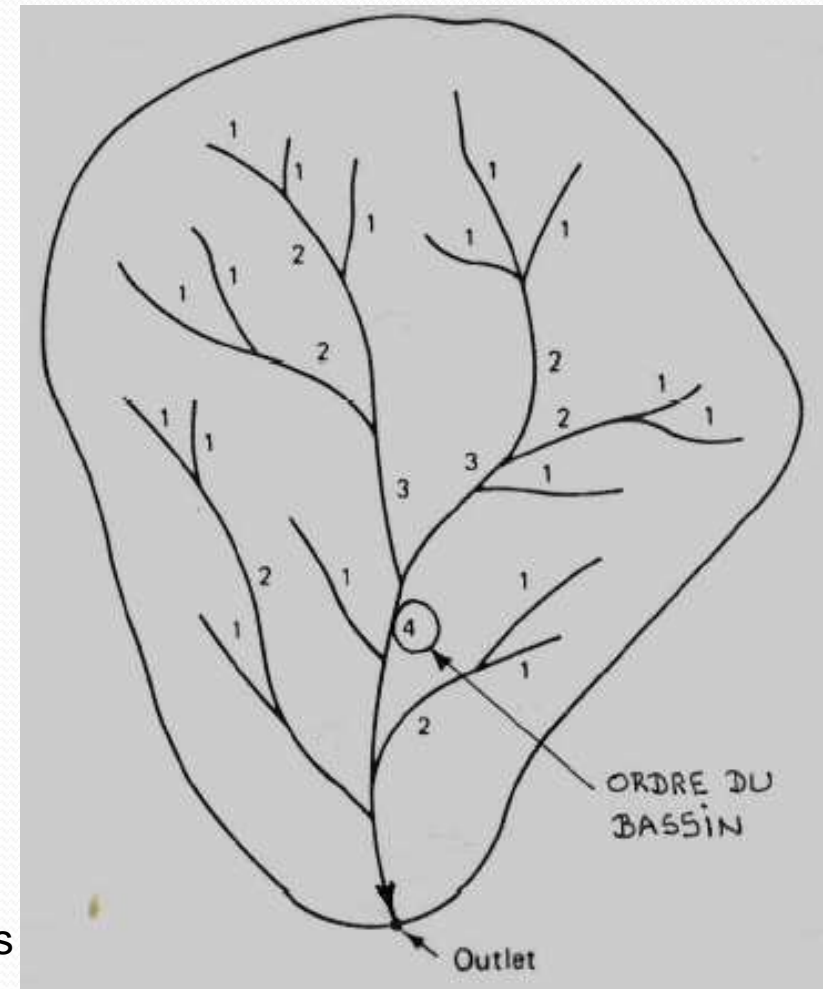
Cette loi relie la longueur moyenne des cours d'eau d'ordre i , \bar{L}_i , au rapport r_l^{i-1} et à la longueur moyenne \bar{L}_1 de cours d'eau d'ordre 1 :

$$\bar{L}_i = \bar{L}_1 \cdot r_l^{i-1}$$

3-La loi des aires

Cette loi ressemble à la précédente sauf que l'on remplace la longueur moyenne par l'aire moyenne. Dès lors,

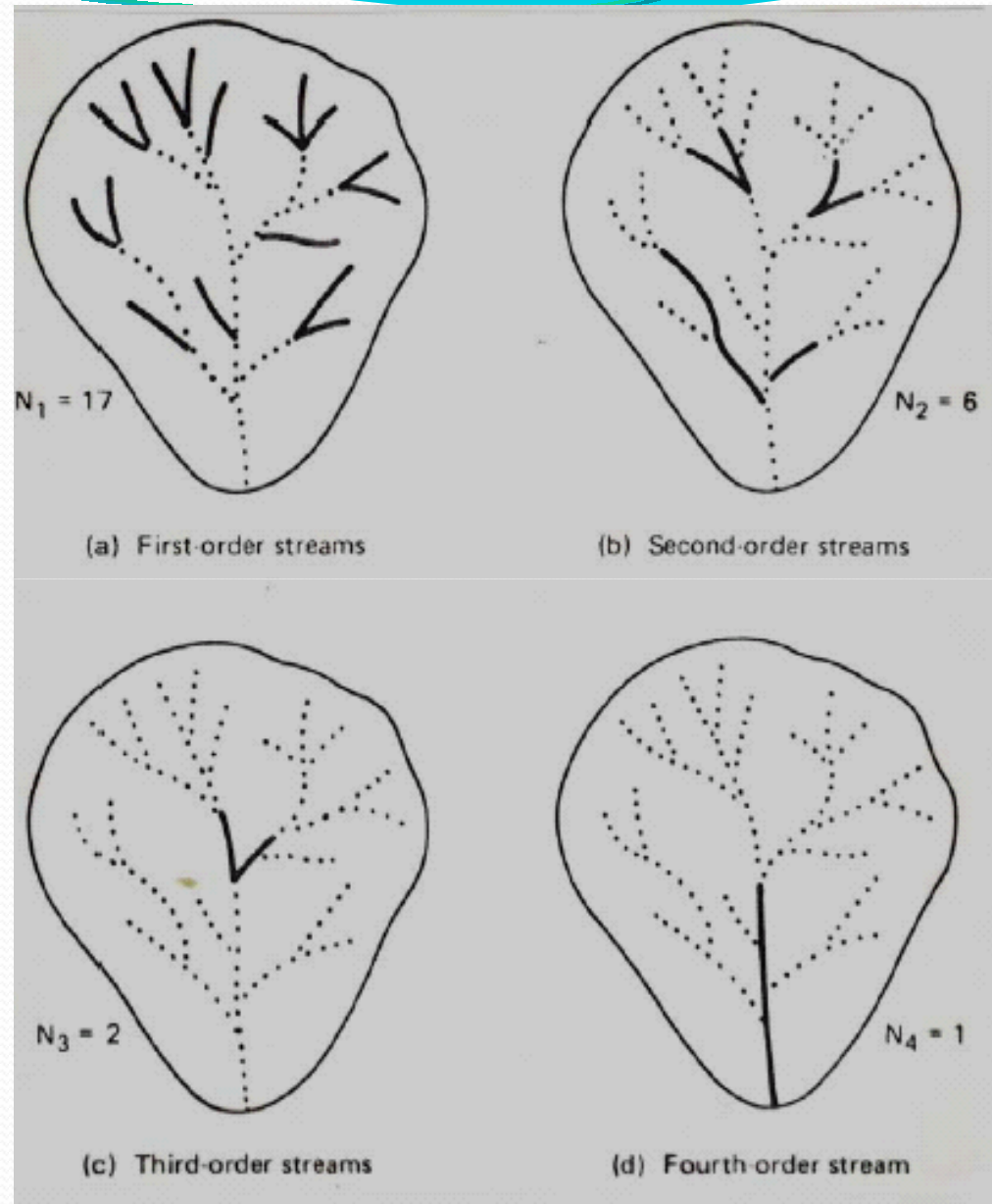
$$\bar{A}_i = \bar{A}_1 \cdot r_a^{i-1}$$



$$\ln R_b = \frac{\sum_{i=1}^{k-1} [(k-i) \cdot \ln N_i]}{\sum_{i=1}^{k-1} [(k-i)^2]}$$

$$\ln r_f = \frac{\sum_{i=2}^k [(i-1) \cdot (\ln \bar{L}_i - \ln \bar{L}_1)]}{\sum_{i=2}^k (i-1)^2}$$

$$\ln r_a = \frac{\sum_{i=2}^k [(i-1) \cdot (\ln \bar{A}_i - \ln \bar{A}_1)]}{\sum_{i=2}^k (i-1)^2}$$



***La densité de drainage:**

La densité de drainage, D_d , se définit comme la longueur totale des cours d'eau d'un bassin divisée par son aire totale:

$$D_d = L_T / A$$

où D_d = la densité de drainage, en km /km²,

L_T = la longueur totale de cours d'eau, en km,

A = l'aire totale du bassin, en km²,

La notion de densité de drainage n'est pas utilisée souvent à cause de la difficulté d'obtenir L_T ,

Interêt: Son interprétation est la suivante : plus D_d est grande, plus rapide sera la réponse du bassin de drainage.

*** La longueur du bassin, L_b**

La **longueur du bassin** se définit comme la plus grande dimension du bassin parallèle à son cours d'eau principal. On a développé une relation entre la longueur d'un bassin et sa superficie; par l'analyse de plusieurs bassins:

$$L_b = k \cdot A^{0,568} \quad (k=1.3122 \text{ pour les rivières aux USA})$$

Calcul de l'Écoulement uniforme: Formule de Manning

Fréquemment, nous utilisons la condition **d'écoulement uniforme** pour calculer l'aire de la section de l'écoulement lorsqu'un débit est connu. **L'écoulement uniforme** existe lorsque les pentes de la ligne d'énergie, de la surface d'eau et de la canalisation sont parallèles (hypothèse simplificatrice):

$$Q = \frac{k}{n} AR^{\frac{2}{3}} \sqrt{S_0} = \frac{k}{n} \frac{A^{\frac{5}{3}}}{P^{\frac{2}{3}}} \sqrt{S_0}$$

Q = le débit, en m³/s,

n = le coefficient de Manning (donné (tablé) dépend de la forme de la rivière),

A = l'aire de la section d'écoulement, en m²,

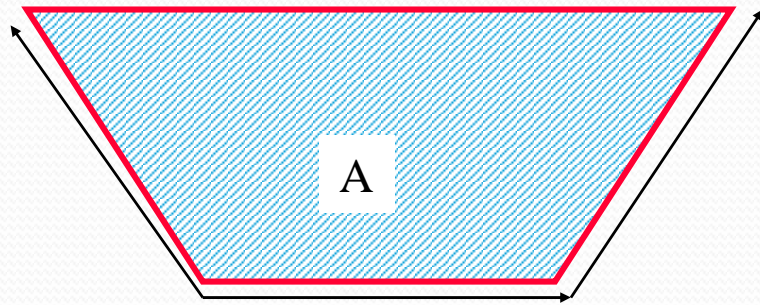
R = le rayon hydraulique, en m,

P = le périmètre mouillé, en m,

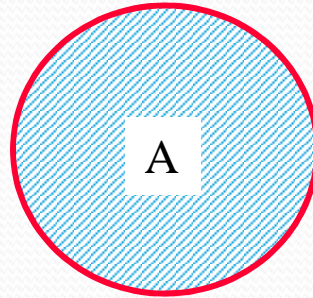
S₀ = la pente du canal ou du cours d'eau, en m/m,

k = 1 en SI et 1.486 en SA.

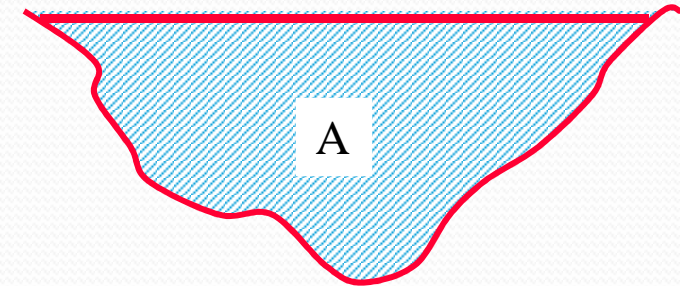
Manning's Equation Open Channels



P = Wetted Perimeter



Pipe P = Circum.



Natural Channel

$$Q = \frac{1.49}{n} AR^{2/3} \sqrt{S}$$

Q = Flowrate, cfs

n = Manning's Roughness Coefficient (ranges from 0.015 - 0.15)

S = Slope of channel in longitudinal direction

R = A/P, the hydraulic radius, where

A = Cross-sectional Area of Flow (area of trapezoid or flow area)

P = Wetted Perimeter (perimeter in contact with water)

Estimation du coefficient de Manning.

La valeur du n de Manning peut aussi s'obtenir en utilisant une valeur de base et en y ajoutant des correctifs ; elle se calcule à l'aide de la formule suivante :

$n = n_1 + n_2 + n_3 + n_4 + n_5 + n_6 \dots$
où n = la valeur du n de Manning à utiliser,

n_1 = la valeur de base,

n_2 = la correction pour l'irrégularité de la paroi,

n_3 = la correction pour une variation dans la section en travers,

n_4 = la correction pour les obstructions,

n_5 = la correction pour la végétation,

n_6 = la correction pour les méandres.

Variable	Description of Alternatives	Recommended Value	Actual Value
Basic, n_1	Earth	0.020	$n_1 = \underline{\hspace{2cm}}$
	Rock	0.025	
	Fine gravel	0.024	
	Coarse gravel	0.028	
Irregularity, n_2	Smooth	0.000	$n_2 = \underline{\hspace{2cm}}$
	Minor	0.005	
	Moderate	0.010	
	Severe	0.020	
Cross section, n_3	Gradual	0.000	$n_3 = \underline{\hspace{2cm}}$
	Occasional	0.005	
	Alternating	0.010-0.015	
Obstructions, n_4	Negligible	0.000	$n_4 = \underline{\hspace{2cm}}$
	Minor	0.010-0.015	
	Appreciable	0.020-0.030	
	Severe	0.040-0.060	
Vegetation, n_5	Low	0.005-0.010	$n_5 = \underline{\hspace{2cm}}$
	Medium	0.010-0.020	
	High	0.025-0.050	
	Very high	0.050-0.100	
Meandering, n_6	Minor	0.000	Subtotal $\underline{\hspace{2cm}}$
	Appreciable	$0.15n_1$	
	Severe	$0.30n_1$	
			$n_5 = \underline{\hspace{2cm}}$
			$n_6 = \underline{\hspace{2cm}}$
			Total $\underline{\hspace{2cm}}$
			Reach $n = \underline{\hspace{2cm}}$

Pour **un écoulement en canal ou dans un cours d'eau**, la formule de Manning est appropriée :

$$V = \frac{k}{n} R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}}$$

où V = la vitesse de déplacement, en m/s,
n = le coefficient de Manning,
R = le rayon hydraulique, en m,
S = la pente, en m/m,
k = 1 en SI et 1.486 en SA.

Pour un écoulement superficiel, il y a 2 possibilités.

• Utiliser une relation entre la vitesse de déplacement et la pente : $V = k_1 k S^{\frac{1}{2}}$

où V = la vitesse de déplacement, en m/s,
S=la pente, en %,
k=un coefficient qui est fonction du couvert du sol,
k1=0.3048 en SI et 1.0 en SA.

k	Occupation du sol et régime d'écoulement
0.25	Forêt avec litière dense, pâturage dense (écoulement superficiel)
0.50	Terre boisée (écoulement superficiel)
0.70	Pâturage avec herbage court (écoulement superficiel)
0.90	Terre cultivée en rangées droites (écoulement superficiel)
1.00	Sol nu (écoulement superficiel)
1.50	Canalisation gazonnée
2.00	Aire pavée (écoulement superficiel)

Valeurs du coefficient k en fonction de la nature du sol

- Estimation par la relation suivante :

où t_d = le temps de parcours,

n = le coefficient de Manning de la surface,

L = la longueur de l'écoulement, en m,

S = la pente de la surface, en m/m,

P_2 = la hauteur de précipitation pour une pluie de 24 h et une fréquence de 2 ans,

k = un coefficient qui prend l'une des valeurs données dans le tableau suivant

$$t_d = \frac{k(nL)^{0,8}}{P_2^{0,5} \cdot S^{0,4}}$$

Unités du temps	SI	SA
h	0.091	0.007
min	5.476	0.420
s	328.550	25.200

Valeurs de n de Manning pour des écoulements superficiels

Valeurs du coefficient k selon le système d'unités choisi

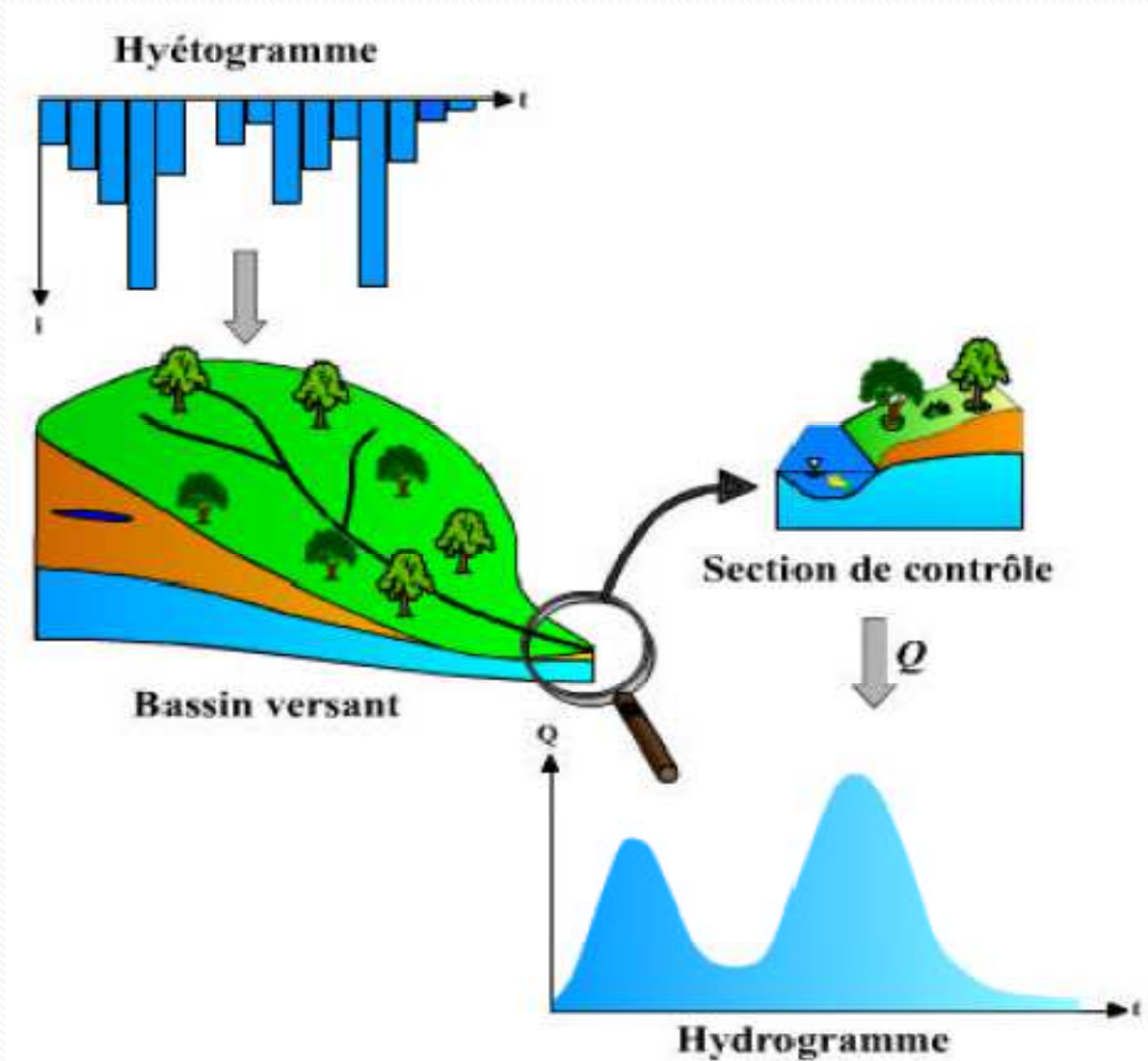
Nature de la surface	n
Béton lisse	0.012
Revêtement ordinaire en béton	0.013
Brique avec mortier de ciment	0.014
Fonte	0.015
Tôle ondulée	0.023
Surface bétonnée raboteuse	0.024
Gazon	
court	0.015
dense	0.024
dit des Bermudes	0.041
Boisé	
léger	0.400
dense	0.800
Pâturage	0.130



VI - Les précipitations

- Une **précipitation** se définit comme toute forme d'eau liquide ou solide qui provient de l'atmosphère et atteint la surface de la terre. Les précipitations incluent la pluie, la neige, la grêle, le verglas, la brume, la rosée, la bruine ou crachin, ...
- La condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère se produit lorsque l'humidité relative atteint 100% et qu'il y a présence de particules autour desquelles la précipitation se condense. Le poids des petites gouttelettes les entraînent vers le bas et, dans leur descente, il y a des collisions entre elles pour augmenter leur poids par coalescence.
- Les précipitations constituent un élément très important du cycle hydrologique. Une région ne recevant aucune précipitation pendant une période prolongée subit une sécheresse, tandis qu'à l'opposé, une région qui reçoit un excès de précipitation subira des inondations qui peuvent devenir très dévastatrices.

Problème de Gestion des crues : Q_{\max}



Causes des Precipitations

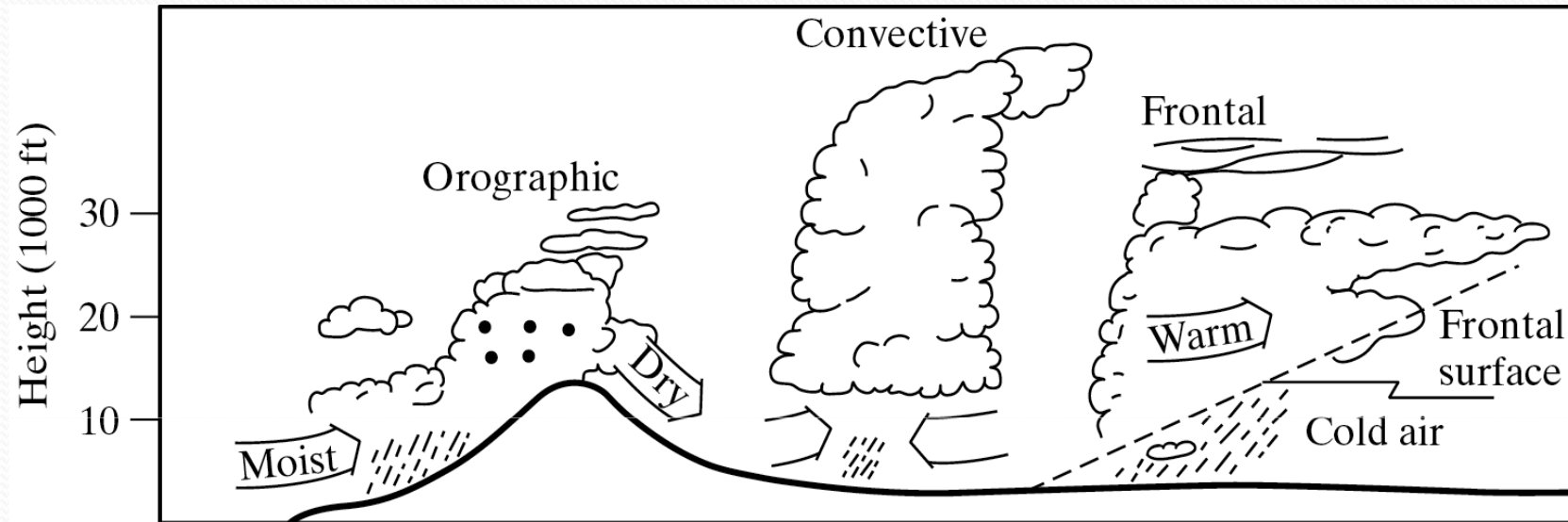


Figure 1.4

Precipitation lifting mechanisms.

1. **Orographic lifting over mountain ranges**
2. **Convective heating at or near surface - summer**
3. **Frontal systems and buoyancy effects - winter**

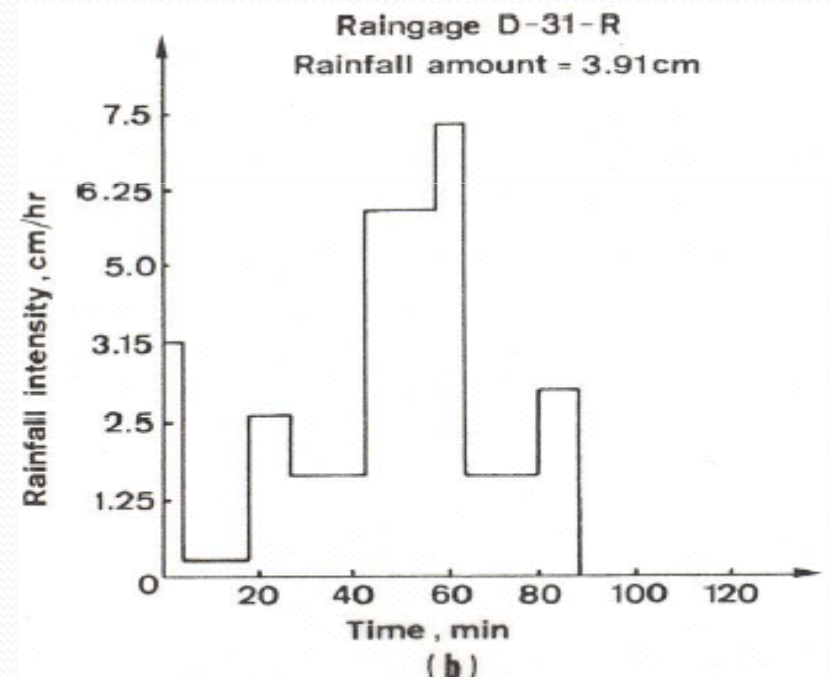
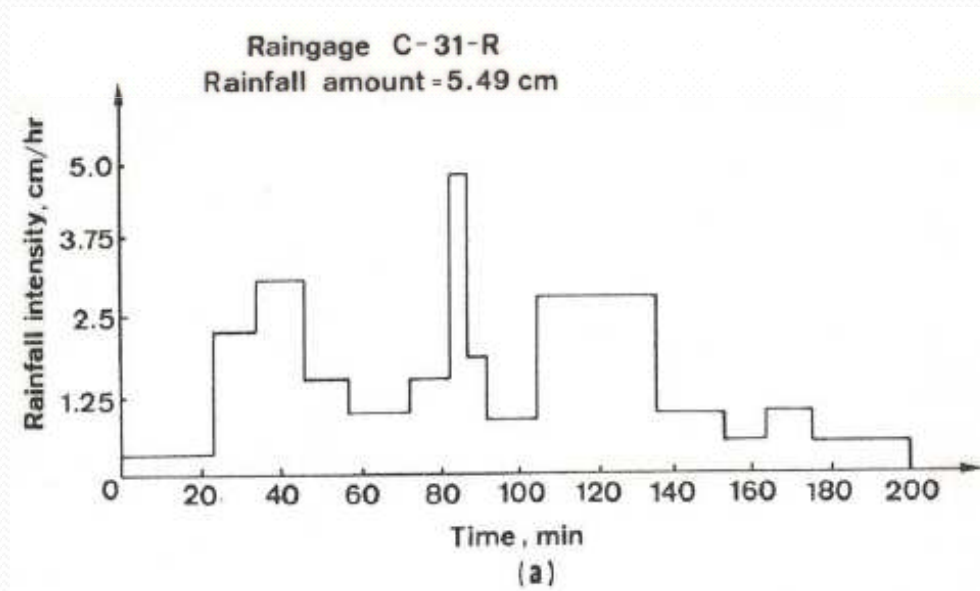
Représentation des données de pluie

Un **hyétogramme** est la répartition de la précipitation tombée dans le temps ; il s'agit soit de la répartition du volume dans le temps soit de la variation de la hauteur ou de l'intensité en fonction du temps. Les hyétogrammes jouent un rôle très important dans les modèles de simulation du ruissellement.

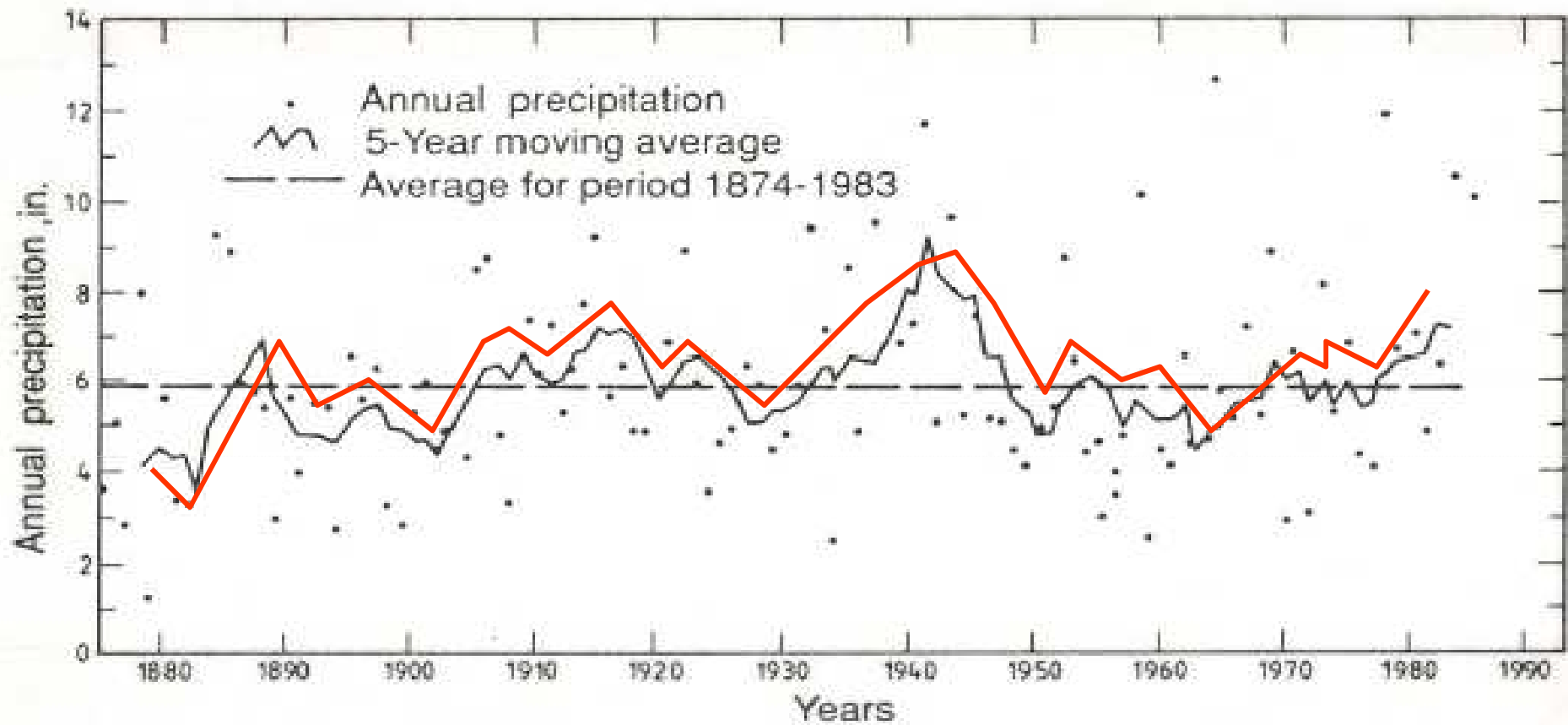


2- La variabilité des précipitations

Les précipitations varient énormément et dans le temps et dans l'espace. Nous allons présenter quelques exemples pour illustrer ce phénomène.



Hyétogrammes des précipitations pour deux pluviomètres séparés par une distance de 16 km.



Evolution des précipitations à long terme



Mesure des précipitations

Il existe plusieurs façons de mesurer les précipitations. Les mesures des précipitations sont un élément très important de l'arsenal hydrologique. En effet, les précipitations constituent le mécanisme d'apport en eau au-dessus des continents et, lors d'analyses fréquentielles, il devient important de disposer de mesures sur une longue période de temps.

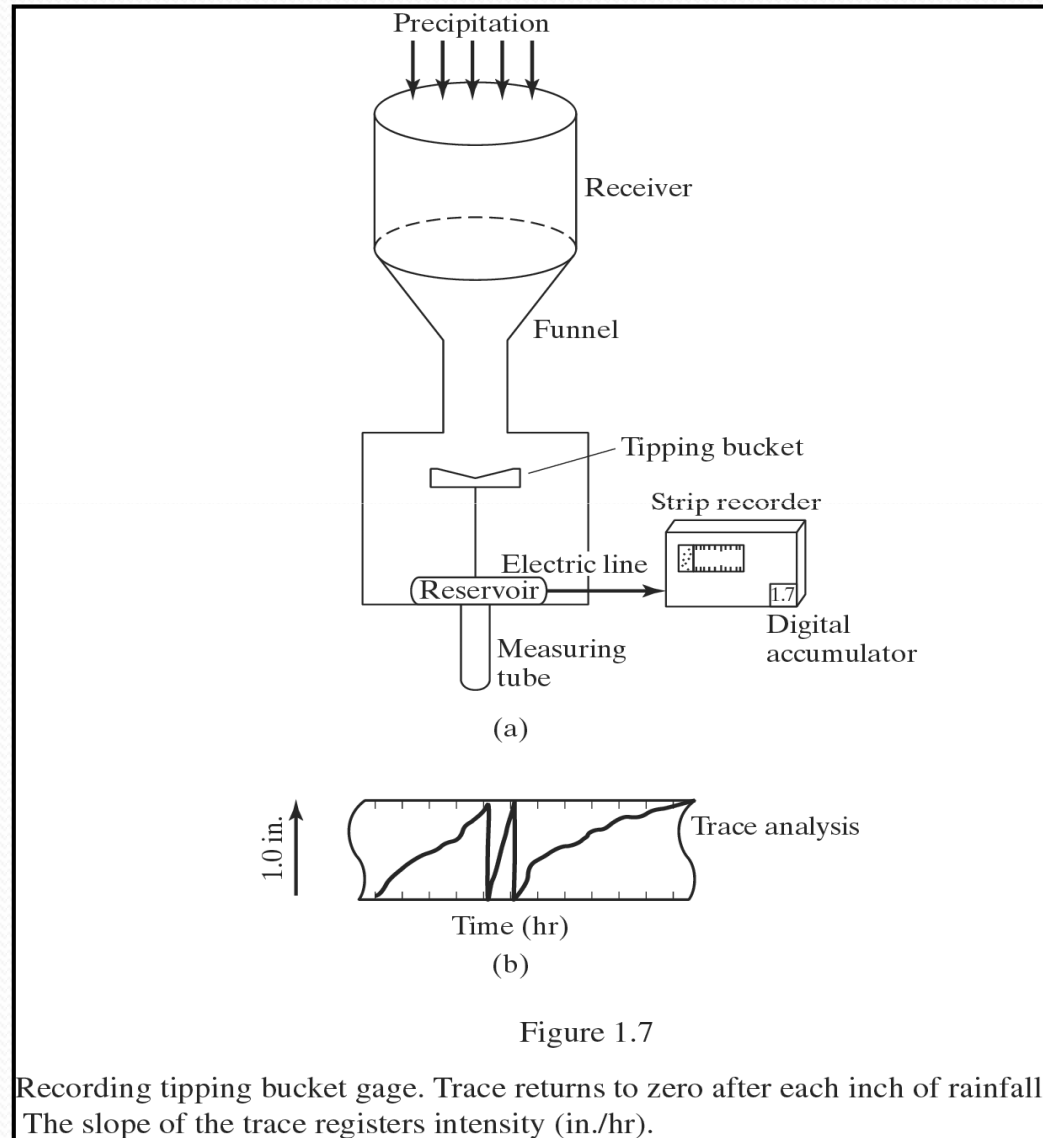
Mesures ponctuelles

Elles s'effectuent par:

- le *pluviomètre standard* du US Weather Bureau
- les *pluviomètres enregistreurs* qui tracent sur un diagramme la courbe des hauteurs de précipitation cumulées en fonction du temps.

Des facteurs qui influencent la précision des mesures ainsi que plusieurs conseils sur la façon d'installer les pluviomètres sont à respecter surtout la façon de concevoir un réseau de pluviomètres, leur nombre et leur localisation.

Pluviomètre enregistreur



- Recording gage
- Collector and Funnel
- Bucket and Recorder
- Accurate to .01 ft
- Telemetry- computer
- HCOEM website



Mesures globales sur une surface

L'utilisation du radar: peut servir à estimer la répartition spatiale des débits instantanés des averses dans les nuages ; ces débits peuvent ensuite être intégrés électroniquement pour générer des estimés de la précipitation totale pendant une période donnée.

L'utilisation des satellites fournit aussi de l'information sur la distribution spatiale des précipitations par le biais d'images et de bandes infrarouges. La bande des images visibles donnent l'information sur la répartition des nuages et, par conséquent, sur la possibilité de précipitation à un endroit donné.

Types de représentations pluviométriques (Hyetographs)

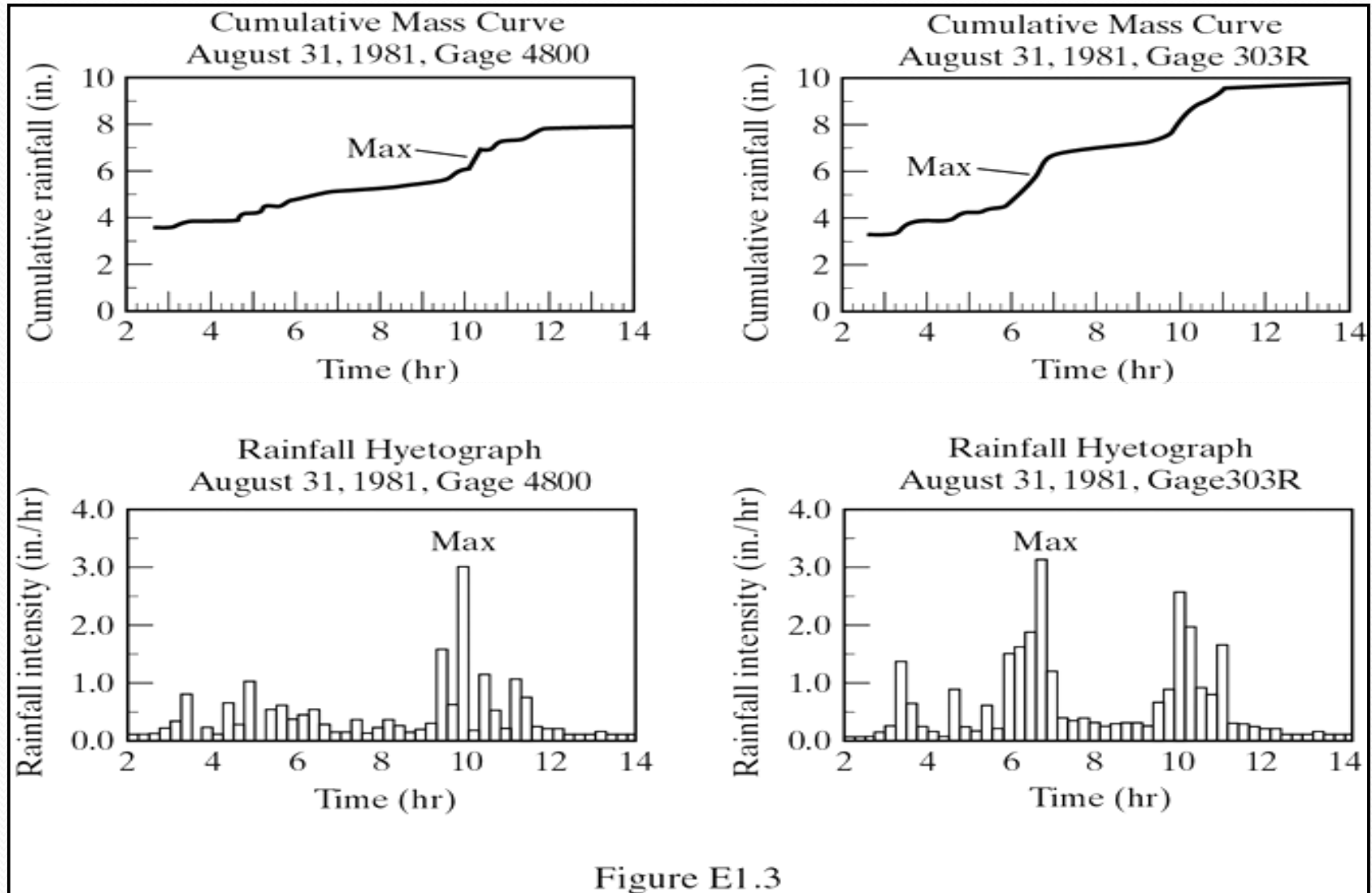


Figure E1.3

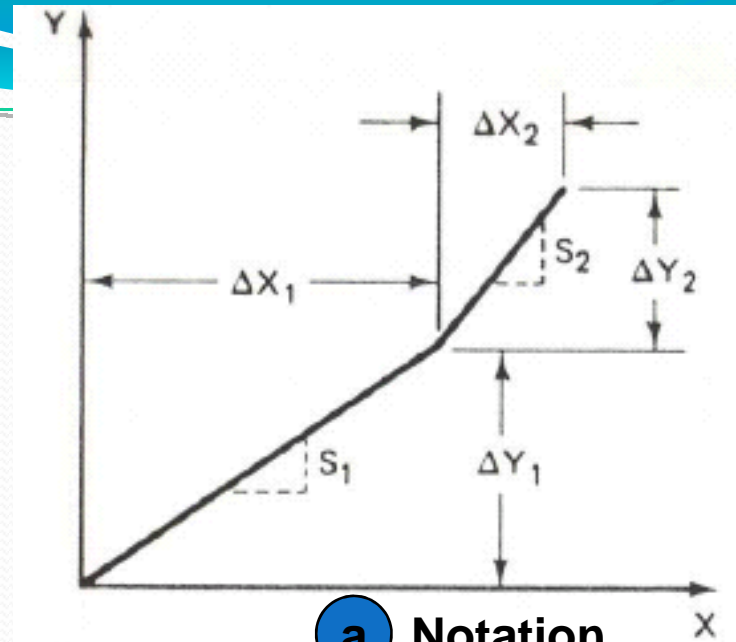
Consistance des mesures d'un pluviomètre

Les données hydrologiques de précipitation exigent que des mesures soient prises pendant plusieurs années. Au cours des années, l'environnement des pluviomètres peut avoir subi des modifications avec une influence sur les données mesurées. Il faut donc vérifier que les données mesurées sont consistantes, i.e. que le pluviomètre enregistre toujours de la même manière. Les causes possibles de changement dans la procédure des mesures sont:

- le déplacement du pluviomètre;
- des changements dans l'occupation du sol;
- le vandalisme;
- les désastres naturels qui causent des dommages.

La méthode utilisée pour vérifier la consistance d'une station de mesures est **la courbe cumulative double**, qui se décrit comme la courbe des hauteurs annuelles cumulées de la station en fonction des hauteurs annuelles cumulées d'une ou plusieurs stations voisines qui, pour la même période, ont connu les mêmes événements hydrologiques. Si cette courbe indique une pente constante, alors la station étudiée est consistante; si, au contraire, il s'y produit un bris de pente, il faut alors ajuster les données mesurées soit pour la période qui précède ce bris de pente soit pour la période qui la suit.

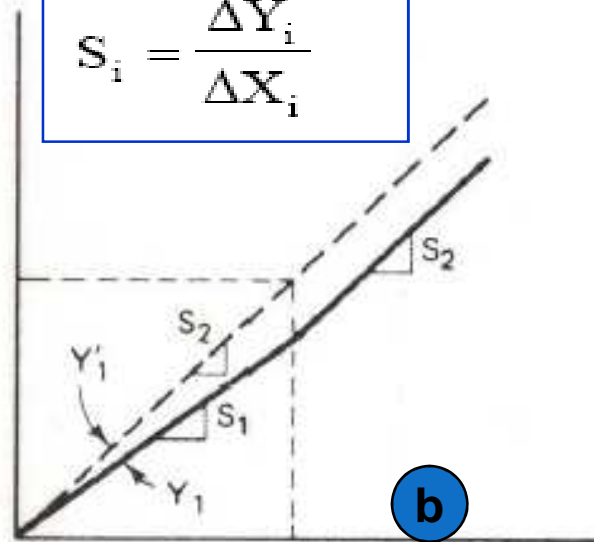
- Si le pluviomètre a été déplacé de façon **permanente**, la correction s'applique à la **première partie** de la courbe avec les nouvelles valeurs.
- Si le pluviomètre a été déplacé temporairement ou qu'il a subi des changements **temporaires**, la correction s'applique à la **deuxième partie** de la courbe:



a Notation

$$Y_1' = \frac{S_2}{S_1} \cdot Y_1$$

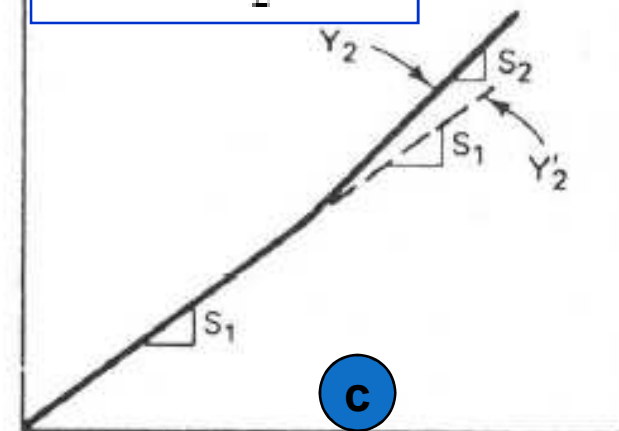
$$S_i = \frac{\Delta Y_i}{\Delta X_i}$$



b

(b) Adjustment of lower section

$$Y_2' = \frac{S_1}{S_2} \cdot Y_2$$



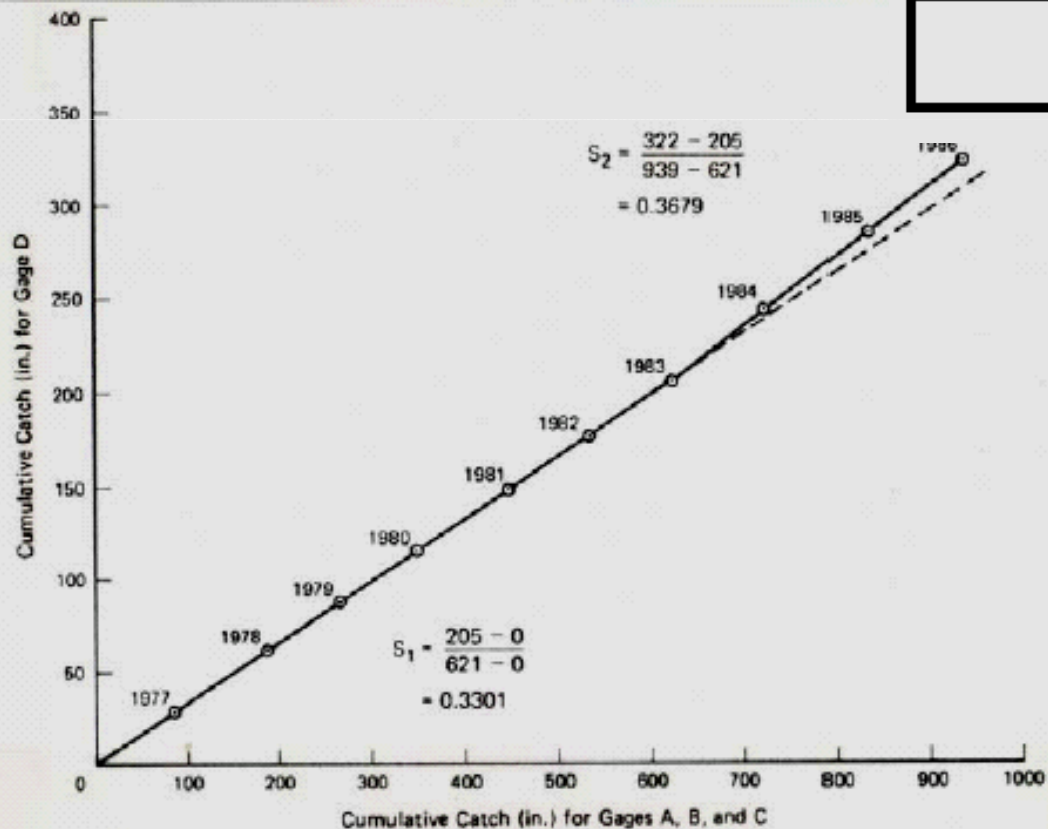
c

(c) Adjustment of upper section

Exemple d'Application de la méthode du **Double Cumulus**

Année	Hauteurs annuelles, en po				Total	Cumul.	Cumul.	$X_2^{corr.}$
	A	B	C	X	A + B + C	A + B + C	X	
1977	30	31	27	29	88	88	29	
1978	33	36	32	32	101	189	61	
1979	26	27	24	28	77	266	89	
1980	27	26	27	29	80	346	118	
1981	34	34	30	30	98	444	148	
1982	31	33	31	29	95	539	177	
1983	28	30	34	28	82	621	205	
1984	35	34	33	39	102	723	244	35.0
1985	37	39	36	41	112	835	285	36.8
1986	34	35	35	37	104	939	322	33.2

$$X_2^{corr.} = \left(\frac{0.3301}{0.3679} \right) \cdot X_2$$



Estimation des données manquantes

Il est important d'avoir des séries complètes de données pour effectuer des analyses fréquentielles. De plus, la collecte des données est coûteuse. Il peut arriver que des événements surviennent pour interrompre momentanément une série de mesures ; il y a alors des données manquantes. Certain nombre de méthodes permettent d'estimer les données manquantes.

1 Méthode de la moyenne des stations environnantes

Supposons qu'il y ait n stations de mesure autour de la station fautive. Dès lors,

$$P = 1/n \sum_{i=1}^n P_i$$

où P = la hauteur manquante,

P_i = la hauteur de précipitation à la station i .

Cependant il faut noter que la précipitation annuelle moyenne de la station fautive ne doit pas différer de plus de 10% de la précipitation annuelle moyenne de chacune des autres stations.

Pluviomètre	Précipitation annuelle P en po	Hauteur de précipitation de l'événement, en po
A	42	2.6
B	41	3.1
C	39	2.3
X	41	?

$\hat{P} = (2.6 + 3.1 + 2.3) / 3 = 2.67 \text{ po}$

La méthode du rapport normal

Cette méthode diffère de la précédente par le fait qu'elle se base sur une valeur pondérée,

$$P = \sum_{i=1}^n w_i P_i \quad \text{Avec} \quad w_i = \frac{A_x}{nA_i}$$

où:

w_i = le coefficient de pondération pour la station i ,

A_i = la hauteur annuelle moyenne pour la station i ,

A_x = la hauteur annuelle moyenne pour la station fautive X ,

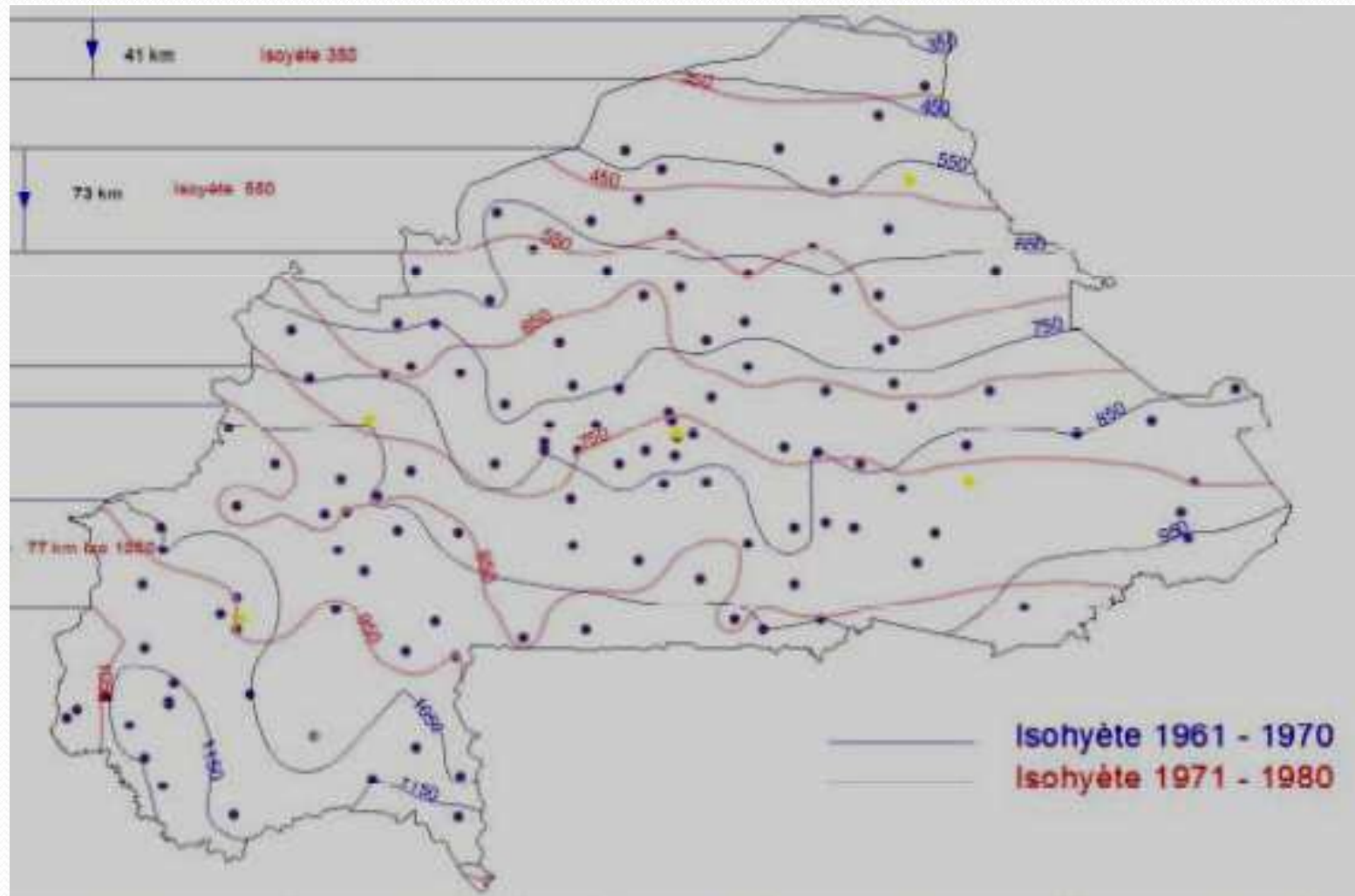
n = le nombre de stations correctes utilisées.

Pluviomètre	Précipitation annuelle moyenne A_i , en po	Hauteur de précipitation en po
A	41	2.4
B	37	2.3
C	46	3.1
X	40	?

$\hat{P} = \left[\frac{40}{3 \times 41} \right] \times 2.4 + \left[\frac{40}{3 \times 37} \right] \times 2.3 + \left[\frac{40}{3 \times 46} \right] \times 3.1 = 2.51 \text{ po}$

La méthode des isohyètes

Suite à une averse, la méthode consiste donc à situer la station fautive et à y déterminer la valeur manquante par interpolation entre les lignes isohyètes.



La méthode du quadrant

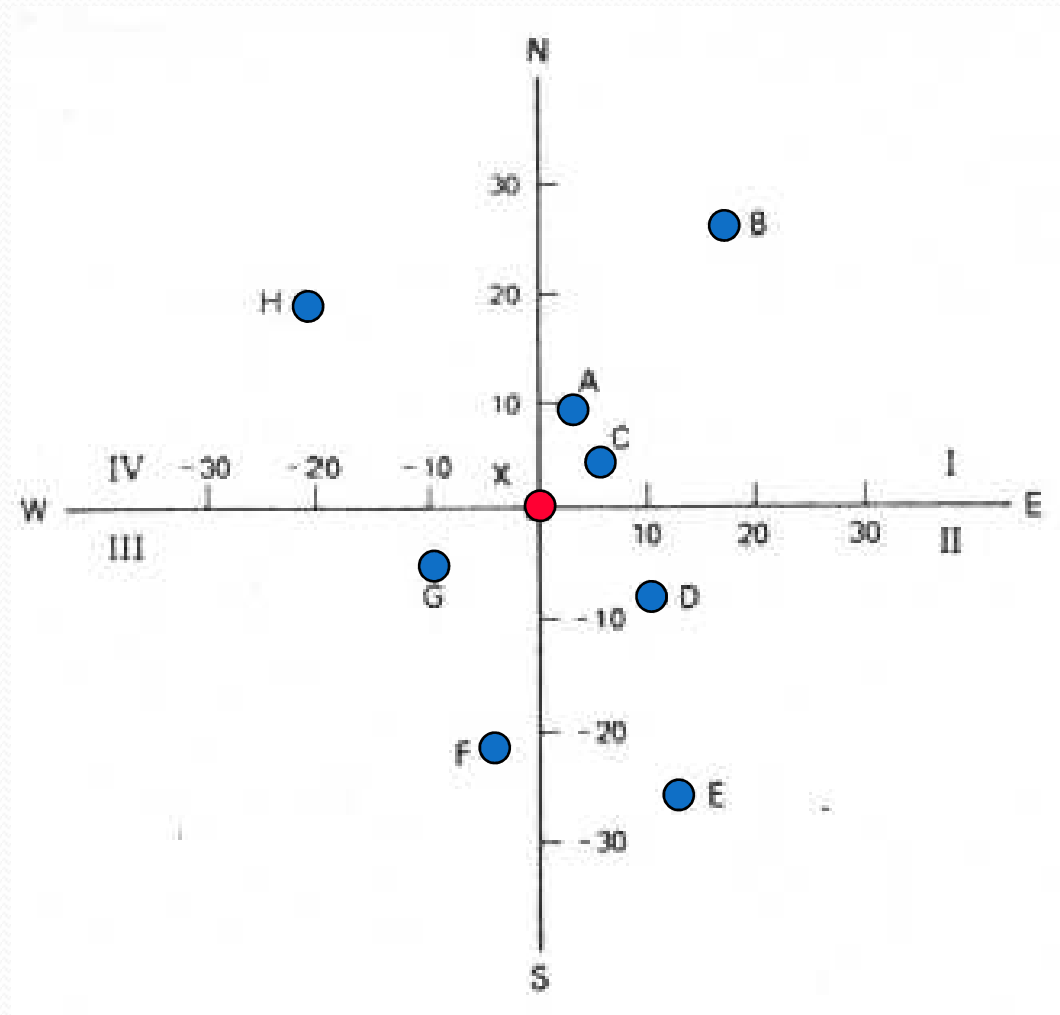
La méthode de la moyenne ne tient aucun compte de la **proximité** ou de la distance des stations de mesure les unes par rapport aux autres, tandis que la méthode du rapport normal exige en plus que la précipitation annuelle moyenne soit connue à chacune des stations. La méthode des isohyètes exige plutôt que le bassin soit pourvu d'un réseau de pluviomètres assez dense afin de pouvoir tracer les isohyètes. La méthode du quadrant est une alternative. Elle se base sur 2 hypothèses:

- Les précipitations mesurées aux pluviomètres qui sont proches les uns des autres ne constituent pas des estimations indépendantes de celles de la station fautive de telle sorte que tous les pluviomètres ne sont pas nécessaires pour le calcul de la valeur manquante,
- La pondération rattachée à un pluviomètre utilisé pour calculer la donnée manquante doit diminuer à mesure que sa distance à la section fautive augmente.

La méthode utilise uniquement le point de chaque quadrant qui est le plus près de la station fautive X. Dès lors, les coefficients de pondération w_i se calculent à l'aide de :

$$w_i = \frac{1/d_i^2}{\sum_{j=1}^4 \left(1/d_j^2 \right)}$$

d_i = distance Pluviomètre i et X
 X : station fautive



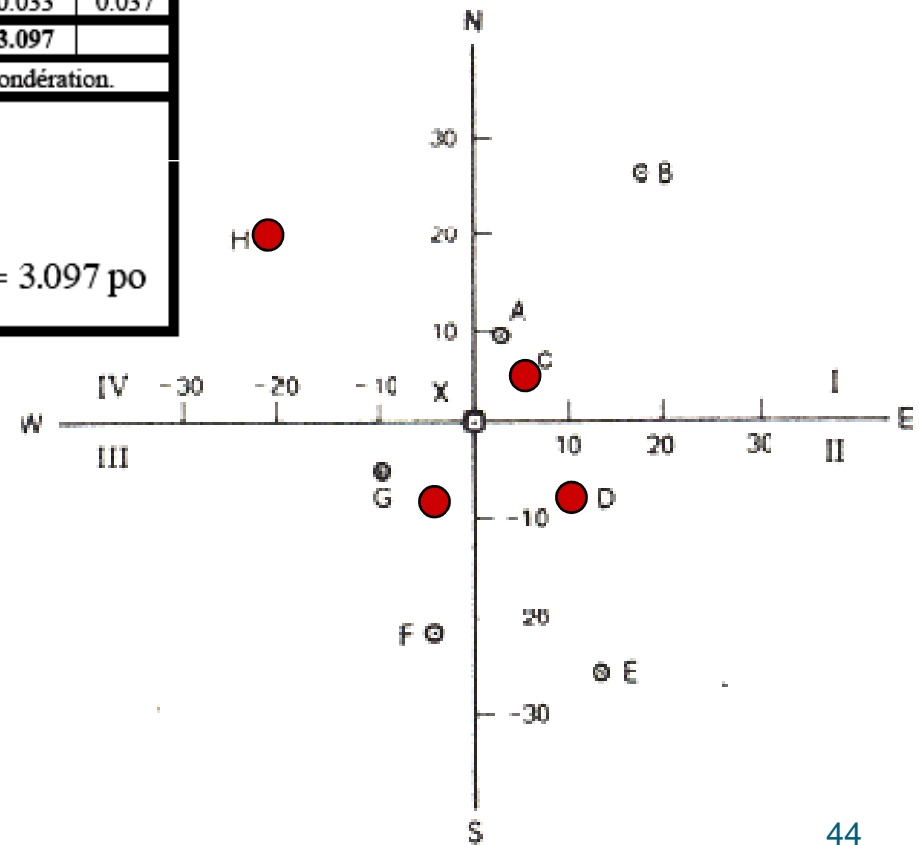
Quadrant	Pluviomètre	N - S	E - O	d_i^2	d_i	$(1 / d_i^2) \times 10^3$	P_i po	$w_i \cdot P_i$	w_i
I	A	9	3	90	9.49		3.9		
	B	26	18	1000	31.62		1.4		
	C	4	6	52	<u>7.21</u>	19.231	3.7	2.102	0.568
II	D	-8	11	185	<u>13.60</u>	5.405	1.6	0.254	0.159
	E	-26	14	872	29.53		0.2		
III	F	-22	-4	500	22.36		0.9		
	G	-5	-10	125	<u>11.18</u>	8.000	3.0	0.708	0.236
IV	H	19	-21	802	22.32	1.247	0.9	0.033	0.037
Total						33.883		3.097	

Les valeurs soulignées sont les valeurs choisies dans chaque quadrant pour la pondération.

$$\sum_{i=1}^4 w_i = 0.568 + 0.159 + 0.236 + 0.037 = 1$$

$$\hat{P} = 3.7 \times 0.568 + 1.6 \times 0.159 + 3.0 \times 0.236 + 0.9 \times 0.037 = 3.097 \text{ po}$$

$$w_i = \frac{1/d_i^2}{\sum_{j=1}^4 \left(1/d_j^2 \right)}$$



Hauteur de précipitation moyenne sur un bassin

Lorsqu'il y a plus d'un pluviomètre sur un bassin de drainage, il s'agit de transformer les mesures ponctuelles prises aux différents pluviomètres pour obtenir une valeur moyenne sur le bassin entier. Un réseau de pluviomètres permet aussi de tracer les lignes isohyètes suite à une précipitation. Il existe 3 méthodes pour effectuer cette opération. La valeur moyenne de la hauteur de précipitation sur un bassin peut se calculer par la formule générale suivante :

$$P = \sum_{i=1}^n w_i P_i \quad \text{avec} \quad \sum_{i=1}^n w_i = 1$$

où

P = la hauteur moyenne de précipitation,

P_i = la hauteur de précipitation au pluviomètre i,

w_i = le coefficient de pondération associé au pluviomètre i,

n = le nombre de pluviomètres impliqués.

La moyenne arithmétique:

Il s'agit de considérer que chaque pluviomètre a la même pondération, i.e. $w_i = 1 / n$; dès lors:

$$P = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i$$

2-La méthode polygonale de Thiessen:

Dans cette méthode, la procédure est la suivante :

- Relier les stations de mesure entre elles par des droites.
- Sur chacune de ces droites, tracer une bissectrice perpendiculaire.
- Former des polygones avec ces bissectrices. Chaque polygone indique la zone d'influence associé (A_i) au pluviomètre qui s'y trouve.
- Obtenir l'aire délimitée par chaque polygone.
- Les coefficients de pondération se calculent à l'aide de la formule suivante

$$w_i = \frac{A_i}{A} \quad \& \quad A = \sum_{i=1}^n A_i$$

Rainfall in cm

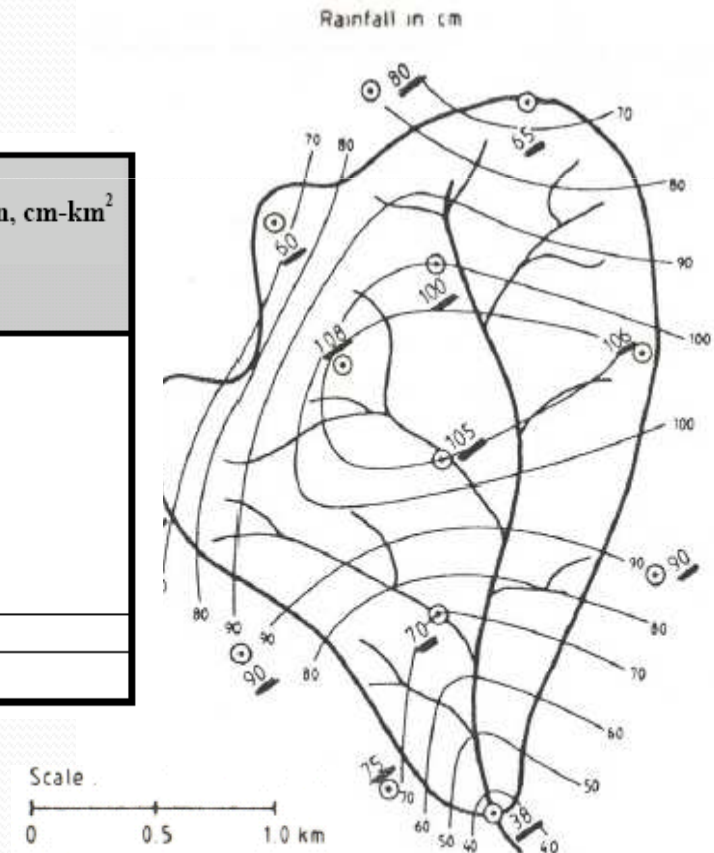


(1) Aire n ^o	(2) P _i cm	(3) Aire km ²	(4) % aire	(5) w _i · P _i (5) = (2) × (4) / 100
1	80	0.06	1.1	0.88
2	65	0.30	5.5	3.58
3	60	0.24	4.4	2.64
4	100	0.88	16.4	16.27
5	106	0.69	12.8	13.78
6	108	0.68	12.6	14.04
7	105	0.79	14.6	15.33
8	64	0.51	9.4	6.03
9	90	0.09	1.7	1.50
10	70	0.91	16.8	11.77
11	90	0.15	2.8	2.50
12	75	0.03	0.6	0.42
13	38	0.08	1.5	0.56
Total		5.41	100	89.43

La méthode des isohyètes

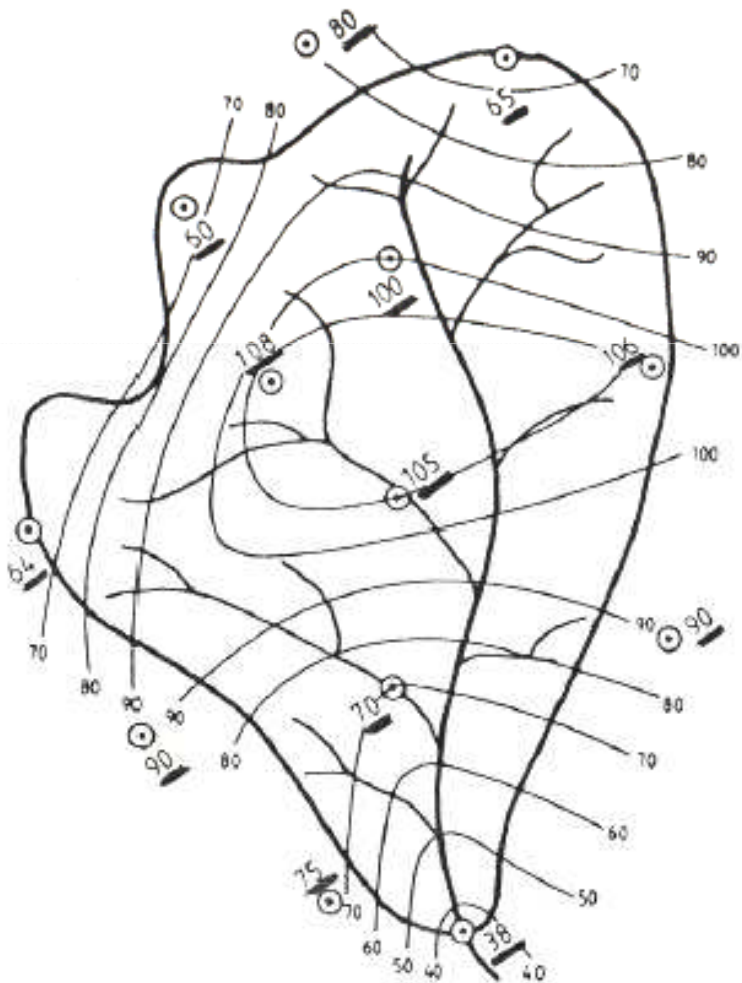
Cette méthode est considérée comme la plus précise pour calculer la hauteur de précipitation moyenne sur un bassin. Le bassin de drainage ainsi que les bassins adjacents dans certains cas soient pourvus d'un réseau de pluviomètres afin de pouvoir inscrire sur une carte les hauteurs de précipitation aux endroits où se trouvent les pluviomètres, de telle sorte que l'on puisse tracer les lignes isohyètes. La précision des calculs dépend de la validité des lignes isohyètes.

(1) Isohyète cm	(2) Aire comprise à l'intérieur de l'isohyète km ²	(3) Aire nette entre 2 isohyètes km ²	(4) Précipitation moyenne cm	(5) Volume de précipitation, cm-km ² (5) = (3) × (4)
105	0.79	0.79	106.5	84.14
100	1.52	0.73	102.5	74.83
90	2.57	1.05	95.0	99.75
80	3.47	0.90	85.0	76.50
70	4.50	1.03	75.0	77.25
60	5.18	0.68	65.0	44.20
40	5.39	0.04	50.0	1.80
< 40	5.41	0.02	39.0	0.78
Total	5.41			459.15
$\bar{P} = 459.15 / 5.41 = 84.9 \text{ cm}$				





Rainfall in cm



(1) Isohyète cm	(2) Aire comprise à l'intérieur de l'isohyète km ²	(3) Aire nette entre 2 isohyètes km ²	(4) Précipitation moyenne cm	(5) Volume de précipitation, cm-km ² (5) = (3) × (4)
105	0.79	0.79	106.5	84.14
100	1.52	0.73	102.5	74.83
90	2.57	1.05	95.0	99.75
80	3.47	0.90	85.0	76.50
70	4.50	1.03	75.0	77.25
60	5.18	0.68	65.0	44.20
40	5.39	0.04	50.0	1.80
< 40	5.41	0.02	39.0	0.78
Total	5.41			459.15

$$\bar{P} = 459.15 / 5.41 = 84.9 \text{ cm}$$