

IRRÉGULARITÉ TEMPORELLE DES COURS D'EAU ET LES FACTEURS QUI LA CONDITIONNENT

J. RODIER

Ingénieur en Chef à Électricité de France
Chef du Service Hydrologique de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique
Outre-Mer

Les régimes hydrologiques présentent des variations annuelles de débits qui se reproduisent plus ou moins régulièrement suivant les climats. Il est rare qu'on ne retrouve pas au moins une saison où les crues sont peu fréquentes et une autre pendant laquelle la probabilité des débits élevés est nettement plus forte que pour les autres saisons. Dans la pratique, le régime hydrologique est caractérisé par un certain nombre de grandeurs dont certaines définissent les variations saisonnières : le débit moyen annuel ou module, les débits moyens mensuels, les débits de crues annuels ou d'étiage annuels, les débits de crues exceptionnelles de diverses fréquences etc... mais il est moins fréquent de voir préciser de façon quantitative les variations du module d'une année à l'autre, et surtout de voir ces variations résumées en un seul chiffre caractérisant l'irrégularité interannuelle.

Cependant, l'intérêt pratique d'une telle notion est indéniable, par exemple, lorsqu'on décide de réaliser un aménagement hydroélectrique dont la production doit être garantie 9 années sur 10, on est conduit au calcul du débit moyen annuel de l'année sèche de probabilité 1/10. La même fréquence est souvent évoquée pour garantir la bonne exploitation d'un réseau d'hydraulique agricole ou le remplissage d'un réservoir. Inversement, la connaissance du débit moyen annuel de l'année humide de probabilité 1/10 ou plus faible est nécessaire pour l'étude de la sécurité d'un barrage. La demande de renseignements de cet ordre visant généralement la fréquence décennale se reproduit si fréquemment qu'il semble utile de porter systématiquement dans un tableau des données hydrologiques d'une station, un index représentant l'irrégularité. Par ailleurs, une connaissance même très imparfaite d'un tel indice est précieuse pour juger de la confiance que l'on peut accorder à des relevés de débits portant sur une assez courte période. Pour un intervalle de confiance donné, plus l'index d'irrégularité sera élevé, plus la période d'observation devra être longue.

Nous allons essayer, dans ce qui suit, de donner quelques indications sur certains index pouvant être utilisés dans la pratique et nous donnerons quelques valeurs de ces index pour divers régimes que nous connaissons, dont la régularité ou l'irrégularité sont notoires dans le monde pour constituer une échelle d'irrégularité qui pourra fournir une base intéressante de comparaison. Nous serions très heureux si d'autres hydrologues pouvaient compléter cette collection par les valeurs correspondant aux régimes qu'ils connaissent bien.

Il est bien évident que la courbe complète de distribution statistique des débits moyens annuels ou des lames d'eau écoulées fournit tous renseignements utiles sur l'irrégularité interannuelle. Notons que très souvent cette distribution est gaussique, sauf pour les débits faibles ou forts de fréquence inférieure à 1/10. Parmi les exceptions, citons les cours d'eau de certaines zones arides et les fleuves traversant de très larges plaines d'inondation écrétant largement les débits très élevés, d'où une courbe de distribution dissymétrique s'écartant fortement de la courbe de GAUSS.

Mais il n'est guère commode de définir un caractère du régime par une courbe et il faut trouver un index. Si l'on peut conserver l'hypothèse d'une distribution normale, le coefficient de variation C_v définit parfaitement l'irrégularité du régime.

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{m}} = \sqrt{\frac{\sum (q_i - \bar{m})^2}{n-1}}$$

O. R. S. T. O. M.

19 DEC. 1963

Collection de Référence

n° B/2655

\bar{m} : moyenne des débits moyens annuels,
 σ : écart-type,
 q_i : débit moyen annuel pour une année donnée,
 n : nombre d'années d'observations.

Le coefficient de variation peut être encore utilisé pour les distributions non gaussiennes, mais il est alors moins intéressant. Cependant, on peut lui faire les reproches suivants: pour un hydrologue non spécialisé en statistique, il n'est pas très «parlant», en particulier, il ne donne pas très rapidement les premiers et derniers déciles, sa détermination n'est pas très rapide, enfin, il est difficile de le déterminer dans le cas de courtes périodes d'observations. Dans ce cas particulier, il semble parfois plus intéressant de déterminer un autre index, le rapport du «débit moyen annuel le plus fort au débit moyen annuel le plus faible», comme on le disait autrefois. Comme cette expression ne peut avoir un sens que si on définit la fréquence des débits moyens le plus fort et le plus faible, on a dû préciser ce rapport en le définissant comme le rapport du premier décile au dernier décile des débits moyens annuels rangés dans l'ordre décroissant. On appelle ce rapport K_3 , K_1 étant le rapport du premier décile à la moyenne, K_2 le rapport de la moyenne au dernier décile. Dans le cas d'une faible période d'observations, un hydrologue expérimenté parvient à déterminer K_3 avec l'aide des observations de cours d'eau voisins et par le moyen d'opérations qui ont fait comparer l'hydrologue à un artiste culinaire. On concevra aisément qu'un tel exercice n'est pas sans risque, mais il est bien utile dans de nombreux cas.

Si la distribution est gaussienne, il existe un rapport simple entre K_3 , la moyenne, et l'écart-type des modules :

$$K_3 = \frac{\bar{m} + 1,28 \sigma}{\bar{m} - 1,28 \sigma}$$

Bien entendu, plus la distribution des modules s'écarte de la distribution normale, plus la valeur de K_3 déterminée par la relation ci-dessus s'écarte de celle estimée directement par la série des modules classés.

Les zones arides fournissent des chiffres records pour l'irrégularité interannuelle. Mais l'estimation précise des index choisis ne peut pas être effectuée, car il est très rare de trouver des observations portant sur de longues périodes sur des cours d'eau des zones les plus arides.

A l'aide des relevés pluviométriques journaliers et des coefficients d'écoulement connus grâce aux études d'hydrologie superficielle en zone désertique, il a été possible de reconstituer une distribution très voisine de celle des écoulements annuels. Considérons par exemple le Massif du TIBESTI au centre du SAHARA, qui reçoit en moyenne des précipitations annuelles variant de 5 mm à 60 mm du Nord au Sud ⁽¹⁾. Certains cours d'eau du versant Nord présentent un écoulement tous les trois ou quatre ans, cet écoulement correspondant à une ou deux ou trois crues. Suivant les années, les crues qui durent de quelques heures à quelques jours admettent un maximum qui varie de quelques centaines de litres à une centaine de m³/s tous les 20 ans et peut-être un millier de m³/s tous les 50 ou 100 ans. En dehors de ces rares crues, le lit est à sec. Il est difficile d'évoquer régime plus irrégulier. Le coefficient K_3 serait infini puisque le dénominateur de ce rapport est nul. Le coefficient de variation C_v serait de l'ordre de 3.

Les cours d'eau du versant méridional du même massif coulent une année sur deux. K_3 est toujours infini, C_v est de l'ordre de 2.

Si on considère des oueds en bordure Sud du SAHARA, entre les isohyètes 1500 et 2000 mm, par exemple le TELOUA qui passe à AGADES, on dispose d'observations directes plus précises qui permettent une reconstitution plus sûre de la distribution,

⁽¹⁾ L'irrégularité des précipitations est telle que la moyenne n'a guère de sens physique.

l'écoulement annuel à la station de RAZELMAMOULMI s'annule une fois tous les 20 ans : on trouve $K_3 = 30$ environ, $C_v = 0,90$ (K_3 calculé à partir de \bar{m} et de σ serait infini).

Notons que si l'estimation était faite un peu plus à l'aval, l'écoulement annuel serait nul plus souvent et K_3 serait égal à l'infini. D'ailleurs, dans ces zones subdésertiques, l'irrégularité interannuelle varie largement, comme le module spécifique d'ailleurs, de l'amont à l'aval du bassin versant, en liaison avec les phénomènes de dégradation hydrographique et d'endoréisme. En général, elle augmente rapidement de l'amont à l'aval. Les parties amont avec un relief assez accentué ruissellent facilement alors qu'au contraire, une partie seulement des crues parvient à l'extrémité aval du lit de l'oued et, dans les parties du thalweg les plus éloignées de la tête du bassin, la fréquence d'un tel événement devient très faible. Dans certains cas très particuliers cependant, le coefficient K_3 peut diminuer vers l'aval, par exemple dans certaines régions semi-arides et assez plates des pays tropicaux où le cours d'eau s'écoule dans un lit bien marqué après avoir traversé de très larges plaines d'inondation où la majeure partie des crues se perd. Dans ces conditions, les très fortes crues sont écrêtées de sorte que le coefficient K_3 reste assez faible, c'est le cas de certains cours d'eau du TCHAD, K_3 est de l'ordre de 8, alors qu'il devrait être voisin de 20.

Mais si l'on met à part les zones arides, K_3 doit décroître légèrement de l'amont à l'aval, dans le cas général et pour des rivières drainant *des bassins à climat homogène*.

Notons que le bassin du TELOUA est favorable au ruissellement pour la région soumise à des précipitations annuelles comprises entre 150 à 200 mm au Sud du SAHARA, l'écoulement est beaucoup plus irrégulier encore dans le cas général de la zone correspondant à cette hauteur de précipitations. En descendant plus au Sud, vers les régimes tropicaux, l'irrégularité ne diminue que lentement pour les cours d'eau de moyenne importance; pour la MAGGIA, par exemple, sous l'isohyète 500 mm, K_3 est encore de l'ordre de 25.

Au Nord du SAHARA, si l'on considère les oueds du Sud du MAROC, on trouve des coefficients d'irrégularité voisins de 15 pour le DRA à ZAOUIA NOURBAZ, $C_v = 0,91$ pour une hauteur de précipitations légèrement inférieure à 200 mm, mais l'altitude élevée du bassin est un facteur de régularité. Comme pour le TELOUA, le coefficient d'irrégularité est certainement plus faible que celui de la moyenne des bassins au Nord du SAHARA.

Les régimes de type méditerranéen sont en général irréguliers. Ils le sont d'autant plus qu'ils correspondent à des régions plus arides. Dans le cas particulier du bassin méditerranéen, cette irrégularité peut être tempérée par des réserves souterraines importantes ou l'apport de massifs élevés moins défavorisés en périodes sèches, c'est pourquoi les index d'irrégularité sont assez variables. De façon générale, le coefficient de variation est compris entre 0,30 et 1, le coefficient K_3 entre 2 et 10, si l'on met à part les zones franchement désertiques du Nord du SAHARA où $K_3 = 20$ à 30 doit être un chiffre courant. En Afrique du Nord, par exemple, les principaux cours d'eau présentent des valeurs de K_3 généralement comprises entre 4 et 8 (C_v compris entre 0,45 et 1). Les distributions ne sont pas normales. De l'autre côté de la Méditerranée, l'irrégularité est un peu moins grande : dans le Sud de la FRANCE et en ITALIE, où on trouve des valeurs de K_3 entre 2 et 4 (C_v varie entre 0,30 et 0,45), K_3 peut descendre exceptionnellement jusqu'à 1,4 pour des bassins très arrosés.

On retrouve, en Méditerranée orientale, des chiffres du même ordre que ceux d'Afrique du Nord. Mais, a priori, ces valeurs sont sous-estimées si on considère des cours d'eau de plaine. Les valeurs calculées correspondent à des stations de jaugeage, donc à des cours d'eau qui, par un écoulement relativement régulier, présentent un intérêt quelconque. Le petit cours d'eau que l'on rencontre le plus souvent à sec avec quelques crues dans l'année doit certainement présenter un régime plus irrégulier que celui de la rivière voisine pourvue, elle, d'une station de jaugeage.

D'autres régions du monde à climat voisin du climat méditerranéen présentent des coefficients d'irrégularité du même ordre de grandeur. Ainsi, dans le Sud de

MADAGASCAR, K_3 est assez souvent voisin de 4. En URUGUAY, le Rio NEGRO avec un C_v voisin de 50% présente une valeur de K_3 égale à 8,8. Les régions de l'Afrique du Sud dont le climat est nettement méditerranéen présentent une très forte irrégularité : on trouve couramment des valeurs de K_3 comprises entre 10 et 20 pour les cours d'eau les plus importants. Pour les rivières calmes, K_3 varie de 3,5 à 5, pour les plus irrégulières, K_3 varie de 100 à 1000. Pour cette dernière valeur, on trouve $C_v = 1,6$. Bien entendu, la distribution n'est pas normale.

Les régimes de la partie de l'Europe Occidentale baignée par l'Océan Atlantique, régimes du type pluvial ou pluvionival, ont une assez bonne réputation de régularité. Cette réputation n'est guère méritée pour les cours d'eau de plaine. La SEINE à PARIS présente une valeur de K_3 voisine de 4 ($C_v = 0,38$), chiffres tout à fait comparables à ceux qui ont été trouvés dans le Sud de l'ITALIE. Sa cousine, la TAMISE, présente une irrégularité interannuelle encore plus forte. La distribution n'est pas gaussienne. On retrouve la même irrégularité, en plaine, dans l'Ouest et le Sud-Ouest de la FRANCE. Les pluies sont bien réparties au cours de l'année, le total annuel ne dépasse pas beaucoup l'évapotranspiration potentielle, l'écoulement superficiel tend à devenir parfois un phénomène un peu marginal d'où sa grande variabilité. Bien entendu, dès que le bassin reçoit une forte partie des précipitations sous forme de neige, l'irrégularité diminue.

Le MASSIF CENTRAL, avec ses fortes pentes, ses précipitations abondantes et un régime nettement pluvionival, donne naissance à des cours d'eau beaucoup plus réguliers avec K_3 compris entre 2,2 et 2,6, même pour le Sud-Ouest du Massif moins arrosé. Le rebord Sud est nettement méditerranéen.

Le régime alpin, surtout celui des Alpes Occidentales, est vraiment régulier, grâce à son caractère nivopluvial, et à l'abondance des précipitations. Les deux fleuves typiques sont le RHIN Supérieur et le RHÔNE.

Le premier, à BALE, présente un coefficient de variation de 0,16 (calculé sur 118 années). La distribution des débits annuels est normale, K_3 calculé avec l'écart-type est égal à 1,51 et il est égal à 1,53 si on le détermine par l'examen des 118 débits classés.

Pour le second, à GENISSIAT, K_3 est égal à 1,64.

Les cours d'eau des Alpes Françaises offrent des valeurs de K_3 comprises entre 1,5 et 1,9; pour les cours d'eau les plus méridionaux, K_3 varie entre 1,8 et 2,2 d'où une valeur de K_3 égale à 2 pour le RHÔNE dans son cours inférieur. La DURANCE, malgré sa mauvaise réputation, ne présente pas une irrégularité interannuelle très élevée : K_3 est égal à 1,65, mais les variations au cours de l'année sont très importantes.

Le régime nival de plaine, tel qu'on le rencontre en RUSSIE, en FINLANDE, en SIBÉRIE et au CANADA, est très régulier d'autant plus que les lacs innombrables atténuent souvent les irrégularités interannuelles. Nous laisserons à des hydrologues qui connaissent bien ce régime, le soin d'en parler.

Une catégorie de régimes assez réguliers est constituée par les régimes tropicaux d'Afrique. La régularité du retour de la mousson conduit à des valeurs assez faibles de C_v et de K_3 .

Au Sud du SAHARA et jusqu'à l'isohyète 750 mm, l'irrégularité reste assez élevée; nous avons dit plus haut que sous l'isohyète 500 on trouvait facilement des valeurs de K_3 de l'ordre de 15 à 20. Mais dès que la hauteur de précipitation annuelle atteint 1000 mm, c'est-à-dire pour le régime tropical pur, la régularité interannuelle devient nettement plus grande (1000 mm correspondent à la moitié de l'évapotranspiration potentielle).

Pour le SÉNÉGAL à BAKEL, $C_v = 0,33$, $K_3 = 2,49$, mais tout le Nord du bassin, peu arrosé, augmente l'irrégularité.

Pour la BÉNOUÉ à GAROUA, $C_v = 0,23$, $K_3 = 1,83$, chiffres correspondant à ceux du régime alpin occidental.

Plus au Sud, on rencontre le régime tropical de transition, encore plus régulier, surtout pour l'OUBANGUI et la SANAGA. On peut ranger dans cette catégorie : le NIL à

ASSOUAN (le NIL BLANC apporte un module presque constant qui n'intervient pas dans l'irrégularité) pour lequel $C_v = 0,20$, $K_3 = 1,68$.

Pour le NIGER à KOULIKORO $C_v = 0,27$, $K_3 = 1,89$

Pour la SANAGA à EDEA $K_3 = 1,3$

Pour l'OUBANGUI à BANGUI $C_v = 0,10$, $K_3 = 1,4$
(1,31 calculé avec l'écart-type)

Les grands cours d'eau de MADAGASCAR (Sud exclu) présentent des valeurs de K_3 comprises entre 1,6 et 2.

Il conviendrait de ne pas généraliser ce caractère de régularité de façon abusive. Il existe des régions « tropicales » peu arrosées, citons l'ÉRYTHRÉE, le Sud de l'ANGOLA, et surtout le Nord-Est du BRÉSIL avec ses terribles « secas » pour lesquels K_3 est très élevé ($K_3 = 15$ pour cette dernière région). Mais dès que la hauteur de précipitation annuelle est supérieure aux 2/3 de l'évapotranspiration potentielle, le régime devient régulier en général.

Mais il n'y a pas que les régions tropicales relativement sèches qui conduisent à des valeurs peu régulières, certains bassins bien arrosés sont au contraire soumis, à intervalles plus ou moins réguliers, à de terribles typhons ou cyclones qui, par les crues torrentielles qu'ils provoquent, augmentent l'irrégularité interannuelle. Sur le versant oriental de la Cordillère Annamitique, par exemple, on peut trouver des valeurs de K_3 dépassant nettement 2, alors qu'un régime d'Afrique boréale de même latitude et avec les mêmes hauteurs de précipitations annuelles devrait présenter des valeurs de K_3 de l'ordre de 1,5.

De même, pour de nombreuses îles situées dans les régions tropicales ou équatoriales, on retrouve des irrégularités assez fortes par suite de l'existence de typhons ou de cyclones. Malgré leur grande dispersion à la surface du globe, ces îles présentent les caractères communs suivants :

- vents dominant : les alizés,
- existence de deux zones à caractères très différents : la zone « au vent » et la zone « sous le vent »,
- relief très accentué,
- précipitations dépassant 4000 mm par an par endroit,
- existence de cyclones ou de typhons.

Nous donnons quelques valeurs de K_3 :

- NOUVELLE CALÉDONIE : $2,6 < K_3 < 4$
- ANTILLES : $K_3 > 2,6$ en général
- RÉUNION : $2,5 < K_3 < 4$.

Bien entendu K_3 est plus faible si l'alimentation par les nappes souterraines devient prépondérante.

On pourrait penser que la régularité sera plus grande pour les cours d'eau de la forêt équatoriale.

La grande forêt humide peut être représentée par l'OGOOUÉ avec un coefficient de variation de 0,17 et une valeur de K_3 égale à 1,6 (K_3 calculé avec l'écart-type serait de 1,55, ce qui montre bien le caractère normal de la distribution).

L'AMAZONE ne présente pas de grandes stations tarées et la difficulté des jaugeages l'explique. Mais les cours d'eau de GUYANE, dont l'importance est très comparable au RHÔNE ou au RHIN, présentent des valeurs de K_3 comprises entre 2 et 2,4, ce qui n'est pas l'indice d'un régime très régulier. Mais dès que la hauteur de précipitation descend au-dessous de l'évapotranspiration potentielle (entre 800 mm et 1200 mm suivant les climats), l'irrégularité interannuelle devient très grande par suite du grand étalement des pluies dans le temps, on le voit très nettement pour certains cours d'eau qui marquent la transition entre régimes équatoriaux et tropicaux et qui sont assez mal alimentés par les pluies comme certaines rivières du Sud du DAHOMEY pour lesquelles $K_3 = 20$. Les régimes sont encore plus irréguliers dans les zones subdésertiques équatoriales situées à l'Est du KENYA.

Citons au contraire une particularité remarquable de certains cours d'eau des plateaux batékés où la perméabilité très forte du terrain, alliée à des précipitations nettement supérieures à l'évapotranspiration potentielle, conduit à des valeurs de K_3 descendant jusqu'à 1,1.

La revue fort incomplète qu'on vient de présenter donne une idée des variations des critères d'irrégularité que nous avons choisis.

Aucun de ces critères n'est parfaitement satisfaisant. La détermination simultanée de C_7 et de K_3 , pour la présente étude, a montré que le coefficient de variation donnait une image trop flatteuse de la régularité du régime dès que la distribution s'écartait de la normale, tout au moins chaque fois que la distribution réelle conduisait à des valeurs fortes, plus élevées que celles correspondant à une distribution symétrique.

Nous avons déjà vu que pour les régimes très irréguliers K_3 devenait vite infini. En outre, un peu arbitrairement, on a fait correspondre K_3 à la fréquence décennale. Mais il est un fait dont K_3 ne rend pas du tout compte : si on considère deux régimes avec des valeurs de K_3 correspondant à 15 ou 20, l'un de ces régimes peut comporter des écoulements nuls tous les 20, 30 ou 50 ans; pour l'autre, le débit pourra devenir faible mais restera assez soutenu. C'est là, d'un point de vue pratique, une différence fondamentale et K_3 n'en rend pas compte. Il est vrai que c'est se montrer bien exigeant que de demander à un seul index de caractériser l'irrégularité interannuelle.

On a eu au cours de ce qui précède quelques indications sur les causes de la plus ou moins grande irrégularité interannuelle. Nous allons les passer en revue ci-après.

Les débits annuels des cours d'eau alimentés en grande partie par des glaciers varient d'une année à l'autre en fonction de la température et de l'insolation. A un moindre degré, ceci est encore exact pour le régime nival.

Mais, dans le cas général, le facteur principal d'irrégularité est l'irrégularité des précipitations (sous forme de pluie ou de neige). Les variations de température ou de nébulosité d'une année à l'autre n'interviennent que comme facteurs secondaires.

Le plus souvent, les années à faible ou à forte hydraulicité proviennent d'un déficit général ou d'un excédent de l'ensemble des précipitations sur une période plus ou moins longue et parfois même tout simplement sur une année. On a donc souvent cherché à relier la valeur de K_3 , correspondant aux débits annuels, à celle de K_3 correspondant aux précipitations annuelles. On a affirmé quelquefois que le coefficient d'irrégularité correspondant aux débits était égal au carré du coefficient correspondant aux précipitations.

Pour un bon nombre de régimes, ceci est à peu près exact, mais avec une forte dispersion due aux conditions particulières de certains bassins et, notamment, à leur constitution géologique. Mais pour d'autres régimes, l'écart est systématique. Pour les cours d'eau tropicaux de transition d'Afrique par exemple, on trouverait des valeurs comprises entre 2,2 et 2,6 alors qu'il a été montré plus haut que K_3 était compris entre 1,3 et 1,9. Par contre, pour certaines variétés de ce climat, avec saison des pluies prolongée et précipitations annuelles plus faibles que l'évapotranspiration, on trouverait des valeurs beaucoup trop faibles : le même exemple du DAHOMEY cité plus haut conduirait à un chiffre de 4 au lieu de 20.

Pour les fleuves équatoriaux bien arrosés, on retrouve le même écart que pour les fleuves tropicaux de transition à précipitations abondantes : pour l'OGOOUÉ 2,25, alors que la véritable valeur est 1,6. Pour les sables des plateaux Batékés, la différence est également très sensible. On trouverait $K_3 = 2,1$ alors que la véritable valeur est 1,1.

L'irrégularité de la distribution des hauteurs de précipitations annuelles n'est pas seule en cause.

De nombreuses recherches de corrélations entre module et précipitations annuelles ont montré que la dispersion était très grande : la principale cause est l'influence de la répartition des précipitations au cours de l'année, laquelle vient se superposer à l'influence de l'abondance annuelle. Il y a donc là un second facteur d'irrégularité qui, bien entendu, a d'autant plus d'importance que les précipitations sont plus étalées dans le

cours de l'année. Le régime tropical pur, avec ses pluies pratiquement concentrées sur trois mois, présente souvent de bonnes corrélations entre pluie annuelle et module et en même temps une irrégularité interannuelle faible. Mais si la saison des pluies s'allonge par trop, et si le total annuel n'est pas très supérieur à l'évapotranspiration potentielle, l'irrégularité augmente, c'est le cas des régions tempérées et de certaines régions équatoriales.

De façon tout à fait générale, l'aridité correspond à une très forte irrégularité interannuelle, mais pour des zones présentant un même caractère d'aridité, l'irrégularité peut être très variable comme peut le montrer la comparaison entre l'Afrique du Nord et l'Afrique du Sud.

Une autre cause d'une assez forte irrégularité interannuelle est l'existence de cyclones ou de typhons avec des précipitations exceptionnelles concentrées sur une courte période. Les écoulements très importants qui en résultent sont responsables de facteurs K_3 égaux à 3 ou 4, alors que l'abondance des précipitations en année moyenne laisserait supposer un chiffre plus faible.

La nature du sol joue un grand rôle. Un sol imperméable ne fait rien pour améliorer l'irrégularité des précipitations. Un sol perméable peut conduire à une forte irrégularité en zone de pertes et à une plus grande régularité en zone de restitution, comme cela a été montré plus haut.

Le rôle de la végétation est moins net : l'écoulement est freiné, mais la consommation des végétaux en rendant plus marginal l'écoulement à la station de jaugeage, risque d'augmenter l'irrégularité.

Quant aux causes profondes de l'irrégularité des précipitations, c'est là une question fort intéressante, qui est sous-jacente à notre sujet, mais nous préférons la laisser traiter par les climatologues, plus compétents que les hydrologues sur ce point.