

Première Conférence

---

GENERALITES sur les CARACTERISTIQUES PHYSIQUES des BASSINS  
EXPLOITATION des BASSINS du POINT de VUE HYDROLOGIQUE

par

Marcel ROCHE

Ingénieur à Electricité de France  
Chargé de la Direction des Etudes  
au Bureau Central d'Hydrologie de l'Office de la Recherche  
Scientifique et Technique Outre-Mer  
Maître de Conférences à l'Ecole Nationale du Génie Rural

Conférence présentée à l'Université de GAND  
le 19 Février 1964

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire  
N° : 32926  
Cote : B

GENERALITES sur Les CARACTERISTIQUES PHYSIQUES des BASSINS  
EXPLOITATION des BASSINS du POINT de VUE HYDROLOGIQUE

Cet exposé traite de deux sujets assez différents puisque l'un fait appel à des notions purement techniques ou scientifiques, tandis que l'autre implique des considérations d'ordre organisationnel. Il n'est toutefois pas tellement illogique de les présenter ensemble, le second étant partiellement la conséquence du premier.

Le bassin versant, défini comme l'aire à partir de laquelle toute pluie se concentre pour fournir en un point donné un débit visible dans le lit de la rivière, est l'unité géographique par excellence sur laquelle travaille l'hydrologue de surface et même l'hydrologue tout court. Il est délimité par ce qu'on appelle la ligne de partage des eaux, ligne théorique contournant l'ensemble du bassin, à l'intérieur de laquelle toute molécule d'eau, si elle ne s'évapore pas et si elle n'est retenue ni par le sol ni par la végétation, ruisselle en surface pour rejoindre le réseau hydrographique ou percole jusqu'à la nappe pour être éventuellement restituée au réseau quelque part à l'aval.

Si le bassin était parfaitement imperméable, le tracé de la ligne de partage des eaux ne poserait aucun problème ; ce serait la ligne topographique séparant en chaque point le bassin d'un bassin voisin. S'il est perméable, et la plupart des sols le sont plus ou moins, le bassin réel peut différer du bassin topographique. Le schéma de la figure 1 montre comment cela peut se produire. Toutefois, cet effet est surtout sensible pour de très petits bassins ; sauf dans le cas d'une circulation interne particulièrement intense (terrains karstiques, basaltes, couches sableuses très puissantes), la ligne de partage des eaux peut généralement être confondue avec la limite topographique.

L'exutoire d'un bassin est la section de la rivière à travers laquelle passe la fraction de pluie interceptée par ce bassin et transformée en écoulement. Du point de vue de l'hydrologue, l'entité "bassin versant" agit donc comme un organe de transformation des pluies en débits.

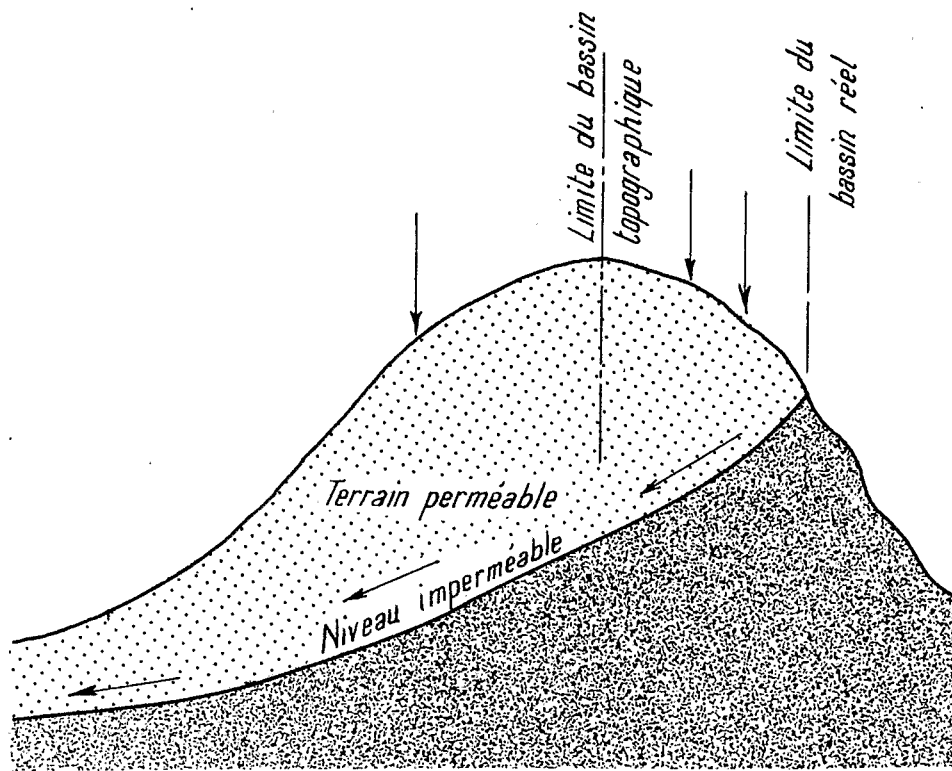


fig 1

En termes mathématiques, c'est un opérateur permettant de passer d'une fonction pluie  $P(t)$  à une fonction débit  $Q(t)$ , l'une et l'autre étant fonctions du temps (figure 2).

On a longtemps admis, et on peut toujours l'admettre dans la plupart des cas, que cet opérateur est linéaire, c'est-à-dire que les transformées élémentaires de  $P$  en  $Q$  s'additionnent tout simplement pour donner le débit total. Cette hypothèse conduit à une relation de transformation de la forme :

$$Q(t) = \int_0^t \int_0^{\infty} \int_0^{\infty} k[x,y,t - \tau(x,y)] \frac{\partial}{\partial t} h[x,y,t - \tau(x,y)] r(x,y,0) d\tau dx dy \quad (1)$$

Il n'est pas dans notre propos d'entrer dans le détail de l'établissement de cette équation, mais on y voit clairement que  $h$ , représentant la pluie, intervient au premier degré et l'intégration correspond à une simple somme de débits élémentaires.

D'autres auteurs ont pu montrer que, dans certains cas, l'hypothèse de linéarité n'était pas admissible. Il est vrai que l'expérimentation a été faite sur des plaques de tailles très réduites où les conditions de ruissellement n'ont pas grand chose à voir avec celles d'un bassin naturel. Quoi qu'il en soit, il est parfois intéressant de ne pas négliger ce point de vue. L'équation de l'écoulement s'écrirait alors, en simplifiant beaucoup les choses et en ne tenant pas compte, en particulier, de la distribution spatiale de la pluie ni de l'hétérogénéité du bassin dans sa réaction vis-à-vis du ruissellement :

$$Q(t) = \sum_{n=1}^{\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \dots \int_{-\infty}^{+\infty} k_n(t ; \tau_1, \dots, \tau_n) h(\tau_1) \dots h(\tau_n) d\tau_1 \dots d\tau_n \quad (2)$$

On voit que cette dernière expression n'est pas une simple addition de facteurs linéaires en  $h$ , mais qu'elle inclut des compositions successivement quadratiques, cubiques, etc ....



fig 2

Est-il besoin de l'ajouter, aucune de ces équations, commodes pour poser le problème sous un angle théorique, ne peut être résolue par voie analytique. Tout ce qu'on peut en attendre, ce sont des approximations très grossières laissant tomber tel ou tel aspect du problème. Cependant, on sent intuitivement quels sont les paramètres dont dépendra la forme de la fonction de transfert, et ces paramètres sont liés de manière plus ou moins complexe aux caractéristiques physiques du bassin.

Parmi ces caractéristiques, certaines sont fixes, ou peuvent tout au moins être considérées comme telles pendant un laps de temps assez long. Ce sont :

- la forme et la surface du bassin,
- le relief et notamment les pentes des cours d'eau et des versants,
- le réseau de drainage avec la densité et la forme des chenaux. La permanence de ce paramètre est du reste discutable sur bon nombre de bassins très sujets à l'érosion,
- les caractéristiques granulométriques du sol et sa porosité.

Par contre, sont essentiellement variables :

- la capacité d'infiltration liée certes à la porosité mais aussi à l'état d'humidité du sol,
- la couverture végétale. Ce dernier paramètre peut entraîner des variations assez considérables de la fonction de transfert, à tel point qu'un de nos amis disait qu'on n'a pas affaire au même bassin suivant qu'on se place au début ou à la fin d'une campagne hydrologique portant sur un hivernage.

Les caractéristiques permanentes ont été les premières à faire l'objet de tentatives d'évaluations. Il semble en effet relativement aisé de définir une pente moyenne pour un cours d'eau ou même pour un bassin. Il reste à savoir si les indices recueillis sont réellement efficaces et peuvent être utilisés dans des formules d'écoulement. Les indices de pente établis par différents auteurs sont extrêmement nombreux. J'en ai moi-même proposé un dont je vous parlerai dans quelques instants.

En vue de caractériser la forme du bassin, la plupart des hydrologues sont d'accord pour l'utilisation de l'indice de compacité de GRAVELIUS. Cet indice revient à comparer le périmètre d'un bassin à celui d'un cercle de même superficie. Si on désigne par A la superficie du bassin et par P son périmètre en unités homogènes, on a :

$$K_c = \frac{P}{2 \sqrt{\pi A}} \neq 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (3)$$

Le relief est donné sur une carte par le tracé des courbes de niveau ; c'est ce qu'on appelle la carte hypsométrique du bassin. Le planimétrage successif des surfaces comprises au-dessus de chaque courbe de niveau permet d'obtenir la "répartition hypsométrique" que l'on traduit par la "courbe hypsométrique". La figure 3 donne un exemple de carte hypsométrique. Il s'agit de l'IKOPA et de la BETSIBOKA, rivières de MADAGASCAR. Les courbes hypsométriques correspondantes sont présentées sur la figure 4.

Pour rassembler dans une même représentation les caractéristiques de forme, de dimension et de relief du bassin, nous avons imaginé une nouvelle notion à laquelle nous avons donné le nom de "rectangle équivalent". C'est un rectangle ayant même superficie, même coefficient de GRAVELIUS et même répartition hypsométrique que le bassin étudié. Si l'on désigne par K l'indice de compacité de GRAVELIUS et par A la superficie du bassin, on montre aisément que la longueur L et la largeur l du rectangle équivalent sont données respectivement par :

$$L = \frac{K \sqrt{A}}{1,12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1,12}{K} \right)^2} \right] \quad (4)$$

$$l = \frac{K \sqrt{A}}{1,12} \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1,12}{K} \right)^2} \right] \quad (5)$$

La figure 5 montre les rectangles équivalents de l'IKOPA à ANTSATRANA et de la BETSIBOKA à AMBODIROKA.

La notion de rectangle équivalent permet d'accéder à un nouvel indice de pente qui caractérise assez bien la "susceptibilité au ruissellement" du bassin. Si on suppose que les lignes de niveau sont cotées  $a_0$  (exutoire),  $a_1$  ---  $a_i$  ---  $a_n$  (point culminant), la pente moyenne dans l'élément compris entre les courbes de niveaux cotées  $a_{i-1}$  et  $a_i$  est  $\frac{a_i - a_{i-1}}{x_i}$ ,  $x_i$  étant la distance qui sépare les deux courbes sur le

# BETSIBOKA - IKOPA

Relief et Réseau Hydrographique

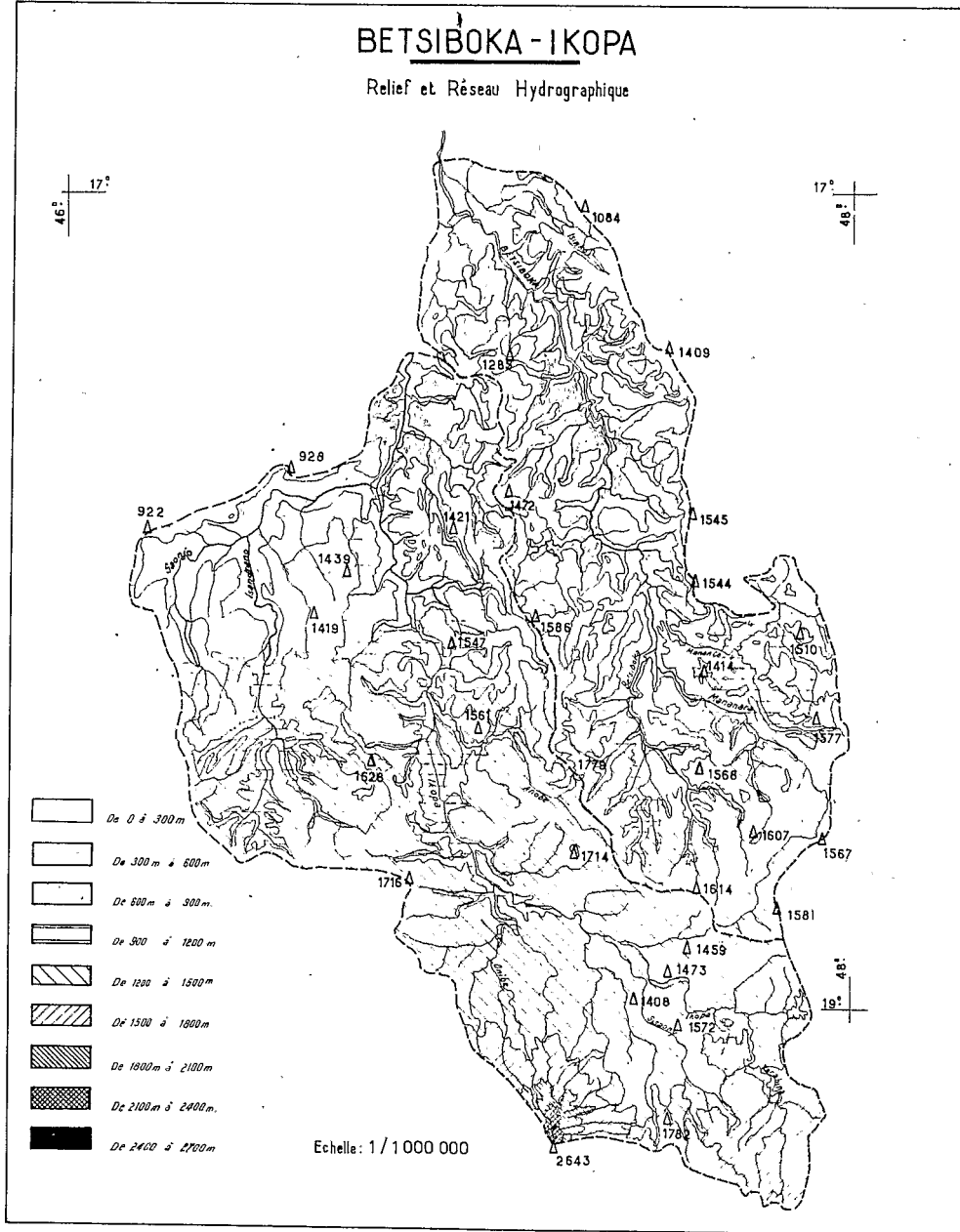


figure 3



# COURBES HYPSONOMÉTRIQUES

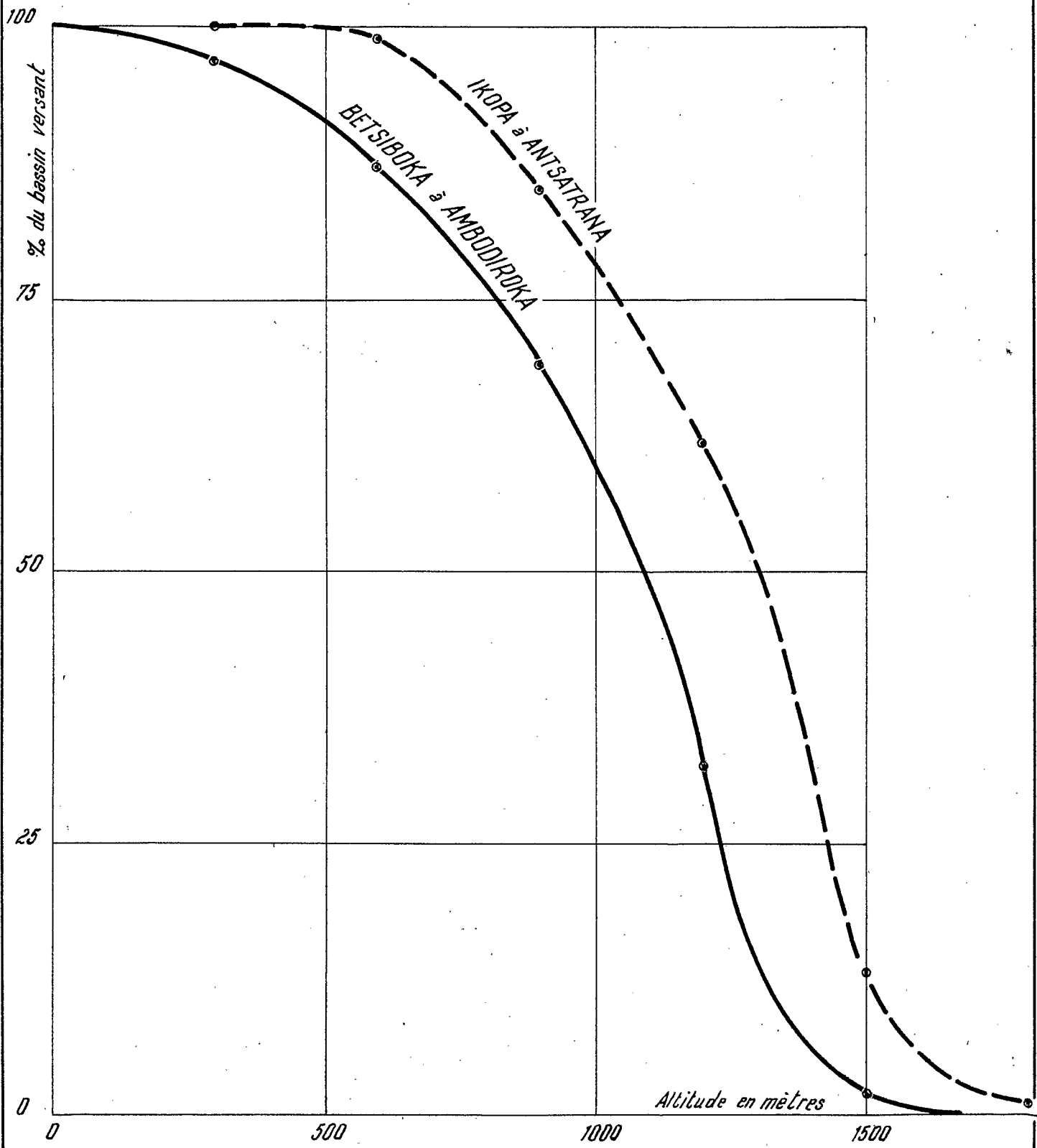
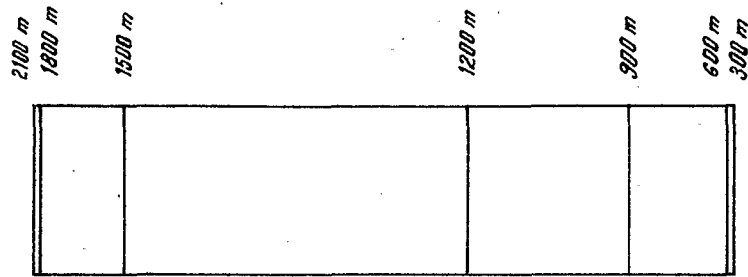


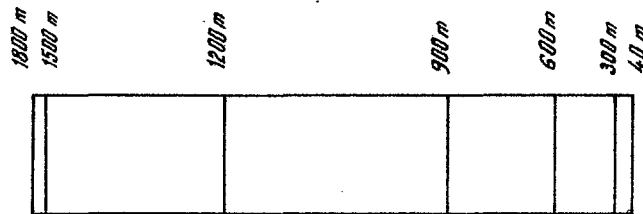
fig. 4

# RECTANGLES ÉQUIVALENTS

## IKOPA A ANTSATRANA



## BETSIBOKA A AMBODIROKA



100 Km

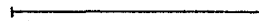


fig. 5

rectangle équivalent. L'indice de pente proposé est la somme des racines carrées des pentes moyennes de chacun des éléments, pondérées par les surfaces intéressées, soit :

$$I_p = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n x_i \sqrt{\frac{a_i - a_{i-1}}{x_i}} \quad (6)$$

Si on désigne par  $\beta_i$  la fraction de la surface totale du bassin comprise entre les cotes  $a_i$  et  $a_{i-1}$ , fraction donnée par le tableau de répartition hypsométrique, on a :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{\beta_i (a_i - a_{i-1})} \quad (7)$$

Une autre caractéristique importante du bassin est le développement du réseau hydrographique. L'élément de base de ce réseau est le cours principal. C'est d'abord, si l'on se place à l'aval, celui sur lequel se trouve l'exutoire, point final du bassin considéré par définition à l'amont de cet exutoire. En remontant vers l'amont, une définition hydrologiquement correcte du cours principal serait de choisir, à chaque confluent, la branche qui présente le plus fort module interannuel, c'est-à-dire les apports annuels moyens les plus importants. Si, dans la partie inférieure du cours, la mise en oeuvre de cette définition ne présente généralement pas de difficulté, à mesure qu'on approche de la tête du bassin, le discernement devient de plus en plus précaire. En fait, c'est plutôt l'usage qui prédomine en matière de toponymie et souvent des noms différents sont donnés aux divers tronçons d'un même cours d'eau. C'est là cependant une source de litiges fréquents dans les problèmes de délimitation de frontières.

La classification des affluents et sous-affluents a fait l'objet de nombreuses controverses ; c'est là une question au fond peu importante pour l'hydrologue. Plus intéressante est la notion de densité de drainage qui caractérise le chemin moyen des eaux pluviales pour rejoindre un élément du réseau. Il est évident qu'une forte densité, en diminuant la longueur de ce chemin, accroît l'efficacité du drainage et diminue le temps de concentration du bassin. La densité de drainage est définie comme la longueur moyenne du réseau par kilomètre carré. Si on désigne par  $L_i$  la longueur d'un affluent d'ordre quelconque ou du cours principal, par  $A$  la superficie du bassin, la densité de drainage est donc égale à :

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A} \quad (8)$$

Avant de parvenir au réseau hydrographique, l'eau provenant des précipitations trouve de multiples obstacles. La végétation d'abord qui, par interception, va retenir une partie des apports pluviaux, soit provisoirement : une partie de l'interception est restituée sous forme de gouttelettes qui retombent sur le sol, soit définitivement : eau restant sur les feuilles et faisant l'objet d'une évaporation différée. Il est bien évident que la quantité d'eau ainsi perdue dépend non seulement de la densité de la végétation mais de sa nature ; un couvert forestier constitue contre la pluie un écran protecteur bien plus efficace qu'une prairie. La forme même des feuilles a son importance.

L'eau qui a pu passer à travers la végétation atteint ainsi le sol où bien d'autres aventures l'attendent. Si le sol est constitué d'un matériau parfaitement imperméable, tel que du rocher lisse non fissuré, une partie, d'ailleurs généralement négligeable, de cette eau risque de s'évaporer au contact de la roche ; pour le reste, c'est-à-dire la plus grande partie, son sort dépend de la configuration topographique du terrain. Si ce dernier présente une pente toujours dans le même sens, l'eau ruissellera jusqu'au réseau de drainage ou jusqu'au prochain obstacle, ou jusqu'au sol meuble ou fissuré. Si, au contraire, le rocher est taillé en forme de cuvette, ou comporte des contre-pentes, une partie de l'eau sera stockée en surface en attendant d'être évaporée, donc perdue définitivement pour le réseau. Si le rocher est fissuré, une partie ou totalité de l'eau va s'infiltrer, rejoignant la nappe ou constituant dans la masse même du rocher un stock qui peut être important comme on l'a vu dans certains grès pouvant absorber jusqu'à 20 % de leur volume d'eau. Un cas particulier important et très répandu à la surface du globe est celui des structures karstiques, c'est-à-dire des calcaires profondément fissurés, entaillés de grottes et de galeries souterraines.

Supposons enfin que l'eau échappant à la superstructure végétale atteigne un sol meuble, ce qui représente tout de même le cas le plus général. Quelque soit le degré d'humidité de ce sol, à moins évidemment qu'une nappe statique affleure, une partie au moins de cette eau va s'infiltrer. L'intensité de cette infiltration, appelée par les hydrologues capacité d'infiltration, dépend pour une part de la nature même du sol et notamment de sa granulométrie, et pour une part non moins importante de son état d'humidité au moment où il est atteint par la pluie. Tandis que la première caractéristique est pratiquement invariante dans le temps, à moins d'interventions externes, la seconde est en continuelle évolution et c'est là ce qui rend si difficile les évaluations des paramètres à prendre en compte pour les fonctions de transfert dont j'ai parlé au début de cet exposé.

Au départ, le sol doit satisfaire le besoin impérieux qu'est pour lui le plein en eau hygroscopique. Il s'agit là d'un effet d'attraction moléculaire qu'exerce la surface des particules constituant le sol ; cet effet sera d'autant plus marqué que la surface totale des particules contenues dans l'unité de masse ou de volume du sol (surface interne spécifique) sera plus grande. Au cours de l'assèchement d'un sol, l'arrachement des molécules d'eau dites hygroscopiques constitue la phase ultime et ne peut être obtenu que par assèchement de l'atmosphère. On entre dans le domaine des échanges d'eau air-sol qui ne peut être ici qu'à peine effleuré.

Lorsque le sol est très sec, l'effet hygroscopique peut être considérable et l'est d'autant plus que les grains constituant le sol sont plus fins. Le gonflement des argiles sous l'influence de l'humidité est une manifestation bien connue.

Une fois franchi le cap de la saturation hygroscopique, l'eau va descendre dans le sol jusqu'à son contact avec la nappe. Mais là encore, le processus de migration n'est pas simple. En effet, la gravité et les phénomènes capillaires ne sont pas seuls en cause ; le fait qu'une goutte d'eau tombe sur le sol déclenche à l'intérieur toute une série de transformations thermodynamiques qui se traduisent par l'apparition d'eau liquide au niveau de la nappe. C'est seulement lorsque le sol est saturé, c'est-à-dire qu'il ne subsiste plus d'air ni de vapeur d'eau à l'intérieur, que les forces de gravité et les tensions capillaires régissent entièrement le phénomène.

A l'effet de la structure du sol, caractère permanent, et de son état d'humidité, caractère variable, s'ajoute celui des plantes. Nous avons déjà vu l'influence de la superstructure végétale sur l'interception de la pluie ; maintenant c'est l'infrastructure qui est en cause, c'est-à-dire les racines. Celles-ci puisent dans le sol l'eau nécessaire à la plante en mettant en jeu des forces de succion considérables, et les quantités d'eau soustraites au sol sont en rapport avec l'activité végétative, c'est-à-dire finalement la superstructure ; cette activité est également variable dans le temps et conditionnée par les facteurs climatiques. L'ensemble des pertes en eau dues à la végétation et à l'évaporation provenant directement de la surface du sol et des nappes d'eau libre s'unissent pour donner l'évapotranspiration, la quantité d'eau retenue par la plante pour la composition de ses tissus étant négligeable devant celle qui est transpirée.

Le rôle de la végétation ne se borne pas à une intervention dans le domaine du bilan hydrologique ; elle a aussi une influence sur le modelé même du bassin par son effet de conservation des sols. Cette influence est double : fixation du sol par les racines, surtout pour la végétation forestière, et protection du sol contre le choc direct des gouttes de pluie, le vent, l'insolation trop brutale, etc ....

Toutefois, ces effets ne sont pas immédiats et, au moment d'une averse, la végétation a déjà partiellement joué son rôle en préparant le sol à une bonne réception des eaux d'infiltration. L'effet immédiat de la végétation sur le ruissellement est d'ordre purement mécanique, par l'interception d'abord, avant que la pluie n'arrive au sol, puis par freinage du ruissellement.

Le sol qui subit la précipitation apparaît en fait comme un tout complexe, comprenant la couverture végétale, et affecté d'un certain état d'humidité. Si l'on ne tient pas compte des modifications saisonnières de la végétation, le seul facteur caractéristique du bassin qui soit variable est précisément cet état d'humidité, et c'est lui qui va conditionner la faculté actuelle du bassin à transformer la précipitation en débit. D'où l'intérêt de prévoir ses effets.

Dans ce but, on a défini un certain nombre de paramètres dont les plus connus sont le coefficient de ruissellement, ou rapport du volume ruisselé au volume précipité, et la capacité d'infiltration, ou vitesse moyenne avec laquelle l'eau de précipitation s'infiltré dans le sol : on l'exprime généralement en mm/heure. Ce dernier paramètre a longtemps joué de la considération universelle dans le monde de l'hydrologie ; il apparaissait comme une caractéristique solide du bassin versant, dépendant uniquement de la structure du sol et de son taux d'humidité, indépendant de la forme et de l'intensité de la précipitation. C'est vrai, en gros, ponctuellement. Mais, en moyenne sur un bassin, on n'atteint qu'un paramètre complexe mettant en jeu les capacités d'infiltrations ponctuelles, mais les composant d'une manière qui tient compte des caractéristiques de l'averse ; c'est ce qu'on appelle la capacité apparente moyenne d'absorption, ou  $C_{am}$ . Le fait que, toutes choses égales d'ailleurs, cette  $C_{am}$  varie avec les caractéristiques de l'averse et en particulier son intensité enlève beaucoup d'intérêt à cette notion.

C'est la raison pour laquelle nous préférons, ainsi qu'un nombre croissant d'hydrologues, nous en tenir au coefficient de ruissellement, d'un maniement beaucoup plus simple. Ce coefficient, que nous noterons  $R$ , est délibérément variable, non seulement avec le taux d'humidité du sol mais avec la valeur de la précipitation pour laquelle on le détermine. Ce sont là les variables principales et surtout facilement mesurables qui conditionnent le coefficient de ruissellement ; elles ne sont pas les seules, car la forme du hyétogramme et la répartition spatiale de la pluie interviennent aussi ; d'autre part, le taux d'humidité du sol n'est pas constant au cours de l'averse, bien évidemment. En mettant l'influence

de ces facteurs secondaires sur le compte de la dispersion aléatoire, R se présente comme une fonction  $R(P, I_S)$  où P désigne la hauteur de précipitation de l'averse considérée et  $I_S$  un indice caractéristique de l'humidité du sol.

Cet indice est logiquement lié aux précipitations antérieures qui conditionnent pour une large part le degré de saturation du terrain au moment où tombe l'averse que l'on se propose d'étudier. L'ajustement de la double régression  $R(P, I_S)$  peut se faire par la méthode des résidus, le facteur principal étant soit P, soit  $I_S$ , suivant le bassin étudié et les conditions climatiques auquel il est soumis. Cette méthode suppose une loi de composition linéaire et le succès de l'entreprise dépend du choix de  $I_S$ .

Jusqu'à présent, toutes les formes proposées pour  $I_S$  sont des combinaisons linéaires des pluies antérieures. Il est probable, et personnellement j'en suis convaincu, que des combinaisons plus complexes dans lesquelles interviendraient des liaisons d'influence entre les pluies seraient plus réalistes. Mais alors, non seulement les calculs deviendraient très complexes, mais on serait obligé d'introduire des paramètres d'ajustement supplémentaires, ce qui diminuerait considérablement la signification des résultats obtenus..

L'indice le plus général, proposé par KOHLER, est de la forme :

$$I_S = \alpha_1 P_1 + \alpha_2 P_2 + \dots + \alpha_n P_n \quad (9)$$

Il est hors de question d'adopter un tel indice dans toute sa généralité : aucun échantillon actuellement connu ne serait assez étendu pour permettre une estimation significative des paramètres  $\alpha_1 \dots \alpha_n$ . C'est pourquoi on a cherché à lier les valeurs successives de  $\alpha_i$  au temps  $t_i$  séparant l'averse antécédente  $P_i$  de l'averse étudiée  $P_0$ . Il est évident que  $\alpha$  doit être décroissant avec  $t$ , l'influence d'une averse sur l'humidité du sol étant d'autant plus faible que cette averse est plus éloignée dans le temps ;  $\alpha$  doit tendre vers zéro lorsque  $t$  tend vers l'infini et, en toute logique, la série  $\sum \alpha_i$  devrait être convergente. Cependant, pour certains bassins, on peut obtenir de meilleures régressions avec des séries non convergentes : la rigueur mathématique doit alors s'effacer devant l'empirisme.

KOHLER lui-même a supposé que la décroissance de  $\alpha$  était exponentielle avec le temps, d'où, si la durée d'intervalle est exprimée en jours entiers :

$$I_S = \sum_i e^{-at_i} P_i \quad (10)$$

notation équivalente, pour t entier à :

$$I_s = \sum_i K^i P_i \quad \text{avec } K < 1 \quad (11)$$

Il n'y a plus qu'un seul paramètre K à ajuster,  $K^i$  est bien décroissant avec i et, de plus, la série  $\sum K^i$  est convergente.

On a proposé aussi des indices du type :

$$I_s = \sum_i \frac{1}{t_i^n} P_i \quad (12)$$

la série  $\sum_i \frac{1}{t_i^n}$  étant convergente pour  $n > 1$

Personnellement, nous avons en certains cas obtenu des corrélations très acceptables en prenant soit  $n = 3/2$ , soit  $n = 1$ , bien que la série harmonique qui correspond à cette dernière valeur ne soit pas convergente.

Les résultats peuvent être présentés soit sous forme de deux courbes, l'une donnant la régression de K avec le facteur principal, l'autre la correction à effectuer pour tenir compte du facteur secondaire (figure 6), soit sous forme d'un réseau (figure 7). L'exemple que nous donnons est tiré des études effectuées sur le bassin expérimental de KOUMBAKA (République du Mali).

J'espère vous avoir fait sentir d'une manière pas trop confuse le rôle important que joue en hydrologie ce que j'ai appelé dans mon ouvrage "Hydrologie de Surface" le "complexe physique du bassin versant". Il est bien difficile en une telle matière d'être vraiment clair dans un si court exposé ; en effet, tous les facteurs s'enchevêtrent, varient au gré des éléments et, si une analyse très détaillée risque de tourner à la confusion, une schématisation trop poussée peut par contre dénaturer profondément l'action des divers aspects du bassin. Un juste milieu est bien difficile à tenir.



# KOUMBAKA II 1956 - 57

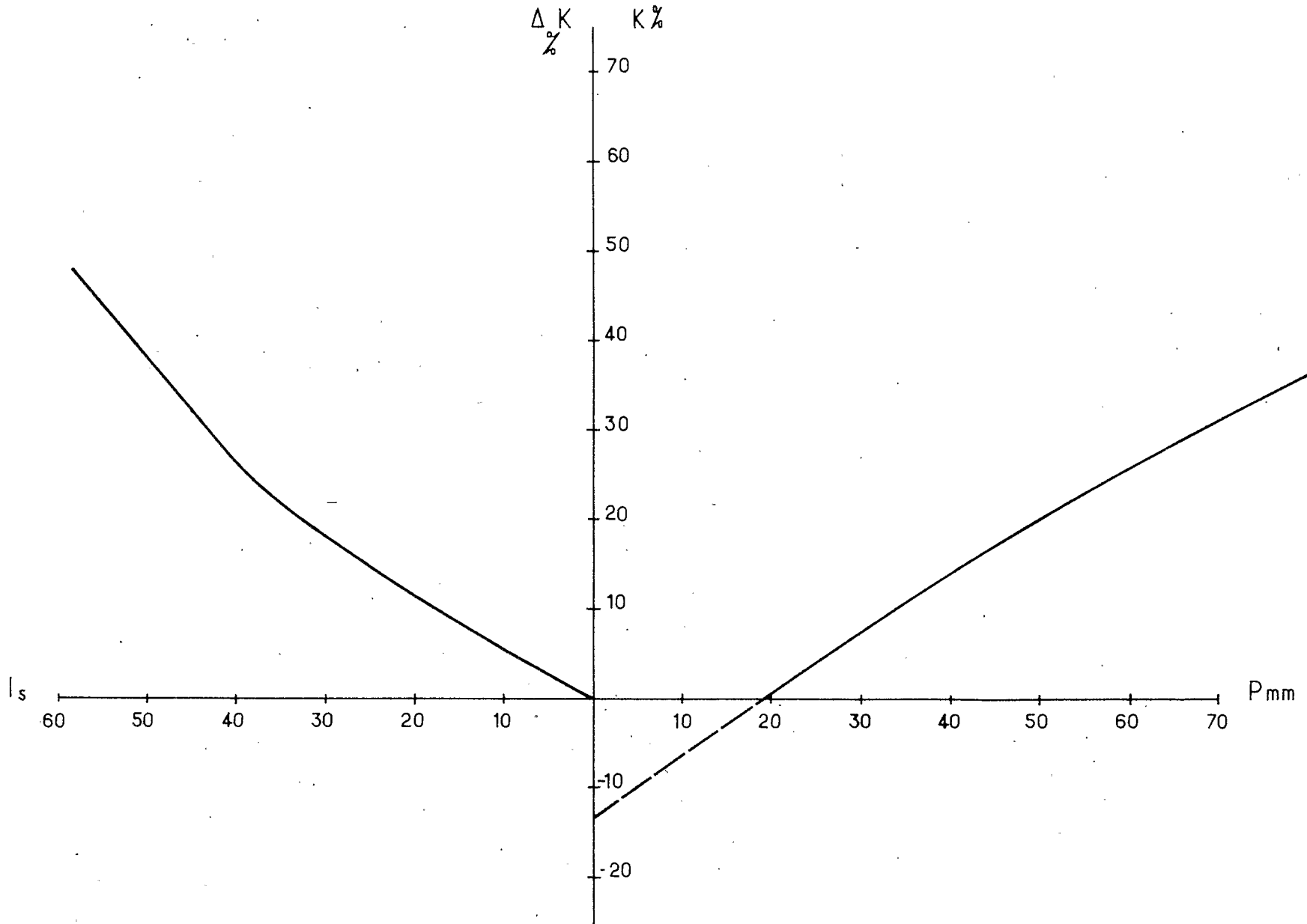


fig 6

# KOUMBAKA II 1956-57

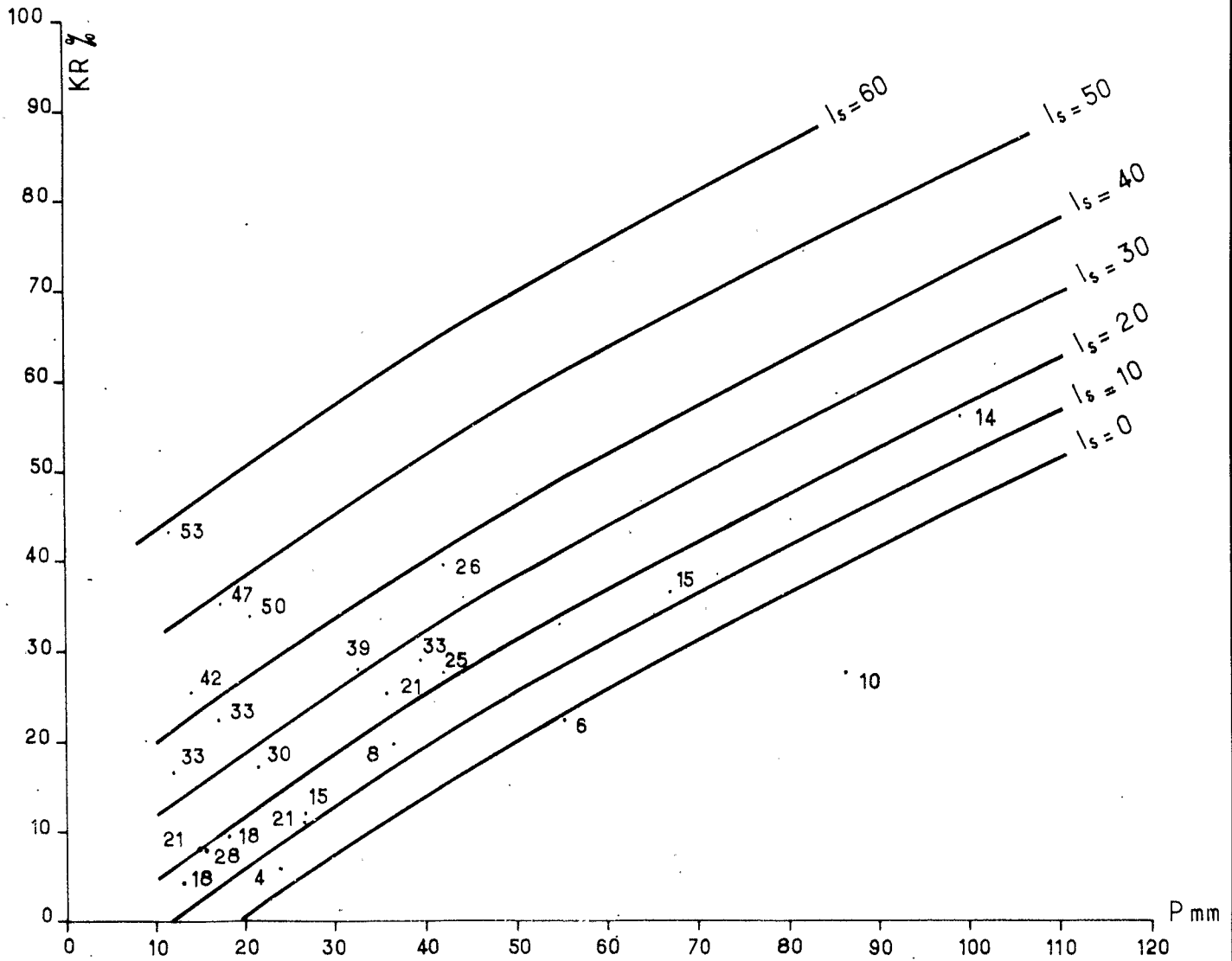


fig. 7

Dans l'étude hydrologique d'un bassin versant, les deux facteurs essentiels que l'on doit mesurer sont les pluies et les débits, c'est-à-dire le terme entrant dans l'organe de transformation qu'est le bassin et le terme en sortant. Les mesures à effectuer diffèrent cependant suivant le but cherché et surtout la taille du bassin. Une étude fine des crues sur un bassin de petite superficie demandera par exemple l'utilisation d'un réseau pluviographique de manière à serrer au plus près la fonction  $P(t)$ . La même étude, sur un bassin très étendu pourra se satisfaire de relevés journaliers obtenus par un réseau de pluviomètres.

A l'échelle d'un pays, qui pour l'hydrologue représente un ensemble de bassins et de sous-bassins, la connaissance des régimes est acquise peu à peu par l'exploitation d'un réseau pluviométrique et d'un réseau limnimétrique permanents. En plus, des études tests réparties dans le pays et de durée limitée permettent une analyse plus fine des conditions d'écoulement.

Les résultats du réseau pluviométrique sont immédiatement utilisables tandis que le réseau limnimétrique demande un étalonnage préalable, parfois fort long, avant de pouvoir donner des indications sur les débits. L'ensemble fournit donc en permanence des données qui doivent être mises sous une forme commode pour une utilisation ultérieure, classées, puis interprétées soit systématiquement, soit au fur et à mesure des besoins. Le classement doit être considéré comme une opération capitale et non comme une besogne de seconde main à laisser à la discrétion d'employés subalternes ; sa rationalisation doit être entreprise le plus tôt possible, sous peine de demander un effort considérable lorsque des tonnes de documents se seront accumulées. Qu'il nous soit permis de donner ici quelques suggestions à ce sujet.

Le réseau pluviométrique envoie au bureau centralisateur :

- des feuilles d'enregistrements journaliers,
- des feuilles mensuelles de relevés pluviométriques quotidiens ou bi-quotidiens.

Avant toute chose, le bureau centralisateur doit posséder un fichier détaillé de tous les postes pluviographiques, à raison d'une fiche par appareil. Sur chaque fiche on doit porter tous les renseignements concernant la station, la date exacte de mise en service, le type d'appareil utilisé, sa localisation exacte et sa position par rapport aux obstacles

qui l'entourent, le nom de l'observateur, ainsi que toutes les modifications concernant ces différents éléments survenues en cours d'exploitation et une récapitulation des relevés effectués. C'est là un détail qui paraît simple et évident mais, croyez-moi, bien peu de Services Météorologiques pourraient vous montrer un tel fichier réellement bien tenu et sous une forme très accessible.

A l'arrivée des originaux des lecteurs au bureau central, ceux-ci devraient faire l'objet, avant d'être archivés, de vérifications serrées, puis être retranscrits sur un premier système de fiches dites journalières et groupant, sur chaque fiche, les résultats pluviométriques journaliers d'une année entière.

Les originaux pluviographiques sont l'objet d'un traitement que nous n'évoquerons pas ici. Pour bon nombre de problèmes hydrologiques, le lourd classement des données journalières n'est pas indispensable. Afin de faciliter la tâche des utilisateurs, il convient d'adopter un second système de fichage portant cette fois sur les totaux pluviométriques mensuels et annuels, à raison d'une fiche par station ; on accroît l'efficacité de ce dernier classement en adoptant un fichier rotatif.

Si les résultats pluviométriques sont collationnés par un Service Météorologique indépendant du Service Hydrologique, ce qui est le cas dans la plupart des pays, il nous paraît indispensable que ce dernier possède son propre classement, quitte à faire double emploi, ce qui est rarement le cas, avec celui de la météorologie.

Les stations hydrométriques doivent elles aussi posséder leur fichier descriptif qui, en plus des éléments propres aux stations pluviométriques, comporte la liste des jaugeages effectués par le service ou par d'autres organismes.

Le réseau hydrométrique envoie au bureau centralisateur :

- des enregistrements de hauteurs d'eau (limnigrammes),
- des relevés d'échelles à raison de un ou plusieurs par jour et par station.

Dans l'exploitation courante, les limnigrammes sont dépouillés et les résultats transcrits sur des feuilles de dépouillement comportant pour chaque jour la hauteur moyenne déterminée par planimétrage ou par moyenne arithmétique d'un certain nombre de points pris à intervalle régulier, et la hauteur du maximum le plus élevé de la journée. Toutefois, si les variations du plan d'eau sont très rapides et que les points extrêmes se situent de part et d'autre d'une partie par trop incurvée de la courbe de tarage, il peut être indispensable d'opérer la transcription des hauteurs en débits avant de procéder à l'opération de moyenne.

Les relevés journaliers, ou leur moyenne s'il y en a plusieurs, sont transcrits de la même manière sur une feuille de dépouillement. Ces feuilles sont classées en attendant d'être traduites ou traduites immédiatement si l'étalonnage de la station est suffisamment avancé.

Le premier étage du classement, mis à part le fichier descriptif, est constitué par les dossiers hydrologiques. Chaque dossier comporte :

- le sous-dossier "lectures d'échelles" dans lequel on classe les originaux,
- le sous-dossier "jaugeages" qui contient les procès verbaux des mesures directes de débits,
- le sous-dossier "courbes de tarage",
- le sous-dossier "débits" contenant les feuilles de traduction de hauteurs en débits et les barèmes de traduction.

Comme pour la pluviométrie, ces dossiers détaillés sont d'un maniement assez lourd. Pour faciliter l'utilisation courante, on en extrait l'essentiel des résultats hydrologiques par l'établissement du fichier des "données de base". C'est le second étage du classement hydrologique. Il est commode d'opérer ce classement dans des bacs roulants à dossiers suspendus. Chacun de ces petits dossiers contient :

- 1 fiche dite de "données de base",
- 1 feuille de calcul des moyennes interannuelles,
- 1 fiche de classement préalable des crues,
- 1 fiche de classement préalable des modules,
- 1 fiche de classement des crues par éventualités.

La fiche dite de "données de base" comporte :

au recto -

- les noms du bassin fluvial, de la rivière et de la station, la superficie du bassin versant,

Pour chaque année :

- les débits moyens mensuels et annuels,
- la lame d'eau écoulée, la pluie moyenne sur le bassin, le déficit et le coefficient d'écoulement.

au verso -

Pour chaque année :

- l'étiage absolu et éventuellement l'étiage secondaire,
- les débits caractéristiques, DCE, DC9, DC6, DC3, DCC,
- la crue maximale et quelques crues secondaires indépendantes choisies au-dessus d'un seuil fixé à l'avance .

Lorsque le régime comporte deux saisons des pluies dans l'année, le maximum de chacune d'elles doit figurer sur le tableau.

Ajouter enfin que l'établissement des fiches et tableaux peut être fait soit en années calendaires, soit, ce qui est mieux, en années hydrologiques.