

L'AMORTISSEMENT des CRUES du LOGONE
en AVAL de LAÏ

par

A. BOUCHARDEAU

Inspecteur Général de Recherches

Le long des 400 km de son cours inférieur, entre LAÏ et FORT-LAMY, le LOGONE présente une suite intéressante de phénomènes amenant une régularisation absolue de son régime en crue. Ces phénomènes, particulièrement importants entre LAÏ et BONGOR, sont de deux natures différentes : déversements ou défluviations et accumulation dans le lit. Tant la qualité précaire des observations en certaines stations que la complexité du problème ont conduit à adopter des méthodes d'analyse des résultats un peu exceptionnelles. Elles permettent d'évaluer grossièrement les surfaces d'inondation des crues et également de calculer de proche en proche, avec une certaine approximation, les débits des stations situées en aval de LAÏ, à partir des débits de cette station, qui fait la transition entre le bassin supérieur et le bassin inférieur.

Le LOGONE à la SORTIE du BASSIN SUPERIEUR

La séparation du bassin du LOGONE en deux zones distinctes n'est pas arbitraire. En amont de GABRIN'GOLO, le relief est partout accentué, des massifs cristallins de l'ADAMAOUA aux plateaux démantelés des KOROS. Au Nord de cette station s'étendent, en pente douce sur le Lac TCHAD situé à 450 km plus au Nord, d'immenses plaines que le LOGONE a balayé au cours des ans.

Nous ne reprendrons pas ici l'étude hydrographique du réseau complexe que forment les effluents du LOGONE, que l'on trouvera dans la nouvelle Monographie en cours d'achèvement. Notre propos est d'analyser les modifications que subit le régime du LOGONE lui-même dans la première partie de son parcours dans les plaines, et d'exposer les méthodes qui ont permis d'analyser ce phénomène.

LAÏ, situé à 20 km en aval de GABRIN'GOLO, est la station de référence contrôlant les débits du LOGONE à son entrée dans la plaine. Elle est observée depuis une vingtaine d'années. Le régime n'a pas encore subi d'altération sensible, malgré la largeur du lit, et les débits à LAÏ sont sensiblement égaux à la somme de ceux de MOUNDOU, situé sur la branche-mère occidentale, le LOGONE proprement dit, et de DOBA, situé plus à l'Est sur la PENNDE.

A LAÏ, le bassin versant est de 56 700 km². Le module de 544 m³/s. Les crues ont atteint au maximum, pendant une période de 20 ans, 3 770 m³/s en 1955, et au minimum 1 518 m³/s en 1951 ; le régime est du type tropical, avec une pointe de crue très nette fin Septembre-début Octobre. Mais une tendance au type tropical de transition se manifeste cependant par une pointe de débit vers fin Août début Septembre, généralement plus faible. Le débit reste presque étale entre ces deux points avec un dernier sursaut du 20 Septembre au 5 Octobre.

Le LOGONE, en amont de LAÏ, est, hydrologiquement parlant, très classique. Il est possible de déterminer son bassin versant, ses coefficients d'écoulement et d'établir des corrélations hydro-pluviométriques. Ces évaluations ne sont plus possibles en aval et, au moins en première approximation, on peut affirmer que seuls des phénomènes d'hydraulique sont en cause dans la modification du régime.

MODIFICATION des DEBITS entre LAÏ et FORT-LAMY

En aval de LAÏ, les modules diminuent progressivement. De 560 m³/s correspondant au module à LAÏ majoré de celui d'un petit affluent la TANDJILE, on passe à 547 m³/s à BONGOR. Sur ce parcours, la différence LAÏ-BONGOR ne fait pas apparaître des pertes comparables à celles qui sont mesurées directement. Il faut sans doute attribuer cette incohérence à l'imprécision du tarage, en particulier à la surestimation relative des débits moyens de BONGOR. Il en est de même pour KOUMI qui accuserait un module de 555 m³/s. Mais à KATOA, il n'est plus que de 445 m³/s, de 395 m³/s à LOGONE-GANA et 402 à LOGONE-BIRNI, malgré la récupération en amont de ces deux stations d'une partie des eaux déversées dans les plaines par la KOUNAMBOU.

En fait, ce sont les débits de hautes eaux qui sont seuls "touchés" par les "écrêtements" dus aux déversements et par l'amortissement des plaines d'inondation.

Ainsi, la moyenne des maximums observés est de 2 475 m³/s à LAÏ contre 2 000 à BONGOR, 1 990 à KOUMI et seulement 1 260 à KATOA. Après une chute continue jusqu'à HOLLON où ils sont réduits à 400 m³/s, les maximums remontent à 900 - 1 000 m³/s à LOGONE-GANA et LOGONE-BIRNI.

La chute des maximums des années fortes est encore plus spectaculaire. En 1955 par exemple, 3 770 m³/s à LAÏ ont donné 2 633 à BONGOR, 1 802 à KOUMI et le même débit qu'en année ordinaire à KATOA (1 281 m³/s) et aux stations plus en aval (GAMSEI-HOLLON). A LOGONE-GANA et LOGONE-BIRNI, les différences de la crue de 1955 avec la crue moyenne sont inférieures à 100 m³/s.

En aval de BONGOR, les écrêtements sont dus visiblement aux déversements ou aux défluviations dans de véritables bras (larges parfois de 30 à 40 m) et les pertes sont très importantes.

En ce qui concerne la section LAÏ-BONGOR, comme il a été indiqué plus haut, nous sommes assez surpris, en fin de bilan, de constater qu'en dépit d'une chute spectaculaire des débits de crue, les volumes annuels ne soient pas effroyablement touchés. Si l'on reprend une année forte, 1955 par exemple où les pertes sont maximales, on enregistre un volume de 22,4 milliard de m³ à LAÏ, 21,7 à BONGOR, 19,2 à KOUMI et 16,0 à KATOA. Il y a donc (en tenant compte de la TANDJILE : $0,42 \cdot 10^9$ m³), une perte de $1,1 \cdot 10^9$ m³ entre LAÏ et BONGOR (sans tenir compte des imprécisions de tarage !) et une perte

(1) Le module de KOUMI n'a été calculé que sur quelques années seulement.

de $5,7.10^9 \text{ m}^3$ entre BONGOR et KATOA. Cette différence entre les apparences et la réalité provient du fait qu'entre LAÏ et BONGOR jouent simultanément déversements et accumulations dans le lit, dans des proportions assez voisines, grâce à un lit majeur très large (3 à 5 km) et surtout à des plaines d'inondation s'étendant très au-delà de ce lit majeur. Au contraire, en aval de BONGOR, le lit majeur est délimité par des endiguements définitifs ou précaires sur les deux rives, séparés de moins de 1 500 mètres.

Le fait que déversements et accumulations sont simultanés entre LAÏ et BONGOR rend l'étude de cette section particulièrement délicate.

Les DEVERSEMENTS dans la SECTION LAÏ-BONGOR

L'étude générale du LOGONE et les projets d'aménagement des plaines situées au-delà des rives déversantes nécessitant des données de base précises, les zones de déversement entre LAÏ et BONGOR ont donc été explorées soigneusement au cours de plusieurs campagnes échelonnées de 1948 à 1966.

En descendant le LOGONE, on rencontre trois zones où les déversements sont particulièrement importants, soit, en comptant les distances à partir de LAÏ :

- 1°) du km 14 au km 25 , la zone SATEGUI-DERESSIA, rive droite,
- 2°) du km 70 au km 71 , la "zone de capture" d'ERE, rive gauche,
- 3°) du km 111 au km 133 , la zone d'alimentation de la BISSIM, en rive droite.

La zone de déversement de SATEGUI-DERESSIA se trouve au départ du "grand courant" qui est lui-même la tête du BA-ILLI du Nord. Rappelons que cette rivière serpente à mi-chemin entre LOGONE et CHARI avant de se perdre dans le YAERE de KATOA. Plus ou moins arbitrairement, on considère la KOUNAIBOU, qui draine ce YAERE et se jette dans le LOGONE en amont de LOGONE-GANA, comme l'aboutissement du BA-ILLI.

Les mesures de débit faites le long de la route LAÏ-BONGOR sur la chaussée et les nombreuses buses alimentant des canaux naturels du grand courant, et la confirmation des résultats ainsi obtenus par les mesures de débits effectuées au "seuil de MAROU" non loin de DERESSIA, à l'origine du BA-ILLI, ont permis d'établir la relation entre les débits de déversements au départ du LOGONE et la hauteur à l'échelle de LAÏ (qui est en relation directe avec la hauteur à l'échelle de SATEGUI).

Une formule a même pu être établie :

$$Q = 67 (H_{LAÏ} - 3,60)^{2,35}$$

A ces pertes s'ajoutent, plus en aval entre BOUMO et KIM, des fuites importantes qui se produisent lorsque le niveau à LAÏ atteint 4,00 m, contre 3,60 m pour le déversement de SATEGUI.

Au total, entre LAÏ et KIM, les mesures directes permettent d'évaluer les pertes en fonction du débit à LAÏ :

Debit à LAÏ (m ³ /s)	1 300	1 553	1 920	2 250	2 700	3 540
Debit des pertes entre LAÏ et KIM (m ³ /s)	0	12	49	92	152	280

On constate qu'en évaluant ces pertes en fonction des débits à LAÏ, au lieu des hauteurs, la relation tend à être linéaire pour les forts débits, ce qui semble justifier une extrapolation facile.

Une partie des débits perdus entre BOUMO et KIM sont récupérés dans la "rivière de DJOUMANE" qui afflue au km 87, nettement en aval d'ERE. Les débits de cette rivière dépendent donc de ceux du LOGONE et sont évalués en fonction des débits d'ERE :

Debit à ERE (m ³ /s)	1 700	2 100	2 500	2 900	3 100
Debit rivière de DJOUMANE (m ³ /s)	0	25	70	137	192

Le courant BOUMO-KIM, prolongé par la rivière de DJOUMANE, échapp donc aux mesures de la station d'ERE.

La "zone de la capture" s'étend d'AMBASGALAO, sur la Basse TANDJILE, jusqu'au village d'ERE. Pour des hauteurs à l'échelle d'ERE de 3,60 m, les canaux de pêche commencent à débiter vers la "dépression ERE-LOKA". Au-dessus de 4,00 m, la submersion de la berge est générale et le débit de perte croît très rapidement. L'étalonnage des débits de pertes du "seuil de capture" (dénommé ainsi en souvenir de l'hypothèse du Général TILHO, qui pensait que le déversement risquait de conduire à une défluviation du LOGONE vers le Mayo KEBI) a été réalisé par quelques mesures

directes, très délicates, qui ont paru être confirmées par les mesures effectuées 80 km en aval sur la KABIA à PATALAO. Cette rivière recueille en effet les eaux de déversement d'ERE. Mais ce contrôle est bien aléatoire du fait que le "flot de capture" s'étale dans une plaine inondée de quelques 200 km² de superficie, où l'on est réduit à des hypothèses en ce qui concerne le bilan précipitations-évaporation. On peut se demander si la correspondance entre les mesures directes à ERE et les débits de PATALAO n'est pas due à la compensation forfuite des erreurs de mesures, des apports ou des pertes du bassin intermédiaire, et de l'amortissement par stockage dans la dépression.

Quoiqu'il en soit, le barème suivant a été établi :

Hauteur à ERE (m)	3,5	3,80	4,00	4,20	4,40
Débit du LOGONE à ERE (m ³ /s)	1 350	1 580	1 780	2 040	2 660
Débit des pertes du seuil d'ERE (m ³ /s)	0	8	30	90	250

Comme dans le cas des pertes entre LAÏ et KIM, l'extrapolation linéaire semble justifiée en exprimant les pertes en fonction des débits du LOGONE à ERE (et non en fonction des hauteurs).

Les pertes de la BISSIM ont été également tarées en utilisant des mesures directes très délicates, sur la berge elle-même où passe la route BONGOR-LAI, mesures qui semblent se recouper avec les débits de la BISSIM à la traversée de la digue de BARYAM sur la route de BONGOR à MITAU. Mais ce contrôle amène les mêmes réserves que pour les précédentes pertes. Le barème est ici le suivant :

Débit à BONGOR (m ³ /s)	1 500	1 700	1 900	2 300	2 500	2 700
Débit des pertes de la BISSIM (m ³ /s)	5	20	45	225	345	473

CONTROLE des DEBITS du LOGONE

Etant donné l'ampleur des modifications subies par les débits de crue sur le parcours LAÏ- BONGOR, qui constitue un bief de 165 km, il est apparu que pour l'analyse des débits de crues il était insuffisant de contrôler les débits seulement aux extrémités, à LAÏ et à BONGOR, où l'on dispose de stations principales soigneusement étalonnées.

A mi-chemin, au km 71, la station d'ERE permet de partager le bief en deux sections. On dispose, à cette station, de lectures assez suivies et peut-être moins mauvaises que ne l'aurait laissé supposer la nature des observateurs. Cependant, les mesures de débits effectuées ne permettent pas un étalonnage utilisable même en tenant compte des mesures faites récemment à KOLOBO quelques kilomètres en aval.

L'étalonnage d'ERE a été réalisé par le calcul en s'appuyant d'une part sur les données de LAÏ et, d'autre part, sur celles de BONGOR, ce qui a permis d'"encadrer" les débits d'ERE. Le calcul n'était évidemment possible que pour les périodes d'étale suffisamment longues, afin que l'amortissement des débits dû au stockage dans le lit entre les stations soit réduit au maximum.

Cette méthode admettait également l'hypothèse que les pertes au niveau des berges du LOGONE étaient correctement évaluées, ce qui, nous l'avons vu, est discutable. Les équations suivantes ont donc servi à "encadrer" les débits d'ERE.

1ère équation :

$$(\text{Débit en amont des pertes d'ERE} = \text{Débit de LAÏ} - (\text{Pertes LAÏ-KIM}) + \text{Débit TANDJILÉ.})$$

Le débit à ERE se déduit du débit en amont des pertes d'ERE en tenant compte des pertes d'ERE calculées suivant le barème d'après les cotes à ERE connues par les observations de l'échelle à cette station.

2ème équation :

$$(\text{Débit à ERE} + \text{débit de la rivière de DJOUMANE}) = \text{Débit à BONGOR} + \text{pertes de LAÏ-BISSIM.})$$

On passera du débit entre parenthèses au débit à ERE en tenant compte du débit de la rivière de DJOUMANE calculé d'après le barème en fonction de la hauteur à l'échelle d'ERE.

La courbe de tarage d'ERE a été tracée à égale distance des courbes calculées à partir de LAÏ et de BONGOR.

On se rendra compte de la "précision" du procédé sur les graphiques des figures 2 et 3.

Sur la figure 2, sont comparées la différence (LAI + TCHOA (TANJILE) - ERE) en période d'étale (donc sans accumulation) et les pertes évaluées d'après les barèmes de mesures directes, en fonction des débits à LAI + TCHOA. On constate que l'écart est très supérieur à l'erreur qui résulterait du tarage de LAI et qui se traduit par une certaine dispersion des points autour de la courbe des différences. Mais l'écart négatif, entre 1 000 et 2 000 m³/s, atteignant 100 m³/s, signifie un apport entre LAI et ERE et non une perte.

Précisons bien que les pertes mesurées directement correspondent à des emplacements bien déterminés où il a été possible de procéder à des contrôles et ceci sur une petite partie du cours. Il est bien entendu qu'en dehors de ces zones, il n'y a pas de départs vers des effluents; mais tout le long du cours il y a pertes par évaporation et infiltration, dont la méthode de calcul par différence des débits à LAI + TANJILE et BONGOR tient compte.

Nous avons fait l'hypothèse que l'apport des précipitations sur le bassin intermédiaire est pratiquement nul et compensé en tout état de cause par l'évapotranspiration. Mais, pendant la période de crue de Juillet à Septembre, précisément lorsque les débits atteignent 1 000 à 2 000 m³/s, les précipitations sont à leur paroxysme sur le bassin inférieur et atteignent 300 à 350 mm par mois, alors que l'évapotranspiration ne dépasse pas 120 mm.

D'autre part, le bassin intermédiaire ne se borne pas, comme il avait paru de prime abord, au lit majeur; il déborde dans des plaines inondées donc drainées par le LOGONE, comme on le verra dans l'étude du "stockage dans le lit", et sa superficie atteint 3 000 km² entre LAI et BONGOR. Le bilan fait donc apparaître un volume disponible, pour les mois les plus pluvieux, de l'ordre de 0,45 milliard de m³, soit, avec un coefficient d'écoulement de 0,50 (sur terrain saturé ou marécage) un débit de 87 m³/s.

A cette époque de l'année, l'influence des pluies sur le lit et les plaines adjacentes expliquerait l'accroissement de débit constaté entre LAI et BONGOR et ceci nous rassure quelque peu sur l'étalonnage de ces deux stations.

Pour des débits à LAI supérieurs à 2 000 m³/s, les pertes évaluées directement deviennent nettement inférieures. A cette époque de l'année, correspondant au maximum, les précipitations sont assez rares et leur influence est tout à fait négligeable, les pertes par évaporation le sont moins. Pour 3 000 m³/s à LAI par exemple, la surface inondée est de l'ordre de 1 600 km² entre LAI et ERE, ce qui correspond à des pertes par évaporation de l'ordre de 60 m³/s. Il faut encore ajouter les pertes par infiltration qui sont, au grand maximum, du même ordre. On verra enfin que les pertes globales

définies par des méthodes plus précises, sont très légèrement inférieures à celles que nous venons d'évaluer, car les eaux ne sont pas tout à fait étales et ce régime pas tout à fait permanent. Au total, pour un débit à LAÏ de 3 000 m³/s, il reste un écart de 100 m³/s non expliqué, pour une perte globale de 550 m³/s, soit 18 %. Cet écart est tout à fait raisonnable, il correspondrait à 3 % d'écart d'étalonnage et il tient probablement aux imprécisions des tarages de LAÏ et BONGOR et de l'évaluation directe des pertes.

à LAÏ

Les pertes globales entre LAÏ et ERE d'une part, ERE et BONGOR d'autre part, peuvent donc être estimées sur les figures 2 et 3. On se souviendra cependant de la part d'arbitraire qui intervient dans le tracé de la courbe d'étalonnage d'ERE, à mi-chemin entre les courbes obtenues par le calcul à partir de LAÏ et BONGOR, répartissant donc par moitié les pertes dans les deux sections. La considération du "stockage dans le lit" fournira une autre méthode d'estimation de ces pertes.

Le "STOCKAGE" dans le LIT

Nous nous sommes placés jusqu'à présent dans l'hypothèse du régime permanent, et pour des conditions existant à l'expiration de périodes d'étales aussi longues que possible.

En régime varié, le problème est singulièrement compliqué du fait de l'accumulation dans le lit et les plaines inondables. Pour un bief fini et un intervalle de temps Δt , l'équation de continuité s'écrit :

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = \sum Q_1 - \sum Q_2$$

en comprenant dans les débits entrants $\sum Q_1$ les affluents, et dans les débits sortants $\sum Q_2$ les pertes. ΔS désigne la variation du volume de stockage dans le bief pendant le temps Δt .

Le volume accumulé ΔS au cours de l'intervalle de temps Δt est proportionnel à la surface inondée A (fonction de la hauteur du plan d'eau) et de la surélévation moyenne du plan d'eau ΔH pendant Δt : $\Delta S = A \Delta H$.

On ne connaît la surélévation du plan d'eau qu'aux stations situées aux extrémités du bief où l'on enregistre Δh_1 et Δh_2 . On appellera leur moyenne Δh .

Dans le lit apparent, ΔH est voisin de $\frac{\Delta h_1 + \Delta h_2}{2} = \Delta h$ lorsque la crue est continue, mais risque d'être différent au moment du passage d'un maximum dans le bief, auquel cas ΔH sera supérieur à Δh calculé. On pourra parer à ce danger en considérant une période Δt assez longue pour que la crue ait le temps de se propager sur toute la longueur du bief. Si, au temps 0 le maximum est à la station 1 et au temps Δt à la station 2, Δh_1 sera négatif et Δh_2 positif. Δh correspond alors bien à la surélévation moyenne du plan d'eau ΔH pendant Δt .

En ce qui concerne le lit majeur et les plaines inondées, il faut tenir compte du fait que le remplissage ou la vidange ne sont pas immédiats.

En cas de crue rapide, la surélévation réelle du plan d'eau dans le lit majeur sera inférieure à Δh . Il en sera de même lors d'une décrue rapide.

Dans la formule, $A' = \frac{\Delta S}{\Delta h}$ sera inférieur à la réalité puisque Δh est supérieur à ΔH vrai.

En revanche, si une période d'étale (ou simplement de gradient de crue ou de décrue moindre) succède à une période de régime varié rapide, il subsistera une dénivellation entre le lit apparent et le lit majeur, et par conséquent un débit de stockage ou de drainage surévalué par rapport au Δh correspondant pratiquement nul, et l'on sera conduit à une aire A surévaluée.

Sans entrer plus avant dans les diverses hypothèses possibles, il ressort de cette analyse que l'évaluation de l'aire d'inondation A par le rapport $\frac{\Delta S}{\Delta h}$, ne peut pas donner de résultats constants, mais que ceux-ci ne sont pas cependant systématiquement estimés par défaut ou par excès.

Pratiquement, les données ont été traitées de la manière suivante.

Les durées de propagation de LAÏ à ERE, et de ERE à BONGOR étant voisines de 5 jours, on a choisi $\Delta t = 5$ jours.

Les moyennes des débits de 5 jours ont été calculées à LAÏ, ERE, BONGOR et TCHOA (TANDJILE) : Q_1, Q_2, Q_3 et T .

Pour la section LAÏ-ERE, les couples $(Q_1 + T - Q_2), \left(\frac{\Delta h_1 + \Delta h_2}{2}\right)$ ont été classés en fonction des débits à LAÏ par tranches de débits de 200 m³/s.

Pour la section ERE-BONGOR, les couples $(Q_2 - Q_3)$, $(\frac{\Delta h_2 + \Delta h_3}{2})$ ont été classés en fonction des débits à ERE par tranches de débits de 200 m³/s.

Pour chaque classe de débits, on a considéré les graphiques représentatifs des couples, des exemples de ces graphiques sont donnés pour des couples particuliers (voir figure 4 pour LAÏ-ERE et figure 5 pour ERE-BONGOR).

Les points représentatifs sont suffisamment nombreux et bien groupés pour les classes de débits compris entre 1 000 et 2 400 m³/s à LAÏ, 1 000 et 2 200 m³/s à ERE, pour tracer des droites moyennes de ΔS en fonction de Δh .

Remarquons immédiatement que ces droites ne passent pas par l'origine du fait que nous n'avons pas soustrait les pertes par déversements. En fait, l'ordonnée à l'origine représente $P \Delta t$, P étant les pertes globales par déversement dans la section en régime permanent.

Si l'on admet que ces pertes sont les mêmes en régime varié qu'en régime permanent, pour un débit moyen donné à LAÏ on pourra calculer le stockage par la formule :

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = Q_1 - Q_2 - P.$$

La surface inondée $A = \frac{\Delta S}{\Delta h}$ sera donc représentée par la pente de la droite multipliée par Δt .

En fait, on conçoit aisément que pour un débit donné à LAÏ les pertes dans la section LAÏ-ERE soient en réalité inférieures en crue à celles du régime permanent puisque le niveau moyen dans la section sera diminué du fait du stockage, et elles seront supérieures en décrue du fait du déstockage ; $Q_1 - Q_2 - P$, et A, sont donc sous-estimés dans un cas comme dans l'autre.

Si l'on accepte de négliger ce phénomène secondaire, cette méthode permet donc d'atteindre d'une part les pertes globales et d'autre part les superficies inondées ; les résultats sont consignés sur les courbes des figures 6 et 7.

En ce qui concerne les pertes, on retrouve à peu près les mêmes résultats qu'avec la méthode utilisant des périodes d'étale (figures 2 et 3), soit, pour 2 500 m³/s à LAÏ, 360 m³/s contre 370 m³/s perdus entre LAÏ et ERE. Entre ERE et BONGOR, la concordance est moins satisfaisante puisque l'on trouve pour 2 200 m³/s à BONGOR (donc 2 400 m³/s à ERE), 200 m³/s de pertes par la méthode des périodes d'étale, contre 270 m³/s pour 2 400 m³/s à ERE. La méthode des Δh est d'ailleurs inapplicable au-delà de la classe 2 200 - 2 400 à ERE, le nombre de points devenant insuffisant (on pourrait l'augmenter en déplaçant l'intervalle et en calculant des moyennes mobiles).

Sur les graphiques des figures 6 et 7 sont représentées, pour les sections de LAÏ et d'ERE, d'une part les pertes en fonction du débit de la station amont et, d'autre part, la superficie des surfaces inondées. Nous rappelons que ces superficies sont sous-estimées. Entre LAÏ et ERE, on trouve ainsi en fonction du débit à LAÏ :

Q LAÏ (m ³ /s)	1 000	1 700	1 900	2 100	2 500
A (km ²)	110	215	432	690	1 120

Entre ERE et BONGOR, les résultats sont les suivants :

Q ERE (m ³ /s)	1 000	1 400	1 800	2 200
A (km ²)	94	390	775	1 520

Ces superficies sont très supérieures à celles du lit majeur, ce qui signifie que la crue s'étend très au-delà des limites de ce lit, dans des plaines inondées bordant le lit.

RECONSTITUTION des DEBITS des STATIONS en AVAL de LAÏ, en FONCTION des DEBITS de LAÏ

L'équation de continuité ne peut pas être utilisée dans ce but. En effet, dans :

$$Q_2 = Q_1 - P - \frac{A \Delta H}{\Delta t}$$

Rappelons que Q_1 comprend l'ensemble des apports des affluents, y compris la TANDJILE T pour le secteur LAÏ - ERE : P et A peuvent être exprimés en fonction de Q_1 , mais si ΔH peut être, avec une plus ou moins bonne approximation, remplacé par $\frac{\Delta h_1 + \Delta h_2}{2}$, il ne peut pas s'exprimer en fonction de Δh_1 seul.

En effet, Δh_2 ne dépend pas seulement de l'intervalle Δt considéré, mais également de l'intervalle précédent puisque, par hypothèse, Δt a été choisi comme voisin du temps de propagation de la crue entre les stations 1 et 2.

Nous avons donc été conduits à rechercher si la différence entre Q_2 et Q_1 , corrigée des pertes par déversement, n'était pas une fonction du gradient de crue à la station amont pendant un intervalle de temps précédant le jour J considéré et d'une durée correspondant à la période de propagation entre 1 et 2. Autrement dit, si i est la durée de cette période :

$$Q_2^j - Q_1^j - P = K (Q_1^j - Q_1^{j-i})$$

Par suite de l'irrégularité des données, il a été nécessaire de les pondérer en opérant sur des moyennes. La relation précédente sera transcrite identiquement, Q_1 et Q_2 étant des moyennes, si la période choisie est de durée i (par exemple 5 jours).

Les résultats sont intéressants : si l'on classe les couples $(Q_2^j - Q_1^j)$, $(Q_1^j - Q_1^{j-5})$ selon des tranches de débits Q_1 (de 200 m³ par exemple), les points représentatifs de ces couples sont bien groupés, mieux que par la méthode des Δh (figures 8 et 9).

Pour un gradient de crue $Q_1^j - Q_1^{j-1}$ ml, le stockage est ml, et $Q_2^j - Q_1^j$ représente les pertes pour le débit Q_1^j entre les stations 1 et 2 dont on a ainsi un nouveau moyen d'évaluation.

Cherchons la signification physique du coefficient K :

$$Q_2^j = Q_1^j (1 - K) + KQ_1^{j-i} - P$$

Si la transmission de la crue dure effectivement le temps i le débit Q_2^j sera, aux pertes près, proche de $Q_1^{j-i} - P$ et l'on aura $K = 1$. Si la durée de propagation est inférieure à i , Q_2^j sera de plus fonction de $Q_1^j - P$. Si la durée est supérieure à i , Q_2^j sera fonction de Q_1^{j-i} et Q_1^{j-2i} , mais certainement pas de Q_1^j . On doit donc choisir a priori un intervalle au plus égal à la durée de propagation de la crue pour que la relation ait un sens.

Pour un intervalle de 5 jours, on trouve que K passe par un maximum : pour la section LAI-ERE, $K = 0,8$ pour 2 100 m³/s et pour la section ERE-BONGOR, $K = 0,88$ pour 1 900 m³/s à ERE. Pour des débits supérieurs, on doit, comme nous l'avons vu précédemment, augmenter i , puisque la propagation est d'autant plus longue que le débit est plus élevé, sinon K n'a plus aucun sens, la crue n'ayant pas eu le temps de parvenir à la station 2 (1).

(1) On pourrait aussi faire intervenir un terme supplémentaire en $K' Q_1^{j-2i}$, mais ceci introduit un nouveau paramètre et rendrait le traitement des données beaucoup plus difficile.

Les graphiques des figures 10 et 11 représentent les relations entre les pertes d'une part et le coefficient K d'autre part, et le débit de la station amont.

Il se trouve que sur ces 4 graphiques, les points représentatifs sont relativement bien groupés et semblent permettre des extrapolations linéaires pour les débits de pertes en fonction du débit à la station amont.

Cette méthode permet donc de déterminer les pertes entre stations en ayant conscience des écarts dus aux tarages de LAÏ et de BONGOR, la durée de propagation moyenne pour un débit donné et le coefficient K correspondant.

Inversement, à partir de débits connus à LAÏ Q_1 , on pourra, à l'aide de la durée i , du coefficient K et de la courbe des pertes, calculer les débits d'ERE par la formule :

$$Q_2^j = Q_1^j (1 - K) + K Q_1^{j-1} - P$$

La méthode n'est susceptible de fournir que des moyennes. Ceci est suffisant si la durée ne dépasse pas 5 ou 6 jours, les débits de crue moyens de 5 jours étant voisins, à ERE et à BONGOR, du maximum lui-même.

CONCLUSION

Si l'on peut considérer le système formé par le réseau hydrographique du LOGONE et de ses défluentes comme hydrauliquement bien défini, et si l'on peut admettre que les facteurs climatologiques n'ont qu'une influence secondaire sur le régime de ce système, il est possible de déterminer les crues en chaque point du système à partir des seuls débits de LAÏ.

Nous sommes, hélas, assez loin d'avoir réalisé un modèle de ce genre et devons nous contenter de méthodes rustiques appliquées aux secteurs les mieux étudiés. Par contre, ce procédé analytique a l'avantage de ne pas cumuler les erreurs faites sur les différences de débits de chaque période, comme ce serait le cas des méthodes du type Muskingum.

Dans une section telle que le tronçon LAÏ-BONGOR, le régime se modifie profondément. Les déversements provoquent des pertes de débit uniquement fonction du niveau du plan d'eau, donc du débit ; les pertes par stockage dépendent simultanément du niveau du plan d'eau et de son gradient de variation, et s'annulent en même temps que ce gradient. Lorsque ces pertes jouent simultanément, il est difficile de les séparer ; les méthodes indiquées donnent le moyen d'y parvenir.