

PRINCIPES GENERAUX de l'ETUDE des CRUES

par

Jean RODIER

Ingénieur en Chef à Electricité de France
Chef du Service Hydrologique de l'Office de la Recherche
Scientifique et Technique Outre-Mer
Professeur à l'Ecole Nationale du Génie Rural

Conférence présentée à l'Université de GAND
les 12 et 13 Février 1964

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N°

32928

Cote

B

PRINCIPES GENERAUX de l'ETUDE des CRUES

Le régime d'une rivière en un point donné de son cours est défini à partir de l'observation continue de ses débits qui, à l'échelle d'une année, donne lieu à un diagramme plus ou moins complexe appelé hydrogramme annuel. Pour connaître parfaitement une rivière, il faudrait théoriquement pouvoir disposer, par exemple, d'une centaine de tels hydrogrammes consécutifs qui, au point de vue statistique, constitueraient un échantillon suffisant. Bien entendu, pour utiliser cet ensemble d'informations, il est bon d'en dégager quelques éléments statistiques simples, le plus simple, bien entendu, étant la moyenne générale des débits journaliers ou moyenne interannuelle.

En ce qui concerne les crues, on peut retenir les 3 caractéristiques les plus usuelles :

- le débit maximum annuel,
- le débit de crue exceptionnelle de fréquence donnée, par exemple, le débit de crue décennal (1 fois tous les 10 ans),
- la courbe des débits classés dont la partie haute intéresse directement les crues.

Dans bon nombre d'applications pratiques, ce n'est pas seulement le débit de la pointe de la crue mais c'est également tout le volume de la crue qu'il importe de connaître particulièrement pour l'aménagement ou l'exploitation de réservoir.

Précisons la notion de crue exceptionnelle et reprenons notre collection de 100 hydrogrammes annuels. Supposons que, de cet ensemble, nous extrayons les 10 valeurs maximales de débits en veillant bien à ne pas prendre deux débits de pointes appartenant en fait à une même crue, c'est-à-dire en ne considérant que des valeurs indépendantes des débits. La plus faible des 10 sera la crue décennale. L'estimation de cette crue décennale sera d'autant plus exacte que l'échantillon statistique sera plus grand. Elle serait certainement meilleure avec une collection de cinq siècles qu'avec 100 ans.

En général, la crue décennale est déterminée avec beaucoup moins de données statistiques que 100 ans d'observations. Bien entendu, l'occurrence d'une crue décennale est plus ou moins capricieuse. On peut voir, deux années de suite, deux crues plus fortes ou plus rares que la crue décennale et il peut se passer 15 à 20 ans sans qu'une crue atteigne

cette valeur. Cette crue décennale sera définie soit par sa probabilité : une chance sur dix de se produire pendant une année quelconque, ou par sa période de retour, dix ans, qui est l'inverse de la probabilité.

Les crues de fréquences très rares, comme la crue millénaire par exemple, posent un problème de principe. Sur une période de plusieurs milliers d'années, le climat et, par suite, le régime hydrologique, changent. La crue millénaire est celle qui a une chance sur mille de se produire dans les conditions de climat actuelles.

Les débits de crues exceptionnelles sont estimés généralement par extrapolation à partir de données observées. On peut être amené à considérer pour un ouvrage, un risque très faible de destruction conduisant à une fréquence extrêmement faible ; l'extrapolation, jusqu'à une période de retour de 10 000 ans, est quelque peu illusoire, on adopte alors souvent la conception de crue maximum probable, c'est-à-dire celle de la crue qui ne peut jamais être atteinte ou dépassée.

Inversement, si on réduit la fréquence ou si on augmente la période de retour, on arrive à des crues dont le calcul est beaucoup plus facile, aboutissant à des valeurs plus sûres, par exemple, la crue quinquennale. La crue de période de retour de deux ans est sensiblement le débit maximum annuel. En effet, pour les applications pratiques ce qui est intéressant, c'est le débit maximum annuel le plus fréquent, très proche de la valeur médiane qui est exactement la crue de période de retour de deux ans. On considère souvent la moyenne arithmétique des valeurs maximales annuelles qui est moins bien adaptée aux besoins de la pratique et dont la détermination est moins sûre lorsque le nombre d'années d'observations est faible et le régime irrégulier. Le débit maximum annuel correspond donc à une période de retour de deux ans et non pas un an comme on pourrait le croire. On peut être amené à considérer des crues plus fréquentes que la fréquence annuelle, on étudie alors la partie haute de la courbe des débits classés.

Dans la résolution d'un problème pratique, quel est le degré de probabilité à prendre en considération. S'il s'agit d'une digue protégeant quelques rizières, on peut prendre certains risques et admettre qu'elle résiste simplement à une crue décennale. Pour un petit pont ou un déversoir peu coûteux, une fréquence 1/20 suffit. Mais dès qu'il y a risque de mort d'homme, il faut des ouvrages beaucoup plus sûrs ; on considère alors des fréquences de 1/1 000 ou même des fréquences nulles, c'est-à-dire "la crue improbable". Il est possible de se livrer à de savants calculs mettant en jeu d'un côté le risque chiffré à courir, d'un autre côté, le prix de la sécurité que l'on cherche. Mais souvent des réflexions de simple bon sens suffiront pour déterminer la fréquence à prendre en considération. Cette réflexion préliminaire doit être faite avant toute étude.

Les études de crues présentent un caractère tout à fait différent suivant leur cause, l'importance du cours d'eau faisant l'objet de l'étude, la fréquence considérée, suivant qu'il s'agit de prévision pour l'exploitation d'ouvrage existant ou d'estimation pour leur construction et enfin suivant la documentation dont on dispose.

Nous n'évoquerons que très rapidement la prévision des crues qui a recours aux mêmes principes que le calcul des débits de crues pour les ouvrages. Ces prévisions peuvent être effectuées à partir des débits ou des hauteurs d'eau à l'amont, à partir de ces données, des précipitations et des températures. La prévision est particulièrement efficace lorsqu'il s'agit de cours d'eau à régime glaciaire ou nival. Il serait fort commode de partir des prévisions quantitatives des précipitations mais ce domaine de l'hydrométéorologie est encore dans l'enfance. Indiquons quelques caractères particuliers aux prévisions :

- elles doivent être basées sur un réseau de postes d'observations parfaitement organisé -
- la transmission rapide des données d'observation joue un rôle essentiel -
- les calculs de prévisions doivent être rapides, ce qui conduit souvent à des méthodes différentes de celles qui sont utilisées par la crue exceptionnelle d'un grand barrage par exemple.

Enfin, très souvent la prévision est assortie d'un intervalle de confiance : il y a 95 chances sur 100 pour que le débit soit inférieur à telle limite annoncée et supérieur à telle autre limite, par exemple. La prévision peut jouer sur des phénomènes fréquents : tels que le débit moyen du mois suivant pour l'exploitation d'une centrale hydroélectrique, ou des phénomènes très rares, le niveau maximum que va atteindre à tel point une très forte crue.

Le débit de crue peut être calculé à partir des débits déjà observés ou à partir des précipitations, ou des deux à la fois. Il peut être déterminé par comparaison avec des bassins voisins ou par des formules régionales.

Quelle que soit la méthode utilisée, il est bon de ne pas considérer une étude de crue comme un simple calcul statistique, mais il faut tout d'abord examiner à fond les causes de crues. Ces causes varient suivant les régions et la superficie des bassins versants. Pour certains cours d'eau, il s'agira d'une fonte des neiges particulièrement rapide, pour de grands fleuves, d'un printemps particulièrement pluvieux. Pour de petits bassins, il s'agira d'une averse orageuse avec de très fortes intensités de précipitations.

Les cours étant différents, il est possible d'observer dans une même région des crues exceptionnelles à des moments différents suivant la superficie des bassins versants. Prenons le cas de l'Afrique Occidentale où les phénomènes de ce genre sont plus simples qu'en Europe.

En 1956, il a été possible d'observer des crues de fréquence décennale sur la plupart des petits bassins à la suite de très fortes averses. Alors que sur les grands bassins des mêmes régions, c'est l'année 1955 qui avait, pour les grands cours d'eau, présenté des crues de très faible fréquence, sans que sur les petits bassins il se soit produit des phénomènes extraordinaires.

Après ce long préambule, il nous est possible d'aborder l'examen des méthodes de calculs de crues.

I - SCHEMA GENERAL d'une ETUDE de CRUE EXCEPTIONNELLE -

a) Supposons que l'étude soit effectuée directement sur les débits et ne vise pas une fréquence trop faible : une période de retour inférieure à 500 ans par exemple :

- 1°) On détermine le degré de probabilité à prendre en considération comme il vient d'être dit plus haut.
- 2°) On procède à une étude critique des données brutes de l'étude : confiance que l'on peut accorder aux lectures de hauteur d'eau, rattachement aux repères actuels, valeur de la courbe de tarage, comment extrapoler cette courbe ?
- 3°) On examine de très près les crues les plus fortes observées et les phénomènes qui leur ont donné naissance, on procède à une étude générale hydrologique de la région.
- 4°) On extrapole la courbe de fréquence en l'ajustant s'il y a lieu à une courbe de probabilité et on obtient le débit de fréquence donnée.
- 5°) On procède à des vérifications ou des recoupements. Le résultat obtenu semble-t-il vraisemblable ?

Il ne faut jamais oublier les 2°, 3° et 5° opérations, or, très souvent, seule la 4° opération est faite avec soin et encore !

Il est préférable d'utiliser plusieurs méthodes à la fois et, en particulier, de vérifier si le chiffre trouvé semble compatible avec les précipitations exceptionnelles.

b) Supposons que l'étude soit effectuée à partir des précipitations.

Les opérations à effectuer sont les suivantes :

- 1°) Même opération que plus haut.
- 2°) Etude critique des données brutes : non seulement les débits mais les précipitations.
- 3°) Comme plus haut.
- 4°) Etude statistique des précipitations compte tenu de la superficie arrosée, choix d'une averse ou d'un épisode pluvieux de fréquence donnée si la fréquence considérée n'est pas trop faible. Sinon, on majore la plus forte averse observée par un coefficient approprié pour avoir la plus forte averse possible, ou une limite supérieure. Cette averse peut être obtenue par des considérations météorologiques si les données permettant de calculer la précipitation maximale à partir de l'humidité et de la température de l'atmosphère sont disponibles.
- 5°) Etude des relations entre précipitations et écoulement : forme de l'hydrogramme et rapport entre volume de précipitations et volume de l'écoulement ; ce point est généralement assez bien éclairé par le point 3°).
- 6°) Calcul de la crue exceptionnelle à partir de 3° et 5°.
- 7°) Vérifications comme dans le cas précédent. Lorsqu'il s'agit de calculer une crue de fréquence donnée et non une crue maximum, on doit prendre soin de ne pas réduire la fréquence de la crue en passant des précipitations aux débits. Une averse décennale peut très bien engendrer une crue de fréquence beaucoup plus rare si on adopte l'hypothèse qu'elle tombe sur un sol dont l'état d'humidité est exceptionnel.

II - METHODE GENERALE d'ETUDE du MAXIMUM ANNUEL -

Cette fois-ci, la fréquence est fixée et il n'y a plus d'extrapolation. Mais il faut calculer la médiane d'une distribution statistique. Encore est-il nécessaire que la loi de distribution soit assez bien connue ? Or, les périodes d'observations directes des débits sont généralement trop courtes.

Dans certains cas, il est possible de trouver une corrélation entre maximum annuel et précipitations ou avec les valeurs maximales d'une station voisine observée depuis plus longtemps. On peut alors compléter la collection directement observée par les valeurs maximales calculées pour la période antérieure à la période d'observation directe.

L'ensemble des opérations est le suivant :

- 1°) Etude critique des données de base, précipitations et débits.
- 2°) Reconstitution des valeurs des débits antérieurs à la période d'observation directe.
- 3°) Ajustement d'une relation mathématique à la distribution expérimentale des valeurs maximales annuelles (inutile si le nombre de valeurs dont on dispose est assez grand).
- 4°) Détermination de la valeur médiane ou de la valeur moyenne de cette distribution.
- 5°) Vérifications :

Dans certains cas, notamment pour les petits cours d'eau, on peut calculer la précipitation maximale annuelle et en déduire la crue annuelle si l'on dispose de suffisamment d'éléments pour calculer l'hydrogramme de crue et le volume d'écoulement correspondant au volume de précipitations. Nous donnerons un exemple dans la détermination des crues exceptionnelles sur petit bassin.

Nous allons entrer un peu plus dans le détail dans le calcul des crues exceptionnelles :

III - CALCUL de la CRUE EXCEPTIONNELLE dans le CAS où l'ON DISPOSE sur la RIVIERE ELLE-MEME de DONNEES de DEBITS ou de HAUTEURS sur une LONGUE PERIODE : Bassins assez grands en général, régimes pas trop irréguliers.

Cette méthode est tout à fait valable pour des périodes de retour de 100 ans à 500 ans par exemple.

a) - Extrapolation directe :

On peut songer à tracer la courbe de densité de fréquence (nombre de crues pour chaque classe de débit). Ce procédé est impraticable. Il faudrait 3 siècles pour obtenir une courbe correcte ne présentant pas des groupements accidentels pour telle ou telle catégorie de débit et la courbe étant tangente à l'axe des x pour les débits élevés, il serait très difficile de déterminer la fréquence correspondant à un débit donné. Il est préférable de classer les débits en fonction des fréquences cumulées, ou mieux de leur inverse : la période de retour. On classe donc les maximums annuels par ordre décroissant, on détermine les fréquences expérimentales des débits grâce à ce classement. On porte alors en ordonnées (cartésiennes) les débits, en abscisses logarithmiques les périodes de retour. On obtient ainsi une courbe souvent voisine d'une droite qu'il s'agit d'extrapoler, mais ainsi on ne va pas bien loin, en outre on ne peut guère donner aux deux ou trois débits les plus élevés qu'une valeur indicative car on ignore leur fréquence réelle. On est alors tenté de chercher une formule qui s'ajuste à la courbe expérimentale, tout en présentant si possible une forme qui soit en rapport avec les lois de distribution des crues de fréquence rare, et c'est la courbe représentative de la formule qui permettra l'extrapolation.

On est ainsi amené à l'emploi de relations mathématiques, mais il faut bien garder présent à l'esprit le fait qu'à priori cette formule n'est pas la loi de distribution des débits de crue et qu'elle doit être immédiatement rejetée dès qu'une raison physique est en contradiction légère avec les faits. Prenons le cas d'un cours d'eau présentant d'immenses plaines d'inondations, comme ceux que nous avons déjà vus en zone sahélienne par exemple. Il est bien évident qu'au-delà d'un certain niveau, il y a une quasi-stabilisation du niveau et de la pente, le débit dans le chenal tend presque vers une limite et la courbe de distribution est asymétrique, l'asymétrie étant en sens inverse de l'asymétrie usuelle. Une distribution symétrique telle que celle de GAUSS est donc à éliminer.

b) - Formules logarithmiques :

Les variations des débits en fonction de la période de retour en coordonnées cartésiennes sont loin d'être linéaires (heureusement !), la courbe est donc très en-dessous de la tangente à l'origine et il semble tentant de vérifier si le débit correspondant à une fréquence donnée ne serait pas une fonction linéaire du logarithme du temps de retour.

Un des premiers essais était représenté par la 2ème loi de FULLER où si Q_T est le maximum correspondant à une fréquence donnée correspondant à une période de retour T

$$Q_T = Q_0 (1 + c \log T)$$

Q_0 fréquence annuelle

c était égal à 0,8

Puis on a vu que pour diverses régions, il était bon de prendre pour c diverses valeurs, puis on a été amené à considérer Q_0 comme un simple paramètre (formule de FULLER-COUTAGNE). Enfin, on a transformé encore la formule en affectant $\log T$ d'un exposant n , ce qui facilitait l'ajustement dans de nombreux cas avec la courbe expérimentale et on a ainsi abouti à la loi de GOODRICH

$$Q_T = \alpha (1 + (\beta \log T)^n)$$

qui comporte 3 paramètres α , β et n permettant de l'ajuster à la courbe expérimentale.

Cette formule est assez bonne pour les grands cours d'eau présentant des plaines d'inondation, tels que le NIGER.

c) - On peut également chercher à s'appuyer sur des considérations statistiques :

La première idée qui vient à l'esprit est de supposer que la distribution des débits est une distribution gaussique. Si $F(x)$ est la probabilité cumulée au non dépassement (pour la crue centenaire $F(x) = 0,99$)

$$F(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{x - \bar{m}}{\sigma}\right)^2} dx$$

avec σ écart-type = $\sqrt{\frac{\sum(x - \bar{m})^2}{n}}$

on prend en fait la variable réduite $u = \frac{x - \bar{m}}{\sigma}$ et l'équation devient

$$F(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{1}{2} u^2} du$$

On cherche en réalité la probabilité au dépassement égale à $F_1(x) = 1 - F(x)$; pour la crue centenaire $F_1(x) = 0,01$

Il est facile, avec les tables de GAUSS, de trouver les diverses valeurs de l'intégrale correspondant à une valeur de u donnée (correspondant à x donné).

Cette loi s'applique dans certains cas mais elle suppose une distribution symétrique des débits, ce qui est assez rare (crues du CHARI par exemple).

Or, généralement, cette distribution est asymétrique, les débits élevés pour la même fréquence s'écartent davantage du débit le plus fréquent que les débits faibles. On a donc été amené, pour tenir compte de cette dissymétrie, à remplacer la variable, le débit, par une fonction linéaire de son logarithme, cette fonction admettant à son tour une distribution symétrique. C'est la loi de GALTON ou loi de GIBRAT-GAUSS ou loi log normale.

Si q est le débit de fréquence donnée, $F(z)$ (fréquence au non dépassement), on a :

$$F(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z e^{-\frac{1}{2} z^2} dz$$

$$z = a \log (q - q_0) + b$$

Les paramètres d'ajustement sont a , b et q_0 .

L'idée initiale était que tous les débits journaliers contiennent en germe les distributions de crue exceptionnelle. Il est facile de voir que pour de nombreux cas c'est impossible (cours d'eau à régime nivo-glaciaire dont les plus fortes crues sont dues à des orages).

Mais, sur de nombreux cours d'eau, cette formule donne de bons résultats.

Il existe bien d'autres "lois" mathématiques : celles de GUMBEL, PEARSON (voir les Cours de M. REMENIERAS et M. ROCHE). On doit cependant se rappeler :

- 1°) qu'il n'existe pas de formule d'application générale ; il semble que tel ou tel type de formule s'applique particulièrement bien à tel ou tel type de régime -
- 2°) qu'il est très facile de faire des erreurs d'échantillonnage ; il faut au moins une vingtaine d'années d'observations dans des cas très faciles, au moins 50 ans pour des régimes pas trop irréguliers.

On peut utiliser avec beaucoup de tact les données historiques plus ou moins précises antérieures à la période d'observations, elles permettent souvent de préciser au moins la fréquence de la valeur la plus élevée directement observée.

IV - CAS des PETITS BASSINS -

Si l'on dispose d'une longue période d'observations directes on peut s'inspirer des principes précédents mais c'est assez rare, on a alors recours aux méthodes analytiques, par exemple à celle des hydrogrammes unitaires.

On utilise l'hypothèse suivante : une averse de fréquence donnée donne lieu, sous certaines réserves, à une crue de même fréquence. L'étude statistique des crues se ramène à celle des averses pour lesquelles on risque de disposer d'observations sur une plus longue durée.

Nous rappelons qu'une averse est définie par :

- sa hauteur,
- son diagramme d'intensité,
- la répartition des précipitations dans l'espace,
- l'état de saturation du sol au début de l'averse.

Dans le cas courant on peut admettre que, si la hauteur de l'averse est décennale, toutes les autres caractéristiques correspondant aux valeurs les plus fréquentes pour les fortes averses, la crue en résultant sera décennale.

Pour déterminer la hauteur de fréquence cherchée, on doit d'abord étudier la durée d'averse à prendre en considération. Elle dépend du temps de concentration du bassin ou du temps de réponse, délai entre le paroxysme de l'averse et le maximum de la crue. On devra souvent procéder à des tâtonnements pour déterminer la durée qui donne lieu à la crue la plus forte.

Cette durée est supérieure ou égale à 24 heures, ou très inférieure. Dans le premier cas, on part des relevés journaliers des pluviomètres et on détermine la hauteur de fréquence cherchée par la méthode des stations années. Celle-ci consiste à grouper dans un seul échantillon la totalité des observations des stations correspondant à une région donnée. Vingt stations observées pendant 20 ans fournissent 400 stations années. Pour appliquer cette méthode, il faut que trois conditions soient remplies :

- 1°) Les stations doivent être représentatives du même régime, c'est facile à vérifier, il suffit de porter sur un même graphique les courbes de fréquences des hauteurs de pluies de chaque station, elles doivent être très voisines.
- 2°) Les distances entre stations doivent être telles que les relevés journaliers soient pratiquement indépendants.
- 3°) La durée d'observation de chaque station doit être assez longue pour comporter des années de faible et de forte hydraulité.

Pour déterminer l'averse décennale sur une partie du bassin du KOUILOU, on disposait par exemple de 400 stations années. Les plus fortes averses ont été classées par ordre décroissant. La 40ème était l'averse décennale ; entre la 35ème et la 45ème averse, les valeurs observées décroissaient régulièrement de 2 mm environ pour chaque rang, ce qui montre que l'échantillon était suffisant. On vérifiait également qu'il commençait à ne plus l'être pour l'averse centenaire. On a trouvé ainsi 130 mm/24 h pour l'averse décennale dans cette région.

Dans le second cas, la durée à considérer est inférieure à 24 heures, on notera tout d'abord que dans les régions à averses orageuses, l'averse de 24 heures est en réalité un orage qui dure rarement plus de trois ou quatre heures à un moment de la journée tel qu'il est très souvent compris entre deux relevés du pluviomètre, donc l'étude des averses élémentaires se ramène à celle des précipitations de 24 heures, ce qui est bien commode.

Lorsque ce n'est pas le cas, ou pour des durées très courtes, il faut utiliser les courbes d'intensité durée (quand elles existent).

Ces courbes donnent les intensités classées par ordre décroissant en fonction de la durée pour des averses de diverses fréquences (jusqu'à 1/10 ou 1/20). On peut d'ailleurs tracer une courbe enveloppe correspondant à l'averse impossible. Notons que le point 24 heures, facile à déterminer, fournit un calage utile des diverses courbes, de même que quelques points isolés dus à de très fortes averses.

Il suffit de considérer la courbe de fréquence décennale et de chercher l'intensité correspondant à la durée qui, sur le bassin donné, conduit à la crue la plus forte.

Pour cette durée considérée, on peut prendre une intensité constante ou mieux admettre un diagramme le plus probable d'intensité comme on va le voir ci-après :

Après avoir déterminé la hauteur de l'averse décennale, on se soucie du diagramme d'intensité. Dans certaines régions à averses, comme la MAURITANIE, par exemple, on a pu définir des courbes moyennes telles que celles des averses tropicales, avec une série de courbes donnant la hauteur du corps ou hauteur utile en fonction de la hauteur totale de l'averse, la durée de la pluie utile, l'intensité maximale, etc ... Il est facile de déterminer le diagramme d'intensité décennale dans ce cas.

Sinon, on peut utiliser des catalogues de hyétogrammes d'averses décennales.

Reste la répartition des précipitations dans l'espace. Aux Etats-Unis, il existe des diagrammes intensité - durée - surface - fréquence, mais pour des régions où la documentation est beaucoup moins riche, il vaut mieux procéder en deux temps :

- 1°) Mise au point des courbes intensité - durée - fréquence,
- 2°) Estimation des coefficients de réduction entre valeur maximale des précipitations et hauteur moyenne des précipitations sur la surface.

Dans le cas d'averses orageuses, on utilise dans les régions tropicales d'Afrique, par exemple, les coefficients de réduction suivants :

| | |
|---------------------------|-----------|
| - 0,5 à 2 km ² | 95 % |
| - 2 à 6 km ² | 92 à 94 % |
| - 6 à 12 km ² | 85 à 90 % |
| - 25 km ² | 80 à 85 % |

On peut adopter des valeurs plus élevées pour des perturbations de type cyclonique couvrant de vastes surfaces ou, au contraire, des valeurs plus faibles dans les pays où les averses orageuses sont beaucoup plus localisées.

Pour l'étude des conditions de saturation, une petite étude statistique peut permettre de préciser les conditions moyennes avant les fortes pluies. Dans le cas où l'averse décennale est égale à 130 mm/24 h. par exemple, on peut considérer toutes les averses supérieures à 100 mm et étudier l'intervalle de temps qui sépare cette averse de la première pluie dépassant quelques mm. On peut dire, par exemple, que le cas le plus fréquent pour ces fortes averses correspond à un intervalle de 2 jours après une averse de 30 mm. On peut aussi faire une étude statistique sur les indices d'humidité correspondant aux plus fortes averses, ces indices d'humidité ayant été déterminés comme nous l'indiquerons plus loin, mais ceci est fort laborieux. Il faut alors passer de l'averse à la crue. A cet effet, on déterminera :

- la forme de la crue ou hydrogramme,
- le volume de la crue.

Diverses méthodes peuvent être utilisées à cet effet: la méthode rationnelle ou la méthode des hydrogrammes unitaires si le bassin est petit, s'il est de dimension moyenne on pourra utiliser la méthode des isochrones. Nous donnerons quelques indications sur la méthode des hydrogrammes unitaires qui est la plus récente.

Son principe est simple, une averse homogène intense et de courte durée donne lieu, sur un bassin donné, à un hydrogramme dont la forme est toujours la même quelle que soit la hauteur de l'averse.

Pour préciser, les trois principes fondamentaux de l'hydrogramme unitaire s'énoncent comme suit :

- 1°) Pour averses de durée inférieure à une durée limite (une fraction du temps de montée entre début de la crue et maximum), les diagrammes de ruissellement présentent une durée constante quelle que soit l'intensité de l'averse et sont des courbes affines -
- 2°) Le rapport entre les volumes définis par divers hydrogrammes est le même que le rapport des hauteurs excédentaires (excédent des hauteurs de précipitations en mm sur les hauteurs d'eau absorbées par le sol et la couverture végétale) -
- 3°) Il est possible d'ajouter des hydrogrammes ainsi définis pour deux averses successives sur un même bassin.

L'hydrogramme peut être alors représenté par un diagramme en escalier, le temps de la crue étant divisé en 10 parties égales.

Un autre moyen de représentation est le suivant : on considère l'hydrogramme de crue pour un volume de ruissellement unité : 10 mm par exemple ou 100 000 m³, pour ce diagramme on dresse un tableau précisant le débit maximum, les débits 5', 10', 20' avant, 5', 10', 20' etc ... après le maximum.

Dans bien des cas, il suffit de connaître simplement le débit maximum pour un volume de ruissellement unité.

Donnons un exemple simple d'utilisation des hydrogrammes unitaires :

Supposons un bassin de 10 km² dont le diagramme de distribution soit connu, nous admettrons que le temps de montée est d'une demi-heure ; la durée limite sera du tiers, soit 10 minutes. Toute averse de durée inférieure à 10 minutes sera unitaire. Si l'on veut obtenir l'hydrogramme pour une averse de 50 mm durant une demi-heure, on devra procéder comme suit :

- 1°) L'averse est divisée en 3 tranches de 10 minutes, le hydrogramme est tel que pendant les 10 premières minutes, l'intensité est de 80 mm/h ; pendant la seconde tranche de 10 minutes, elle est de 120 mm/h ; pendant la dernière tranche de 10 minutes, elle est de 100 mm/h. On a donc trois averses élémentaires de 13,3 mm, 20 mm et 16,7 mm, soit au total 50 mm. On suppose que la capacité d'absorption est de 50 mm/h pendant les 10 premières minutes pour cette intensité, elle tombe à 25 mm/h pendant la seconde tranche de 10 minutes et enfin à 10 mm/h

pendant la seconde tranche de 10 minutes et enfin à 10 mm/h pendant la dernière tranche de 10 minutes. Ces chiffres résultent de l'étude expérimentale. La première averse élémentaire donne lieu à une intensité excédentaire de 80 - 50, soit 30 mm/h, ce qui correspond à 5 mm de hauteur excédentaire, soit un volume de ruissellement de $0,005 \times 10 \times 10^6 = 50\ 000\ m^3$. Si l'on suppose un diagramme de distribution établi en marches d'escalier, on aura par exemple un volume fractionnaire de 10 % du total pendant les 6 premières minutes, soit 5 000 m³, puis 30 % pendant les 6 minutes suivantes, soit 15 000 m³ etc on obtient donc ainsi un premier diagramme.

- 2°) Pour la seconde tranche de 10 minutes, l'intensité excédentaire est de 120 - 25 = 95 mm/h, soit une hauteur excédentaire de 15,8 mm, ce qui correspond à un volume de ruissellement de 158 000 m³, on obtient ainsi un second diagramme dont les ordonnées sont dans le rapport 1,58/0,5 avec le premier et qui est décalé de 10 minutes sur celui-ci.
- 3°) Pour la troisième averse élémentaire, la capacité d'absorption étant de 10 mm/h, l'intensité excédentaire est de 90 mm/h, ce qui correspond à une hauteur excédentaire de 15 mm et à un volume de ruissellement de 150 000 m³. On a donc un troisième diagramme dont les ordonnées sont dans le rapport 1,5/0,5 avec le premier et qui est décalé de 20 minutes par rapport à celui-ci. On met en place les trois diagrammes.

Ces principes s'appliquent au ruissellement superficiel, ils ne sont pas valables pour l'écoulement souterrain et ne le sont que sous certaines réserves pour l'écoulement hypodermique. Nous reviendrons plus loin sur ce point.

Comment déterminer l'hydrogramme type ou diagramme de distribution ? Certains pays ont mis au point des formules, par exemple les relations suivantes :

$$t_p = C_t (\bar{L}\bar{L})^{0,3}$$

$$t_r = \frac{t_p}{5,5}$$

$$q_p = \frac{640 C_p A_d}{t_p}$$

t_p est le temps de réponse en heures -

\bar{L} la longueur totale du bassin mesurée le long du lit du cours d'eau principal -

L est la longueur entre la station et le centre de gravité du bassin mesurée le long du chenal principal -

C_t est un coefficient régional qui varie avec la pente -

t_r est la durée limite en heures (au-dessous de laquelle l'averse est unitaire) -

q_p est le débit de pointe par pouce de ruissellement -

A_d est la superficie en milles carrés du bassin -

C_p est un coefficient qui tient compte des propriétés du bassin -

Des formes de ce type rendent de grands services mais actuellement il n'est pas possible de dire que leur application peut être généralisée à tous les cas. Sur les bassins expérimentaux, on détermine comme suit le diagramme de distribution.

Deux ou trois ans d'observations ont conduit sur le bassin à une série d'hydrogrammes bruts. Il s'agit d'abord de déterminer ceux qui correspondent à des averses unitaires. On examine pour cela les temps de montée qui présentent une certaine dispersion : les temps trop longs correspondent à des averses dépassant nettement la durée limite ou des averses à faible intensité, les temps trop courts à des averses hétérogènes ne donnant lieu qu'à un ruissellement partiel, ce qu'il est facile de vérifier. On élimine ces averses aberrantes, il reste alors une série de valeurs beaucoup moins dispersées définissant une valeur moyenne du temps de montée, la durée limite peut être prise égale au tiers ou, à la rigueur, à la moitié du temps de montée.

On retouche s'il y a lieu, et avec toutes les précautions qui s'imposent, les hydrogrammes présentant des pointes secondaires correspondant à des ruissellements consécutifs à des ondées ultérieures ou antérieures à l'ondée principale. Mais il importe d'être très prudent, certains bassins présentant systematiquement des pointes parasites.

L'opération suivante consiste à séparer le ruissellement des autres formes de l'écoulement, écoulements hypodermiques et souterrains, la ligne de partage est bien difficile à tracer, elle est heureusement sans grande importance pour les bassins ruisselant beaucoup.

On utilise pour cela :

- a) la "cassure" de la ligne de décrue qui peut être mise en évidence, dans certains cas douteux, en traçant la courbe en coordonnées logarithmiques (voir Cours de M. REMENIERAS),
- b) le temps de réponse hypodermique est à peu près constant, on peut donc déterminer l'abscisse du maximum,
- c) la comparaison avec les hydrogrammes pour lesquels la cassure est bien nette donne une idée de l'ordonnée de ce maximum,
- d) la comparaison des hydrogrammes de ruissellement permet de déterminer ceux qui donnent une décrue trop prolongée ou trop courte, donc pour laquelle le raccordement de la courbe de ruissellement avec celle de l'écoulement hypodermique a été placé trop loin ou pas assez.

On reporte alors les ordonnées comprises entre l'hydrogramme brut et la courbe des débits hypodermiques plus les débits des nappes souterraines, sur une série de diagrammes, en divisant ces ordonnées par le volume de ruissellement rapporté à une unité quelconque 50 000 m³, 100 000 m³ par exemple. On obtient ainsi une série de diagrammes de distribution qui doivent tous se superposer. Il est essentiel, pour cette opération, de faire coïncider les abscisses des maximums. En fait, on évite souvent tous ces tracés et on travaille directement sur l'hydrogramme original. La série de diagrammes de distribution est remplacée par un tableau où l'on porte soit le pourcentage de ruissellement écoulé pendant une fraction de la durée de ruissellement, soit, ce qui est beaucoup plus sûr, les débits de ruissellement du maximum et des points situés à des intervalles de temps constants de part et d'autre du maximum, en ramenant tous ces débits au volume de ruissellement unité.

Une autre méthode pour retrouver l'hydrogramme unitaire utilise la courbe en S. Elle est décrite dans les manuels américains. Nous ne l'avons jamais employée car elle est trop artificielle.

Notons que, dans certains cas, surtout en forêt, il y a deux diagrammes de distribution : un pour les fortes averses, un pour les faibles averses ou un pour le début et un pour la fin de la saison des pluies.

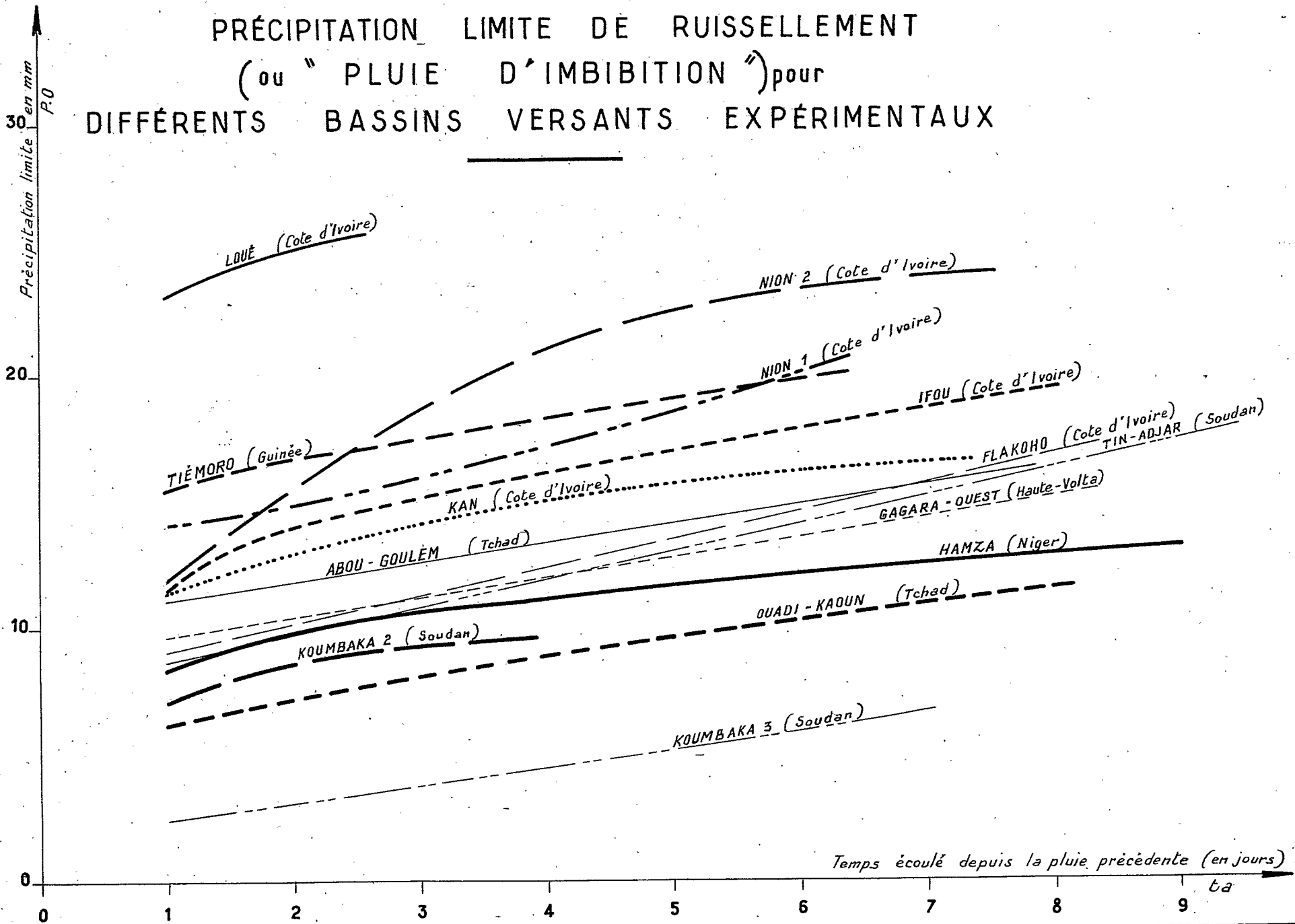
Une fois obtenu le diagramme de distribution, il reste à déterminer le rapport entre volume de précipitation et volume de ruissellement. Là aussi, il existe, dans certaines parties du monde, des diagrammes permettant le calcul, mais ils n'ont de valeur jusqu'ici que sur le plan régional et il importe de vérifier leur degré de validité avant de s'en servir. Sur bassins expérimentaux, il est parfois utile de rechercher la limite de l'écoulement, celle pour laquelle le coefficient d'écoulement (ou de ruissellement) est tout juste supérieur à 0.

L'écoulement, y compris l'écoulement limite, dépend, pour des conditions de pente et de sol données :

- de la hauteur de la précipitation,
- de son diagramme d'intensité ou hyétogramme,
- de l'état de saturation du sol,
- de la couverture végétale.

NIG_9772

PRÉCIPITATION LIMITE DE RUISSELLEMENT
 (ou " PLUIE D'IMBIBITION ") pour
 DIFFÉRENTS BASSINS VERSANTS EXPÉRIMENTAUX



En région tropicale par exemple, la forme des hyétogrammes est souvent la même et l'intensité maximale forte, il suffit de considérer la hauteur de pluie utile au lieu de la hauteur de pluie globale, sans plus préciser les autres caractéristiques du hyétogramme.

Il est souvent commode, nous l'avons vu plus haut, de caractériser l'état de saturation par l'intervalle de temps t_a à la pluie précédente (les pluies très faibles étant éliminées).

On porte donc sur un diagramme en abscisses les temps t_a et en ordonnées, soit les hauteurs globales d'averses, soit les hauteurs utiles. On marque d'un R ou d'un E les points ayant donné lieu à écoulement, d'un L les points correspondant à un écoulement insignifiant et d'un N ceux qui n'ont pas ruisselé, et on trace la courbe de séparation entre les N et les E en restant guidé par les points L. On obtient ainsi des courbes (fig. TCH 9091) qu'il est facile de comparer d'un bassin à l'autre, les courbes des bassins qui ruissellent peu étant superposées aux autres. On définit ainsi pour chaque valeur du t_a une pluie limite ou précipitation d'imbibition P_0 , au-delà de laquelle le sol commence à ruisseler. Un diagramme de ce genre peut être très utile pour caractériser la perméabilité globale du bassin.

Mais le problème le plus courant est celui qui consiste non seulement à déterminer si une averse donne lieu ou non à écoulement, mais encore à déterminer le volume de ruissellement. On peut pour cela utiliser deux notions, soit la capacité d'absorption ou d'infiltration, soit le coefficient de ruissellement.

a) La notion de capacité d'absorption :

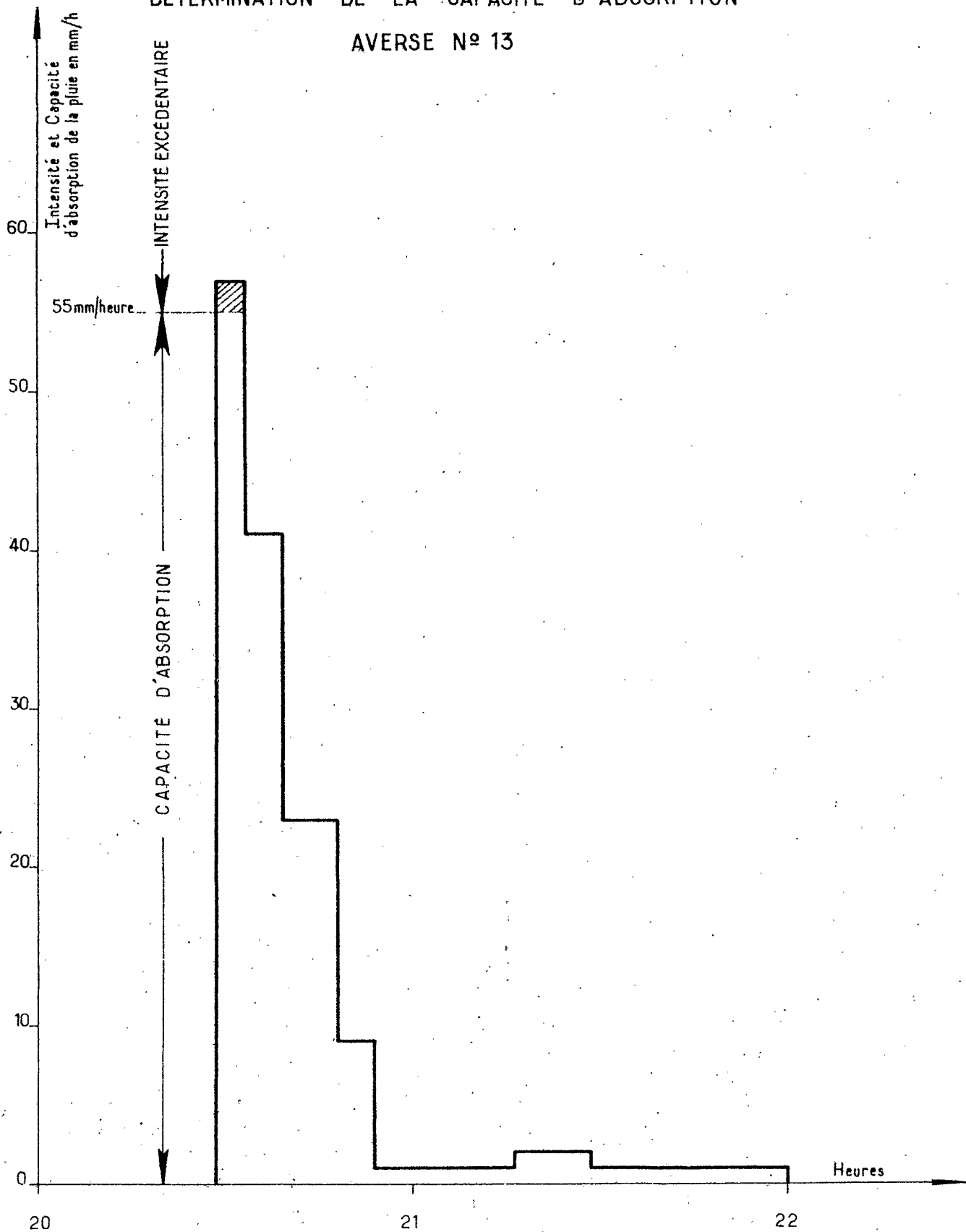
Elle est séduisante. Considérons une averse de courte durée, type tornade par exemple. Une partie très importante de l'averse est absorbée par interception ou infiltration ; il reste une faible partie correspondant à la pluie nette ou excédentaire dont la hauteur multipliée par la surface du bassin est précisément le volume de ruissellement. Celui-ci peut être déterminé sur l'hydrogramme comme il a été montré plus haut. On en déduit la pluie nette ou excédentaire (fig. TCH 9096) (rainfall excess). L'horizontale séparant sur le hyétogramme la pluie excédentaire de l'ensemble des pertes définit une ordonnée qui, en mm/heure, définit une capacité d'absorption.

Nous avons tracé une horizontale mais, en fait, la question est beaucoup plus complexe : imaginons une averse de forte intensité durant indéfiniment. Le sol se saturera plus ou moins rapidement et la capacité d'infiltration ira en diminuant. La capacité d'absorption : interception + infiltration, sera maximale au début de l'averse, puis décroîtra jusqu'à

BASSIN VERSANT EXPÉRIMENTAL DE KOUMBAKA II

DÉTERMINATION DE LA CAPACITÉ D'ABSORPTION

AVERSE N° 13



une limite que l'on trouve souvent égale à 3 à 6 mm/heure. Expérimentalement, on trouve le début de la courbe définissant, les variations de la capacité d'absorption avec le temps, par l'examen des averses de très courte durée et très intenses tombant sur le sol sec ; la suite de la courbe peut être devinée grâce à des pointes d'averses se succédant à assez faible intervalle.

Suivant que la saturation préalable est plus ou moins forte, la courbe des capacités d'absorption instantanée doit être plus ou moins décalée vers la gauche de l'axe des abscisses.

En pratique, on considère la moyenne apparente dans le temps de la capacité d'absorption, seule caractéristique qui soit directement accessible, mais comme cela a été indiqué plus haut, on dispose de vagues lumières sur la capacité d'absorption au début et à la fin de l'averse, ce qui facilite les extrapolations.

Tout ce qui précède montre :

- 1°) la caractère très simplificateur de la méthode des hydrogrammes unitaires qui ne s'applique sans aucune difficulté que sur des bassins homogènes avec averse homogène, ou pour de fortes averses ;
- 2°) le caractère complexe de cette notion de capacité d'absorption moyenne apparente C_{am} , notion moins précise et moins sûre qu'il n'apparaît à première vue, c'est pourquoi on abandonne souvent l'emploi de cette capacité d'absorption pour se rabattre sur la notion sans prétention de coefficient de ruissellement sur lequel nous nous étendrons plus loin.

Cependant, dans un certain nombre de cas, elle peut être utile.

b) On devra avoir recours fréquemment au coefficient de ruissellement :

Celui-ci K_r est égal au rapport du volume de ruissellement V_r , au volume de précipitation V_p qui l'a provoqué. Or, V_r , comme nous l'avons vu plus haut à propos des facteurs de l'écoulement, dépend pour un bassin donné :

- de la hauteur de précipitation,
- du diagramme d'intensité de l'averse ou de son intensité maximale,
- de l'état de saturation du sol,
- de l'état de la couverture végétale ou de la saison.

Encore doit-on ajouter que l'état de saturation est caractérisé par des indices différents suivant le sol et le climat. Ceci dans le cas simple où la neige n'intervient pas.

Il s'agit de définir les relations permettant de déterminer K_r pour les diverses valeurs des facteurs énumérés ci-dessus.

On songe immédiatement à utiliser des régressions multiples, malheureusement, le nombre d'averses, donc de points dont on dispose, est presque toujours insuffisant pour effectuer cette opération.

Suivant les types de sol, de couverture végétale et de climat, certains facteurs sont prépondérants et d'autres sans grande influence.

Par exemple, en régions tropicales à sol imperméable et forte pente, les diagrammes d'intensité sont très voisins les uns des autres : en particulier, l'intensité est toujours très forte de sorte que, pour les fortes averses, ce facteur intervient toujours de la même façon. Le facteur essentiel est la hauteur de pluie avec, comme facteur secondaire, l'état de saturation caractérisé par l'intervalle de temps à la première pluie supérieure à 5 ou 10 mm suivant les terrains. On utilise un coefficient de ruissellement $K_r = \frac{V_r}{V_P}$ P précipitation. P peut être remplacé par P_u , précipitation utile (les parties de l'averse à faible intensité étant éliminées) avec $K_{ru} = \frac{V_r}{V_{Pu}}$. On peut également utiliser la pluie efficace avec $K_{re} = \frac{V_r}{V_{Pe}}$.

On est souvent obligé de séparer les averses de la première moitié et celles de la seconde moitié de la saison des pluies, ou les averses d'été des averses d'hiver qui rencontrent des couvertures végétales de densité très différente ou des conditions de saturation générale très différentes. D'ailleurs, il est fréquent que les diagrammes de distribution soient différents pour les deux périodes. En terrain très perméable, ce peut être l'intensité utile ou efficace qui constitue le facteur principal.

En forêt où la couverture végétale régularise en fait le hyéto-gramme, c'est la hauteur de pluie totale qui est le facteur principal, l'intensité importe peu.

Enfin, dans de nombreux cas, c'est l'état de saturation. On a observé, par exemple en Côte d'Ivoire, trois averses de 100 mm qui ont donné lieu à des coefficients de ruissellement K_{ru} de 4,7, 27,2 et 57 % suivant les conditions de saturation. Dans ce cas, on peut adopter comme facteur principal soit un indice de saturation, soit le débit de base.

Comment déterminer le facteur principal :

- 1°) par comparaison avec des bassins expérimentaux étudiés,
- 2°) par examen d'un grand tableau où sont portées toutes les caractéristiques des averses et des crues en résultant, notamment le coefficient de ruissellement.

Une fois ce facteur trouvé, il faut rechercher les courbes de variations de K_r en fonction des divers facteurs. L'emploi des régressions multiples est tentant. Un des procédés les plus simples consiste à chercher à travers le nuage de points représentant les coefficients de ruissellement établis en fonction du facteur principal, la courbe qui s'ajuste le moins mal à ce nuage. Puis on représente le nuage de points des écarts à cette courbe, en ordonnées, avec le facteur secondaire le plus important, en abscisse, et ainsi de suite. Si tout va bien, le nuage de points se rétrécit de plus en plus, on retouche la première courbe, compte tenu des indications des courbes suivantes et on arrive ainsi à la série de courbes de régressions cherchées, mais malheureusement, il est très rare que le nombre d'averses étudiées soit suffisant pour arriver à un bon résultat. On peut alors tracer simplement le premier nuage de points de l'opération que nous venons de présenter, en marquant ces points de façon différente suivant le second facteur et on trace le réseau de courbes qui tient compte de deux facteurs : par exemple, pour terrains tropicaux imperméables, la hauteur de pluie utile P_u et l'intervalle à la pluie précédente t_a . Il reste une honorable dispersion qui tient aux facteurs que nous avons négligés. Il est facile de vérifier ce fait (gr. 14) pour les écarts les plus importants, et on doit le faire.

On extrapole ces courbes pour les conditions de l'averse décennale et en définitive, si tout va bien, on aboutit à une précision de l'ordre de 15 % sur le coefficient d'écoulement pour la crue décennale.

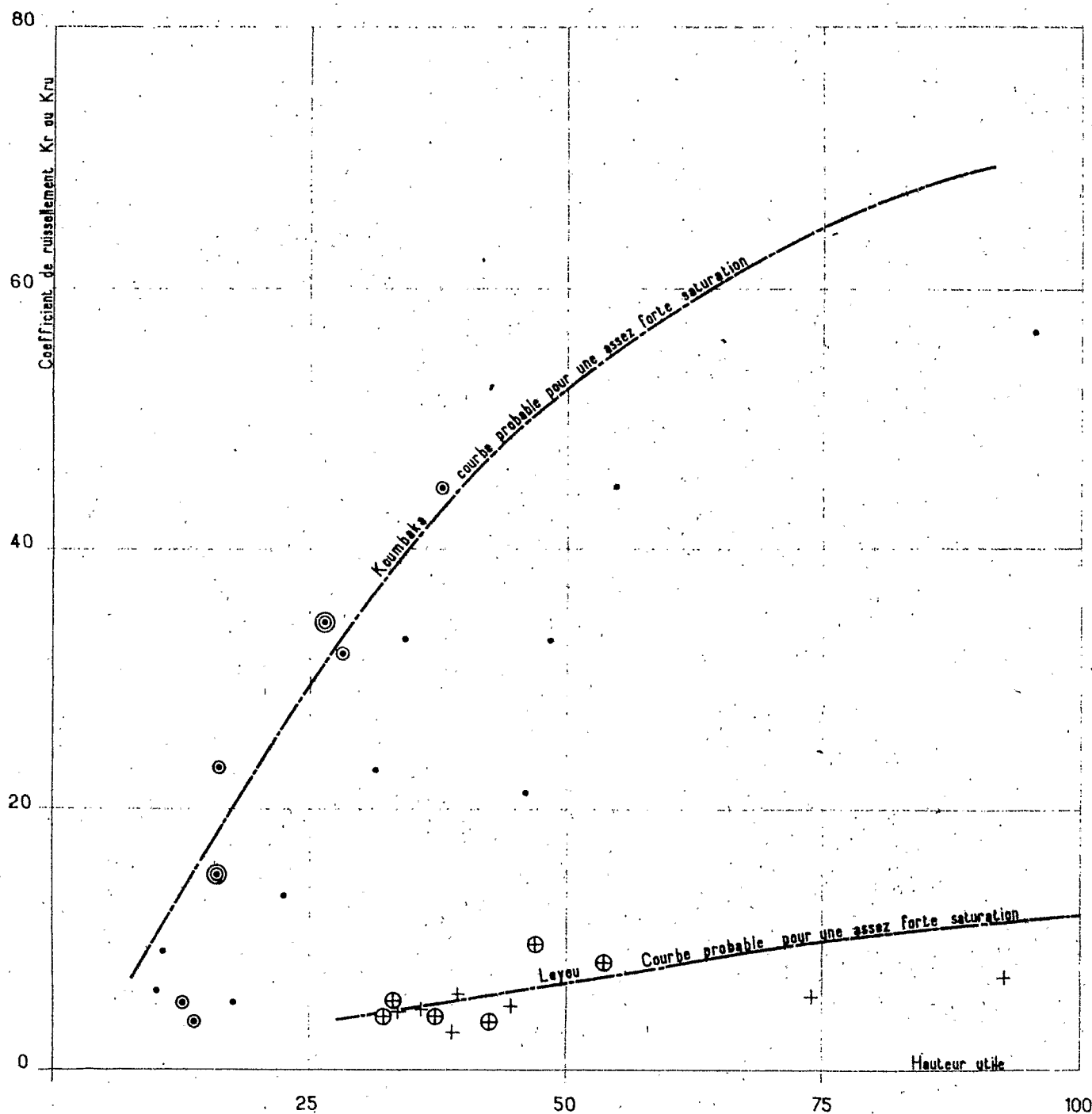
Mais, bien souvent, le nombre de points est insuffisant même pour le procédé simplifié que nous venons d'indiquer. La seule méthode consiste alors à examiner le grand tableau des caractéristiques des averses et des crues avec le plus grand soin. On trouve là tous les facteurs et leurs effets. Avec un peu d'habitude, on arrive à fixer la valeur de K_r qui convient aux différents cas.

La comparaison avec des tableaux provenant d'autres bassins peut être très utile, c'est pourquoi il est prudent de rassembler à l'avance une documentation sur les bassins expérimentaux.

VARIATION DU COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT EN FONCTION DE LA HAUTEUR DE PRÉCIPITATIONS

Koumbaka Kru {
 ⊙ Très forte saturation
 ● Assez forte saturation
 • Saturation faible

Leyou {
 + Assez forte saturation
 ⊕ Saturation faible



K_r étant connu, on détermine V_r .

V_r et la forme de l'hydrogramme sont déterminés, on dispose donc de tous les éléments de la crue décennale. Nous avons beaucoup insisté sur ce type de méthode car il est utilisé pour bien d'autres applications que celle du calcul de crues exceptionnelles et il permet de bien suivre le processus de la formation de l'écoulement.

Si les dimensions du bassin deviennent trop grandes par rapport à la surface couverte par l'averse, la méthode de l'hydrogramme unitaire s'applique mal et on a alors recours à la méthode des isochrones qui la rappelle un peu et que nous décrirons ci-après.

V - CAS des GRANDS BASSINS à REGIMES TRES IRREGULIERS (méthode des isochrones)

C'est le cas par exemple de nombreux fleuves des Etats-Unis. Une étude statistique directe des débits ne conduirait pas, la plupart du temps, à un résultat convenable pour les crues de très faible fréquence, les régimes très irréguliers nécessitant une trop longue période d'observation de sorte que les échantillons sont toujours insuffisants. On s'impose alors une averse maximale définie par sa hauteur maximale, la distribution dans le temps et l'espace. Il en existe des cartes toutes faites aux Etats-Unis. On décompose le grand bassin en bandes correspondant à un temps de parcours donné du ruissellement et l'on calcule la crue correspondant à l'averse maximale par les hydrogrammes unitaires et l'étude de la capacité d'infiltration, et on compose ces hydrogrammes entre eux, compte tenu des temps de parcours pour constituer un hydrogramme synthétique. Des essais sont faits pour des averses et les crues correspondantes réellement observées et une fois la façon de composer l'hydrogramme synthétique mise au point, on extrapole à l'averse maximale, mais il ne faut jamais oublier :

- 1°) que les coefficients d'infiltration observés sont plus faibles que pour les averses les plus fortes connues,
- 2°) que les temps de parcours sont plus brefs.

VI- CAS où le BASSIN N'EST pas CONNU, mais où l'HYDROLOGIE de la REGION a FAIT l'OBJET d'ETUDES APPROFONDIES -

Il peut être intéressant d'utiliser des formules régionales établies pour un certain nombre de stations, en fonction de la superficie du bassin versant. Elles dérivent en général de formules type MYER.

$$Q = C A^\alpha$$

- Q débit en m³/s pour une fréquence donnée (décennale par exemple),
- A superficie du bassin,
- α exposant inférieur à 1, compris entre 0,4 et 0,8.

Cette formule traduit tout simplement les courbes théoriques des débits de crue spécifiques en fonction des superficies des bassins versants qu'on peut représenter sous la forme :

$$q = \frac{C}{A^{(1-\alpha)}} \quad q \text{ en l/s.km}^2$$

$$(0,2 < 1 - \alpha < 0,6)$$

C varie très largement avec le type de sol, de couvert végétal, la pente, etc

avec le climat et surtout le régime de précipitation.

A et α sont donc valables seulement pour des conditions régionales bien déterminées. Il peut être utile de chercher à établir de telles formules pour des régions où on a à réaliser un certain nombre d'ouvrages. On trouvera des courbes représentatives de telles formules dans la Monographie du NIGER Supérieur, Edition 1960. Dans une étude de M. PARDE "Sur la puissance des crues en diverses parties du monde" publiée par la revue espagnole GEOGRAPHICA, on trouve un très grand nombre d'exemples de valeurs de C pour $\alpha = 0,5$, $\alpha = 0,66$, $\alpha = 0,75$.

VII- CAS des GRANDS BASSINS avec TRES PEU de DONNEES -

On utilise alors la méthode des courbes enveloppes, avec en ordonnées les débits spécifiques, en abscisses logarithmiques les superficies des bassins. Pour toutes les stations que l'on connaît dans la région considérée, on trace la courbe enveloppe des fréquences décennales probables et on indique comme on peut la courbe limite parallèlement à la courbe décennale.

VIII- ETUDES COMPARATIVES -

Enfin, on peut classer le régime dans une catégorie connue et examiner les crues de faible fréquence de cette catégorie. Dans la bibliographie existante nous rappelons à ce sujet le livre de M. PARDE, cité plus haut, ainsi que certains manuels américains qui donnent des listes importantes de crues exceptionnelles.

IX - Un DERNIER CAS à SIGNALER, CELUI des COURS d'EAU TORRENTIELS à CYCLONE, en REGION très ERODABLE -

Il se produit dans les gorges des barrages constitués de blocs, de limon, de débris divers entraînés par la crue. Ces barrages cèdent, donnant lieu à des débits maximaux qui peuvent atteindre 10 à 30 000 m³/s par exemple pour des bassins de superficie modérée. Ceci se produit dans certaines régions d'Amérique du Sud par exemple. Dans de tels cas, l'estimation de la crue défie les méthodes statistiques exposées plus haut. Il faut toujours vérifier si la région étudiée n'est pas sujette à de telles crues.