

La méthode SPEED (Système Probabiliste d'Etude par Evénements Discrets), développée par SOGREAH, est fondée d'une part sur une analyse particulière et régionale des pluies et, d'autre part, sur la relation mise en évidence par SOGREAH entre pluie et débit de crue.

La relation pluie-débit à l'échelle d'une crue de période de retour T fait intervenir les variables suivantes :

- le débit de pointe Q_T (en m^3/s) de la crue,
- le volume de la crue V_T (en millions de m^3),
- le temps de base de la crue T_b (en heures),
- la pluie journalière P_{jT} (en mm) telle que mesurée au pluviomètre,
- la pluie de durée t_e , $P_T(t_e)$ (en mm), mesurée au pluviographe,
- le temps de concentration t_c du bassin (qui est une constante, en heures),
- la superficie S du bassin versant (en km^2),
- la lame ruissellée en crue R_T (en mm) : $R_T = 1000 V_T/S$.

Physiquement, une pluie $P(t_e)$ provoque une crue de volume V et de débit de pointe Q : t_e est le temps de pluie efficace, c'est à dire qu'il y a ruissellement sur le bassin pendant la durée t_e .

Les relations ci-dessous sont toutes très classiques :

Théorie de l'hydrogramme unitaire :

- Il existe un temps caractéristique du bassin versant, le temps de concentration t_c .
- $T_B = 1000 V/1,8Q$ est le temps de base de la crue triangulaire équivalente.

ce qui signifie qu'à un accroissement de la pluie de durée efficace t_e , le bassin répond par un accroissement proportionnel des débits de la crue, sans changement du temps de base T_B .

- $T_B = t_e + t_c$ ne dépend pas de la quantité de pluie efficace $P(t_e)$.
- $T_B = 2 t_c$ pour les phénomènes exceptionnels ($t_e = t_c$).

Il existe donc un hydrogramme type des crues exceptionnelles.

Théorie du Gradex :

Elle relie les forts volumes de crue aux fortes pluies par :

$$R_t = P_T(t_c) - P_0(t_c) \text{ si } T > T_0$$

la loi probabiliste des lames d'eau ruisselées est parallèle à celle des pluies dès que le temps de retour est supérieur à T_0 (alors $t_e = t_c$).

Loi intensité-durée-fréquence :

Pour des pluies cycloniques pures (dépressions océaniques ou cyclones tropicaux) on observe :

$$P_T(t) = a. P_{jT}.t^{0,4} \quad (a \text{ vaut souvent } 1/3).$$

où

$P_T(t)$ = pluie de durée t et de période de retour T .

P_{jT} = pluie journalière de même période de retour.

Remarques :

- *Le dépouillement des pluviogrammes pour l'étude des relations intensité-durée-fréquence est une tâche particulièrement délicate. Beaucoup d'études basées sur des dépouillements faux donnent des résultats erronés.*
- *D'autre part, il convient dans certaines régions de séparer les pluviogrammes de pluies cycloniques des enregistrements de pluies d'origine convective. Quand un régime de pluies cycloniques existe dans une région (c'est le cas de la France), c'est ce régime qui provoque les crues de forts temps de retour, quelle que soit la taille du bassin versant, sauf en cas de bassin imperméabilisé (hydrologie urbaine).*

Formule de temps de base :

$$T_B = k.S^{0,417}$$

Cette dernière formule n'est pas classique, mais peut être rapprochée de la formule de Kirpich donnant le temps de concentration $t_c = K.(L/\sqrt{S})^{0,77}$, avec L = longueur du thalweg principal en km. Le calcul de T_B par les deux formules (avec $T_B = 2 t_c$) fournit des résultats extrêmement proches.

La combinaison de ces différentes formules conduit à :

$$Q_T = \frac{S^{0,75}}{12} (P_T - P_0) \quad \text{si } T > T_0$$

Cette formule est extrêmement stable d'un bassin à l'autre bien que les paramètres d'ajustement des quatre formules soient très variables suivant les régions.

Quand on dispose de données concomitantes de pluies journalières sur le bassin et de débits de pointe de crue à l'exutoire, on compare graphiquement les quantités P et $12.Q/S^{0,75}$: on

trouve systématiquement (dès que T dépasse une certaine valeur T_0) une droite des crues parallèle à celle des pluies (ce qui justifie le coefficient 1/12) et décalée de P_0 . Cette relation probabiliste permet de déterminer P_0 bassin par bassin.

On a vérifié expérimentalement que cette formule est valable pour des bassins versants tout petits et jusqu'à des bassins de 500 à 1000 km², voire plus (comme pour la méthode du Gradex).

Il faut remarquer que, dans cette formule, P_T est la pluie journalière afférente à un pluviomètre particulier, dit pluviomètre caractéristique du bassin.

Enfin, pour $T < T_0$, on effectue l'ajustement direct à partir des observations (après correction des erreurs d'échantillonnage). En effet, pour ces épisodes de période de retour relativement faible, une partie de la pluie tombée sert à remplir la nappe et les flaques de surface (théorie des "aires contributives").

On a pu déterminer que le paramètre P_0 prend, en France, une valeur souvent proche de 60 mm, hors bassins karstiques. P_0 dépend de la nature du sol, de son degré d'altération et de l'épaisseur de la couche altérée.

On voit que l'on obtient une formulation probabiliste du débit de pointe Q_T en fonction de la superficie qui :

- est très proche de l'ancienne formulation SOGREAH ($Q = A.S^\alpha$ avec α compris entre 0,75 et 0,8),
- fait intervenir directement la pluie journalière P_{jT} ,
- est compatible avec les deux théories les plus vraisemblables en hydrologie, Gradex et hydrogramme unitaire.