

REMARQUES SUR L'HYDROGRAMME DES SOURCES KARSTIQUES SIMULE PAR MODELES MATHEMATIQUES

par

L. KIRALY et G. MOREL

1. Introduction

L'estimation, même approximative, de la structure du champ des perméabilités dans les aquifères karstiques est un des buts importants de l'hydrogéologie des roches carbonatées.

Généralement, on schématise la distribution des perméabilités dans le karst par un réseau de drainage connexe, très perméable et de faible volume, drainant des "blocs" peu perméables, mais de volumes très importants (voir, par exemple : DROGUE, 1971; SCHÖLLER, 1967; TRIPET, 1972; KIRALY, 1975).

Etant donné que la réaction d'une source karstique à une alimentation donnée (averse, etc.) est, entre autres, fortement influencée par la distribution des propriétés physiques de l'aquifère, il nous paraît intéressant d'examiner la possibilité d'utiliser l'hydrogramme des sources pour estimer, indirectement, l'importance relative du réseau karstique et des "blocs" peu perméables.

Toutefois, dans la réalité, on ne connaît pas la forme exacte du réseau très perméable, ni l'influence relative que pourraient

avoir sur l'hydrogramme des sources les autres "facteurs" hydrogéologiques, tels que : forme du bassin, alimentation hétérogène de la zone saturée, exutoires temporaires de la nappe, etc.

Pour essayer de comprendre l'influence relative de ces différents facteurs sur l'hydrogramme des sources karstiques, nous avons entrepris la simulation, par modèles mathématiques, d'une série de bassins karstiques théoriques. Si l'on peut reprocher à ces bassins théoriques de ne pas "ressembler" aux aquifères réels, ils possèdent l'incomparable avantage d'être tout à fait "transparents" à l'expérimentateur : ce dernier détermine et fait varier lui-même la valeur des perméabilités, la forme du réseau karstique, la distribution spatiale et la durée des alimentations, la forme du bassin et même les lois de l'écoulement souterrain!

Pour chaque "variante" le modèle simule l'hydrogramme des sources et l'évolution des hauteurs de la nappe.

L'analyse des hydrogrammes simulés en fonction des conditions imposées nous montrera s'il y a une chance de trouver des critères d'interprétation relativement objectifs des hydrogrammes réels des sources karstiques.

Dans cette note nous présentons les résultats préliminaires d'une première série de simulations. Le modèle employé est très simple; son but est de mettre en évidence l'influence de l'hétérogénéité de la perméabilité (présence du réseau karstique), du coefficient d'emménagement et de l'alimentation de la zone saturée sur l'hydrogramme d'une "source karstique". Dans les expériences en cours, nous étudions l'influence de la forme des bassins et des réseaux de fissures "emboîtés" à l'aide d'éléments tridimensionnels.

2. Rappels sur les caractéristiques de l'hydrogramme d'une source karstique

Les hydrogéologues ont étudié surtout les courbes de décrue des sources karstiques, c'est-à-dire la partie de l'hydrogramme qui s'étend depuis la pointe d'une crue jusqu'au début de la crue suivante.

La courbe de décrue peut être décomposée en une partie non-exponentielle où le débit diminue très rapidement (la décrue proprement dite) et en une partie approximativement exponentielle où le débit diminue relativement lentement (la "courbe de tarissement").

Si l'on représente le logarithme du débit (Q) en fonction du temps (t), la courbe de tarissement apparaît comme une "droite" (en tout cas en première approximation), ayant pour équation

$$Q(t) = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t} \quad \text{ou} \quad \ln Q(t) = \ln Q_0 - \alpha \cdot t \quad \text{①}$$

où Q_0 = débit au temps ($t=0$), déterminé par la prolongation de la courbe de tarissement (voir figure 1).

α = coefficient de tarissement de la source.

D'après les travaux de BURGER (1956), SCHÖLLER (1967), BERKALOFF (1967), FORKASIEWICZ et PALOC (1967), DROGUE (1967 et 1973) et TRIPET (1972), la partie non-exponentielle de la courbe de décrue correspond à la vidange du réseau karstique (chenaux ou fissures larges) et la courbe de tarissement exponentielle correspond à la vidange des "petites fissures" peu perméables.

Souvent, on représente la courbe de décrue comme la somme de plusieurs exponentielles (voir figure 1 où chaque exponentielle a son "coefficient de tarissement") et l'on admet, dans l'interprétation, que les exponentielles correspondent à la vidange de fissures de moins en moins perméables ou à différents régimes d'écoulement (SCHÖLLER, 1967; FORKASIEWICZ et PALOC, 1967) : par exemple, à la décroissance de la turbulence dans les grands chenaux.

SCHÖLLER (1967) donne une interprétation simple, plausible et intelligente du coefficient de décrue α :

"Nous voyons donc que la vidange est d'autant plus rapide que α est plus grand, autrement dit que la perméabilité K est plus grande, la porosité m de la roche plus faible, la longueur de la nappe plus petite... Inversement, une faible valeur de α , c'est-à-dire un tarissement lent de la source, indique une perméabilité relativement faible, une grande porosité de la roche, une grande longueur de nappe..."

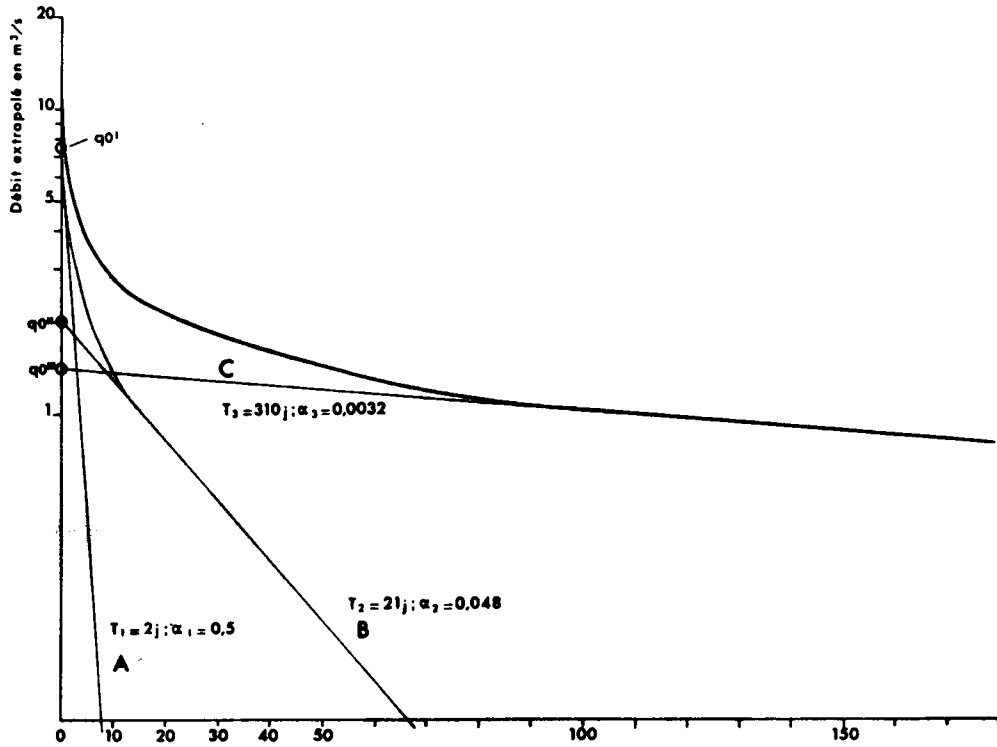


Fig.1- D'après Forkasiewicz et Paloc(1967)

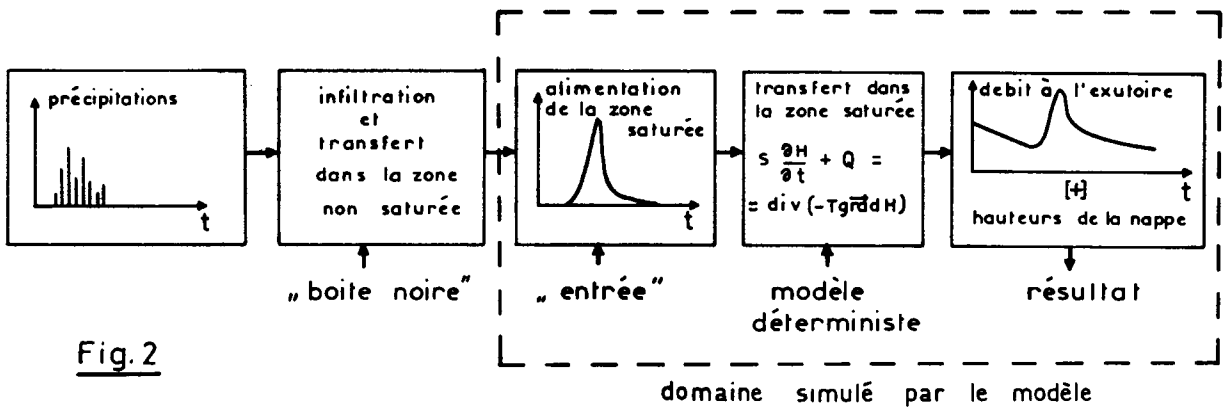


Fig.2

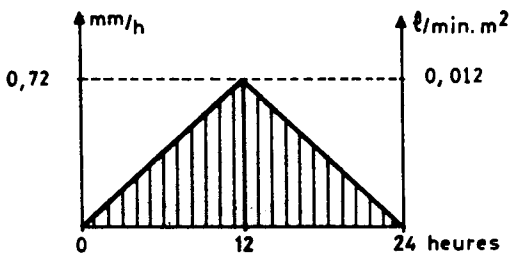


Fig.3

fonction d'alimentation de la zone saturée

La décomposition des courbes de décrues en plusieurs exponentielles montrerait, donc, simplement l'effet de la vidange des diverses catégories de fissures. Pour expliquer les variations du coefficient α d'une année à l'autre, d'une décrue à l'autre, il envisage l'effet des exutoires temporaires, l'effet des liaisons possibles avec d'autres nappes et l'effet de l'alimentation hétérogène de l'aquifère karstique.

DROGUE (1973) représente les courbes de décrue, depuis le début de la décrue jusqu'à la fin du tarissement, par une seule fonction hyperbolique de la forme générale.

$$Q(t) = \frac{Q_0}{(1 + \alpha.t)^n} \quad (2)$$

où Q_0 = débit de la source au temps ($t=0$); généralement 2 à 3 jours après la pointe de la crue.

α et n = coefficients caractérisant la rapidité et la forme de la décrue.

La liaison entre les propriétés physiques de l'aquifère et les coefficients α et n est moins immédiate que dans le cas précédent : c'est un troisième coefficient β qui serait proportionnel au coefficient d'emmagasinement (S), à la superficie du karst (R) et à l'état d'humidité du karst (E) lorsque survient la crue.

$$\beta = \frac{\alpha}{n \sqrt[n]{Q_0}} = f \left[\frac{K}{E.R.S.} \right]$$

Toutefois, il est intéressant de remarquer dès maintenant que le contraste entre "décrue rapide" et "tarissement lent" est d'autant plus important que n et α sont grands.

Dans l'ouvrage cité (DROGUE, 1973) l'auteur étudie la répartition statistique des coefficients α et n pour divers bassins karstiques de la France et il arrive à la conclusion que l'équation 2 représente particulièrement bien les décrues de faible amplitude (Q_0 2-3 m³/s) si l'on choisit $n=0,5$, ainsi que les

décruës plus importantes ($3 \text{ m}^3/\text{s} < Q_0 < 30 \text{ m}^3/\text{s}$) si l'on prend $n=1,5$.

En simulant les courbes de décrue d'un bassin karstique théorique et simple, nous désirons tester un certain nombre des hypothèses mentionnées, en particulier les relations entre classes de perméabilité et décomposition en exponentielles des courbes de décrues.

3. Nature du modèle et des conditions imposées

Le transfert de l'eau entre la surface du sol et l'exutoire de l'aquifère karstique peut être schématisé par la figure 2.

Notre modèle ne simule que le transfert de l'eau dans la zone saturée et nous donnons une forme arbitraire, mais constante, à la fonction d'alimentation de la zone saturée (figure 3).

Il est évident que la forme de cette fonction d'alimentation influence l'hydrogramme à l'exutoire, mais l'effet des différentes fonctions d'alimentation ne sera pas étudié ici.

Le modèle employé est du type "éléments finis" dont le principe et l'emploi sont décrits en détail par ZIENKIEWICZ (1971), DESAI (1972), etc. Il permet de résoudre l'équation différentielle.

$$S \frac{\partial H}{\partial t} + \text{div} (-T \overrightarrow{\text{grad}} H) + Q = 0 \quad (3)$$

pour tous les "points" de l'aquifère en fonction du temps.

Dans l'équation 3 :

S = coefficient d'emménagement

T = transmissivité

H = "hauteur" de la nappe

Q = alimentation

Pour ces premiers essais nous utilisons des éléments bidimensionnels pour simuler les "blocs" peu perméables (nous intégrons la "dimension" verticale par l'emploi de la transmissivité T) et

des éléments unidimensionnels (segments) pour simuler le réseau karstique à forte perméabilité.

La forme de la nappe est approximée par des fonctions linéaires sur les éléments, chaque élément étant caractérisé par sa forme géométrique, par sa transmissivité (T) et par son coefficient d'emmagasinement (S).

La région d'écoulement est représentée sur la figure 4. Elle est composée :

- d'un réseau karstique de géométrie simple
- de six "blocs" peu perméables
- d'une source karstique

L'aquifère simulé a une superficie de 7 km^2 environ, la maille du réseau étant de $1,080 \text{ km}$. Les éléments triangulaires formant les blocs sont disposés de telle façon que l'on puisse simuler les forts gradients dans le voisinage du réseau très perméable.

Les hauteurs de la nappe, ainsi que le débit de la source sont calculés après chaque "pas de temps" (Δt) et la durée de la simulation est de 11 jours après le début de "l'averse".

Pour chaque variante nous imposons une alimentation de 24 heures à intensité variable (voir figure 3) : pendant les premières 12 heures l'intensité de l'infiltration monte de 0 mm/h à $0,72 \text{ mm/heure}$, ensuite elle descend, dans le même temps, à 0 mm/heure . Il s'agit donc d'une "impulsion" triangulaire et le volume total de l'alimentation est de $60'480 \text{ m}^3$ en 24 heures.

Pour certaines variantes (100-7 et 100-9) nous imposons une alimentation hétérogène dans l'espace : 40 % de l'alimentation totale "s'infiltré" directement dans le réseau karstique, simulant ainsi l'effet de certaines formes karstiques superficielles (emposieux, pertes, gouffres) et l'effet d'une concentration des eaux infiltrées déjà dans la zone non-saturée (drainage par des zones plus perméables).

L'importance de cette alimentation "concentrée" de la zone saturée est manifestement exagérée, mais nous voulions simuler des effets "extrêmes".

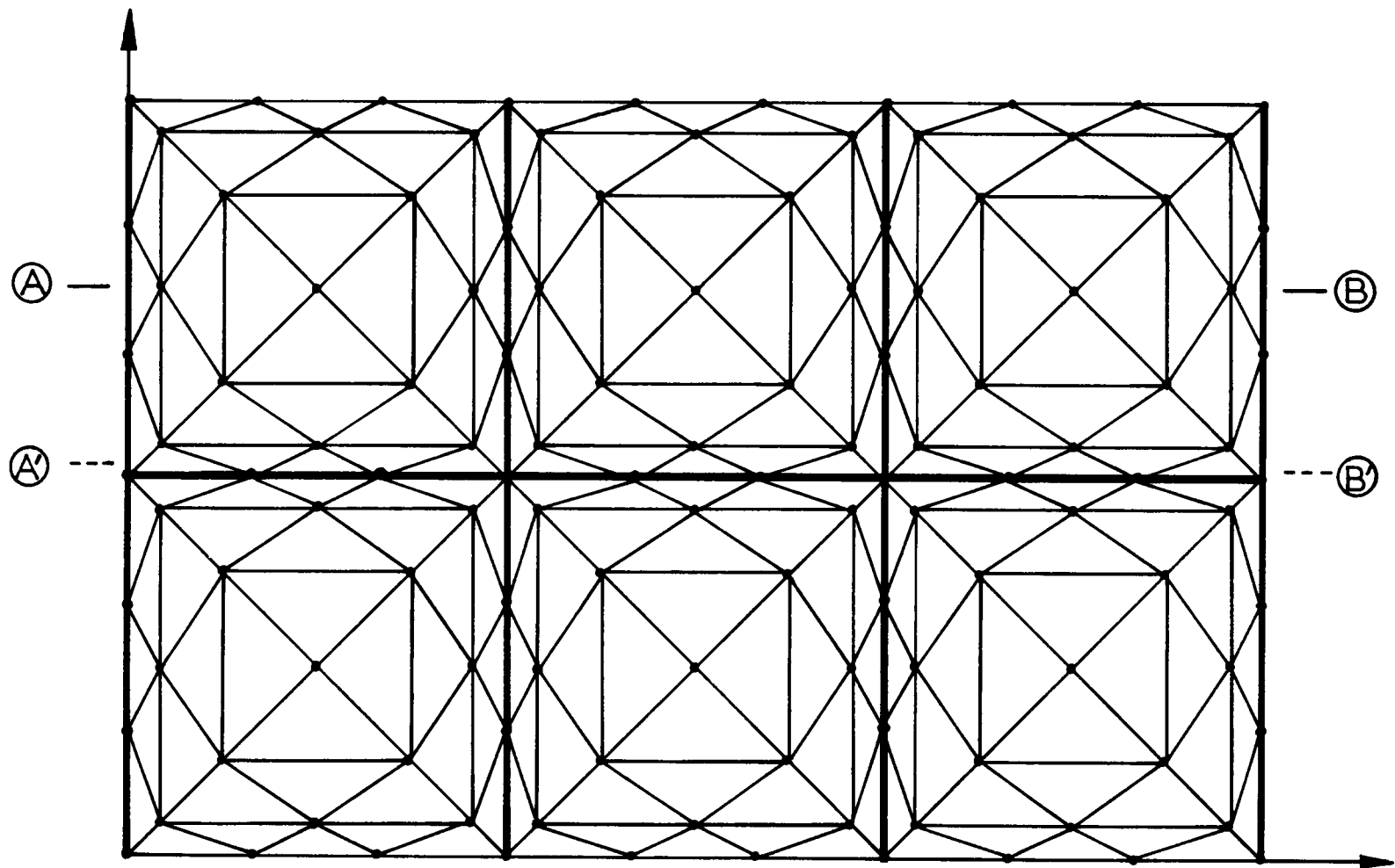


Fig.4

GRILLE DU MODELE MATHEMATIQUE

échelle 1 : 18000

(en traits forts : réseau karstique)

La distribution des transmissivités et des coefficients d'emmagasinement est montrée, pour chaque variante, par le Tableau I :

Tableau I

variante	"Blocs"		"Réseau"		Alimentation	Remarques
	$T(m^2/s)$	S	$T(m^2/s)$	S		
100 - 5	10^{-2}	0,005	10^{-2}	0,005	homogène	← pas de réseau karstique
100 - 6	$5 \cdot 10^{-5}$	0,005	$5 \cdot 10^2$	0,005	"	
100 - 7	$5 \cdot 10^{-5}$	0,005	$5 \cdot 10^2$	0,005	hétérogène	
100 - 9	$5 \cdot 10^{-5}$	0,005	$5 \cdot 10^2$	0,05	"	
100 -10	$5 \cdot 10^{-5}$	0,005	$5 \cdot 10^2$	0,05	homogène	

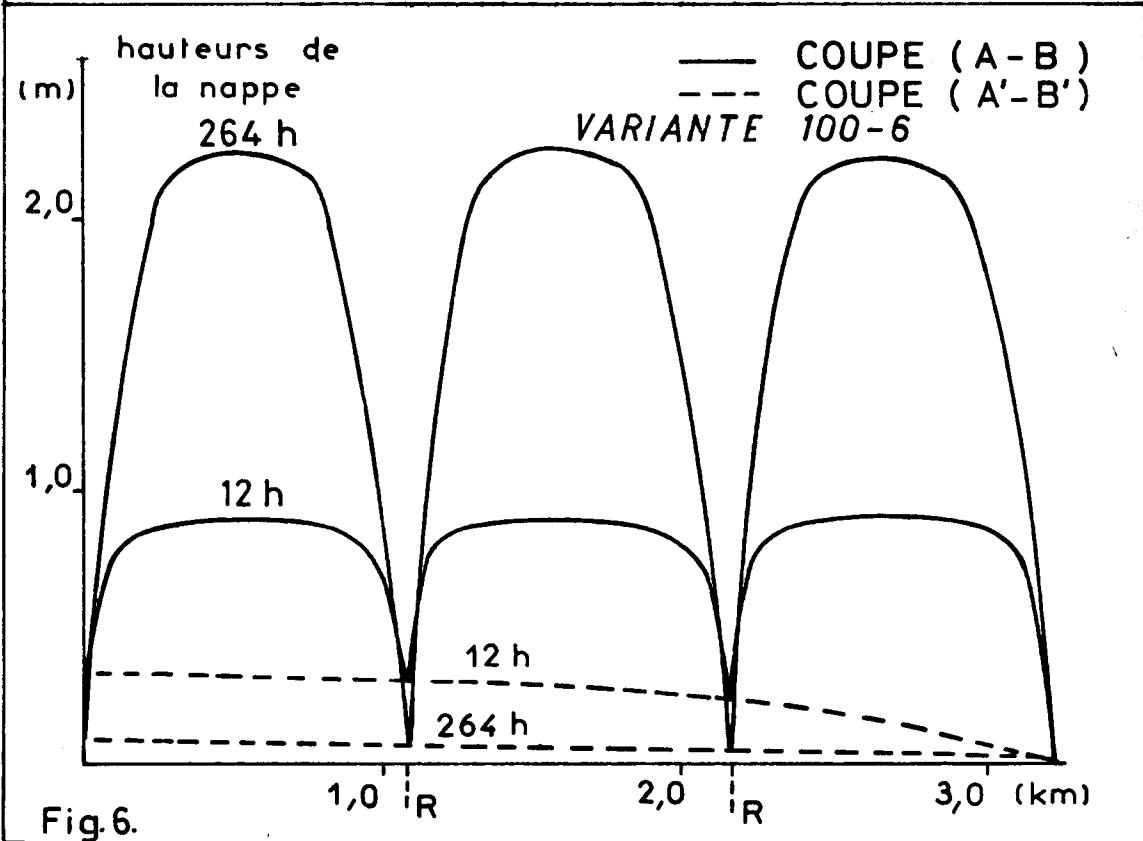
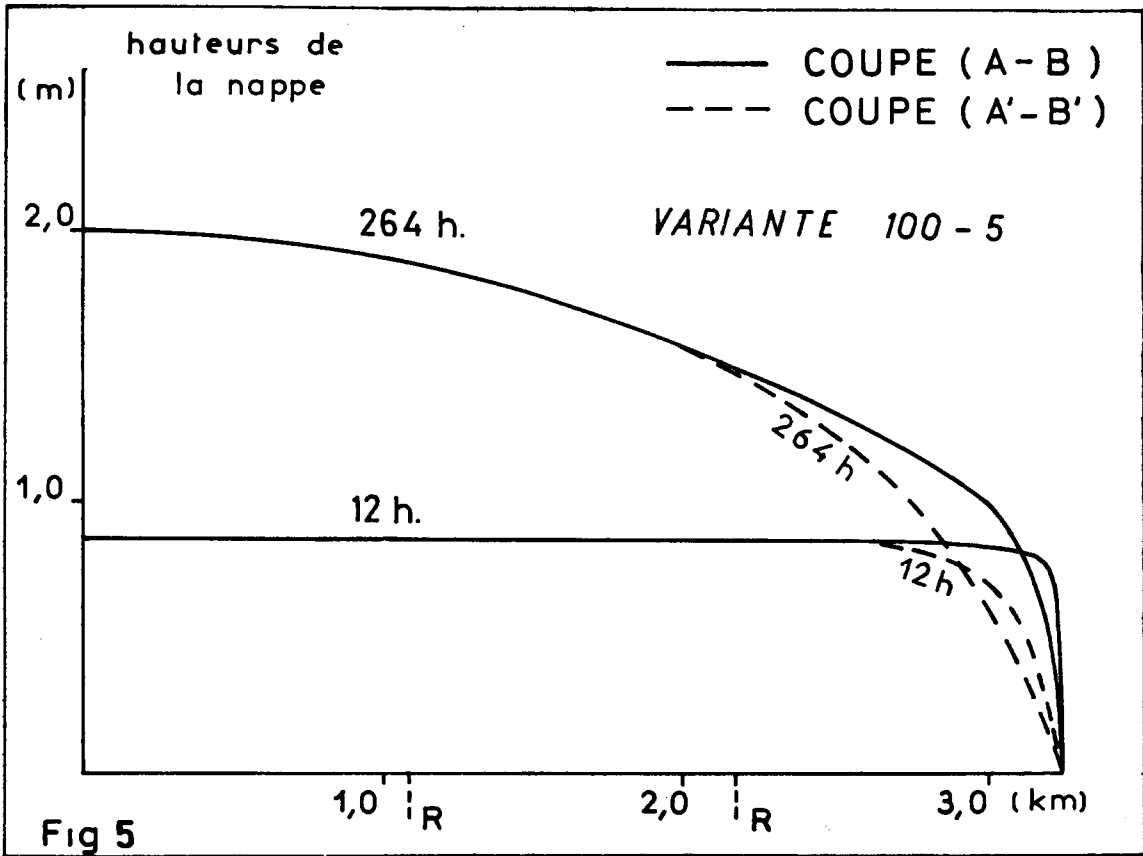
Pour visualiser l'évolution de la nappe nous représentons, en coupe verticale, la surface piézométrique aux temps $t = 12$ heures (milieu de l'alimentation) et $t = 264$ heures (phase de tarissement) pour chaque variante.

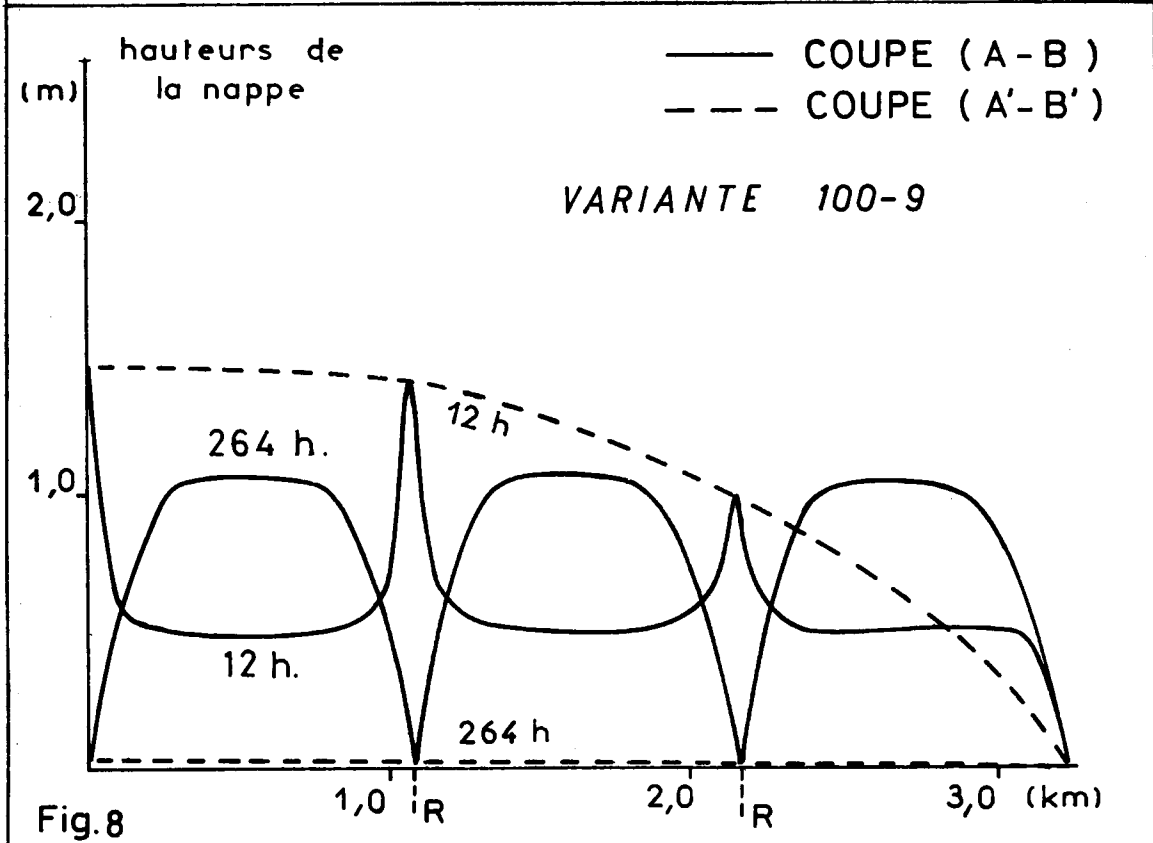
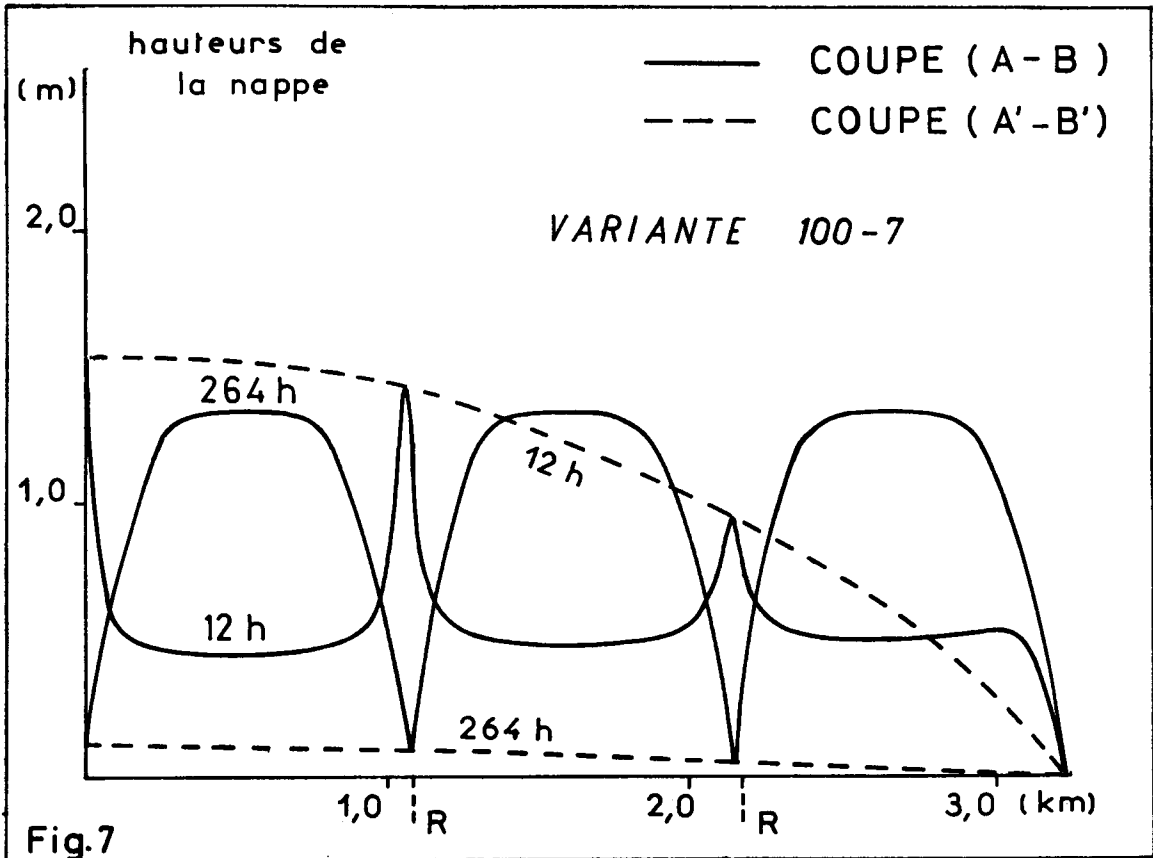
Sur les figures 5,6,7,8 et 9 la coupe A'-B' suit le tracé du drain principal (voir figure 4), tandis que la coupe A-B intersecte à la fois les blocs peu perméables et les branches latérales du réseau karstique (emplacements marqués par "R").

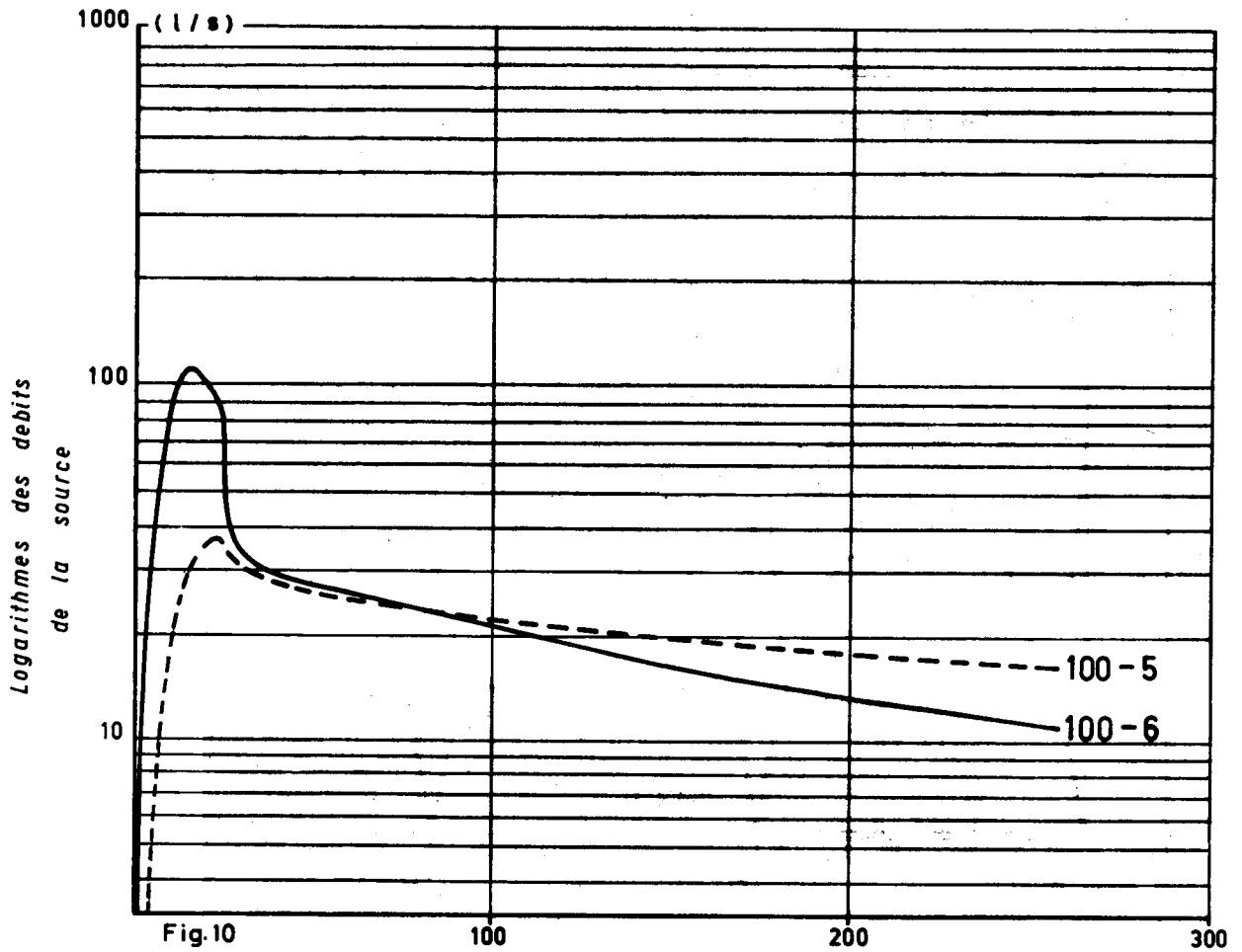
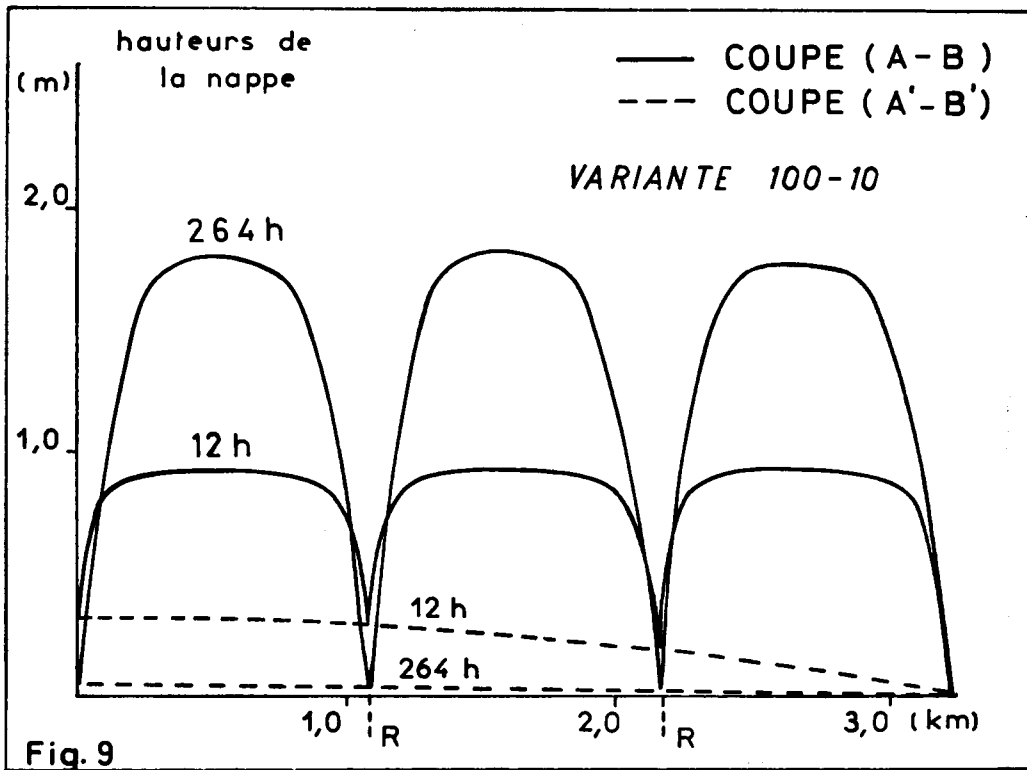
Les hydrogrammes correspondants sont groupés sur les figures 10, 11 et 12.

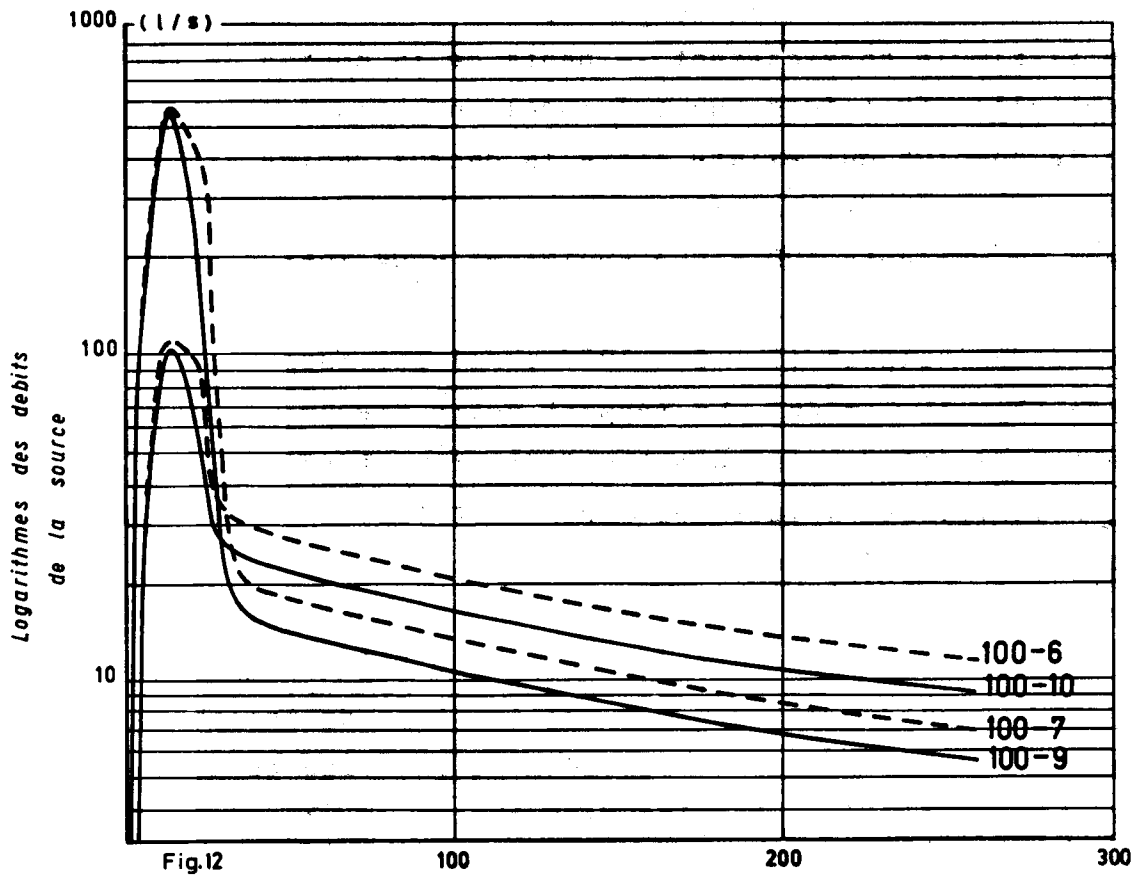
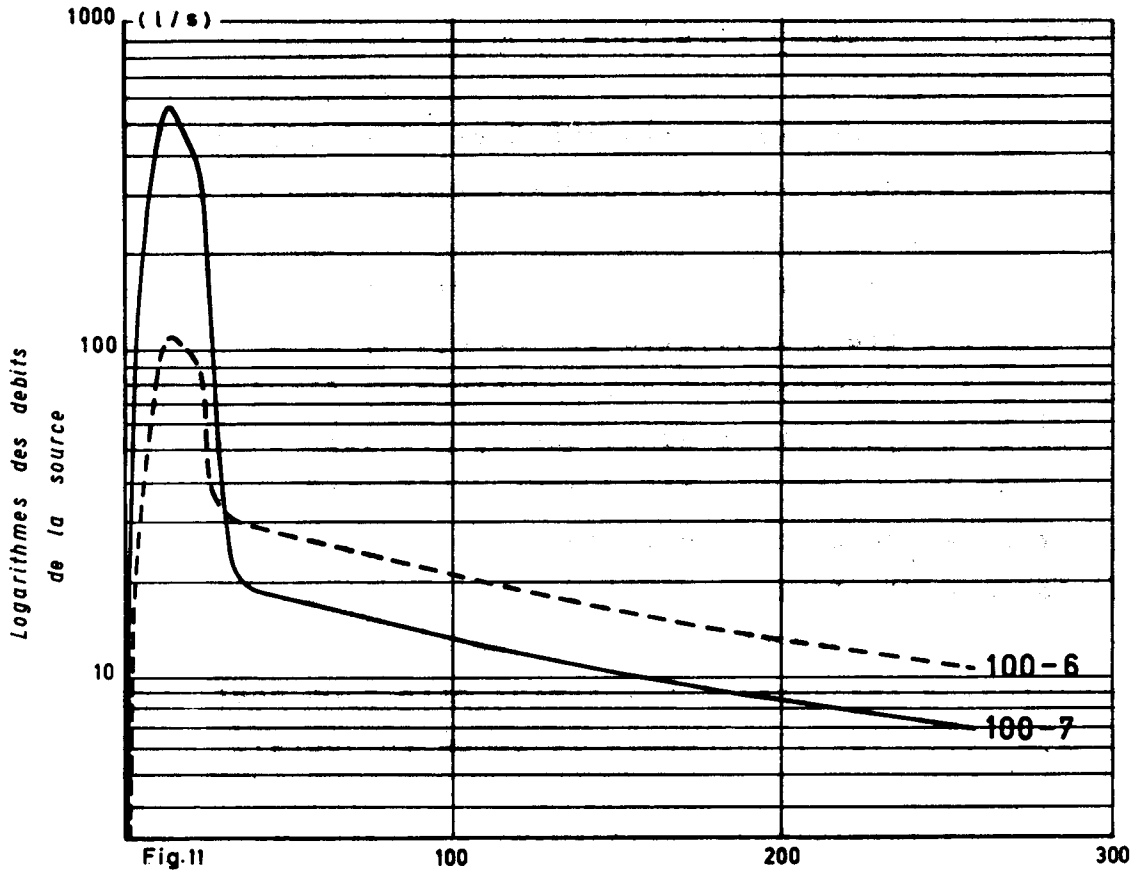
4. Bref commentaire des résultats

Comme on pouvait s'y attendre, les résultats de ces premiers essais ne donnent pas de réponses définitives aux problèmes d'interprétation de l'hydrogramme des sources karstiques. Ils suggèrent, plutôt, d'autres expériences à mettre en route, des directions à suivre, la prise en considération de nouveaux facteurs.









4.1. Influence du réseau karstique

La comparaison des variantes 100-5 et 100-6 (figure 10) montre l'effet de l'introduction du réseau karstique dans un bassin à transmissivité homogène.

Dans la variante 100-5 il n'y a pas de réseau karstique. La distribution des transmissivités est homogène, mais l'exutoire est "ponctuel". La transmissivité est relativement élevée : $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$.

Le pic de l'hydrogramme ainsi que la première partie (non-exponentielle) de la courbe de décrue sont manifestement influencés par la forme carrée du bassin : c'est la propagation, dans le bassin, de la zone d'influence de l'exutoire ponctuel qui détermine la petite décrue non-exponentielle de la source.

La courbe de tarissement proprement dite a un coefficient de décrue $\alpha = 0,036$ (si l'on mesure le temps en jours).

Si nous augmentons la valeur de la transmissivité, le débit de pointe et le coefficient de tarissement augmenteront, bien sûr, et un modèle où l'on a remplacé le réseau karstique par l'emploi d'une perméabilité "équivalente" peut toujours être "réglé" de telle façon qu'il simule correctement la pente de la courbe de tarissement exponentielle. Toutefois, un tel modèle ne simulera jamais correctement le "genou" qui existe entre la décrue rapide et le tarissement lent des sources karstiques!

Dans la variante 100-6 non seulement nous introduisons un réseau très perméable, mais nous abaissons considérablement la transmissivité des "blocs" ($T = 5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) par rapport au modèle homogène ($T = 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$). Le rapport entre transmissivité des blocs et transmissivité du réseau est volontairement exagéré ($T_{\text{réseau}}/T_{\text{blocs}} = 10^7!$). Le "volume" du réseau est très modeste : 1/600 environ du "volume" total du bassin.

Malgré ce faible volume, l'hydrogramme 100-6 (figure 10) montre clairement la phase correspondant à la "vidange du réseau" (diminution très rapide du débit) et la phase de tarissement correspondant à la "vidange des blocs" ou à la "vidange des petites fissures" : la limite entre les deux phases se marque par un "genou" très prononcé de l'hydrogramme.

Remarquons, en passant, le petit "replat" dans la région de la pointe (entre 12^h et 24^h) qui marque l'influence de l'alimentation décroissante de la zone saturée et qui rend la partie sommitale de la courbe de décrue légèrement convexe vers la droite.

La décrue vraiment rapide commence à 24^h quand l'influence de l'alimentation décroissante ne se fait plus sentir. En choisissant la fin de l'alimentation comme l'origine $t = 0$, nous pouvons décomposer la courbe de décrue en trois exponentielles (voir figure 13) et le débit $Q(t)$ peut être calculé par

$$Q(t) = Q_{o1} \cdot e^{-\alpha_1 \cdot t} + Q_{o2} \cdot e^{-\alpha_2 \cdot t} + Q_{o3} \cdot e^{-\alpha_3 \cdot t}$$

où $Q_{o1} = 22,28$ (1/s)
 $Q_{o2} = 9,84$ (1/s)
 $Q_{o3} = 49,38$ (1/s)
 $\alpha_1 = 0,070$ (1/jour)
 $\alpha_2 = 0,413$ (1/jour)
 $\alpha_3 = 13,22$ (1/jour)

Etant donné que l'hydrogramme 100-10 peut être décomposé aussi en trois exponentielles (voir figure 14) nous pouvons conclure que les exponentielles résultant de la décomposition des courbes de décrue ne correspondent pas forcément à diverses catégories de fissures ayant des perméabilités et des porosités différentes!

En effet, nous savons exactement ce que nous avons mis dans le modèle : deux catégories de "fissures", deux sortes de perméabilités. Nous avons quand même trois exponentielles, tout comme FORKASIEWICZ et PALOC (1966) dans la figure 1 ou SCHÖLLER (1966), ce qui montre que l'exponentielle "intermédiaire" ne correspond à aucune catégorie de perméabilité précise.

L'écoulement turbulent ne peut être invoqué, non plus, pour expliquer l'exponentielle intermédiaire : dans le modèle nous n'employons que la loi de Darcy! Nous ne voulons, évidemment, pas nier l'existence de l'écoulement turbulent dans les chenaux karstiques, mais atténuer son importance, seulement, dans l'explication des courbes de décrue. De la même façon, nous ne voulons pas nier

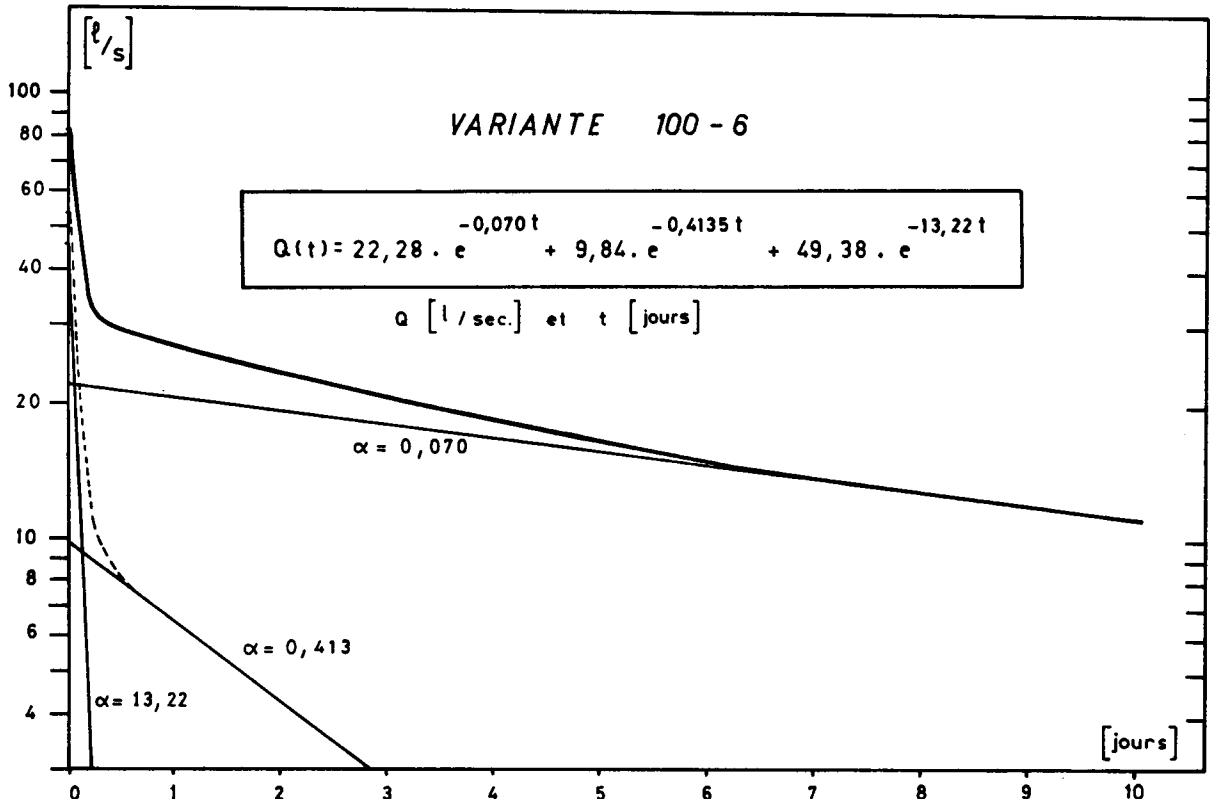


Fig.13

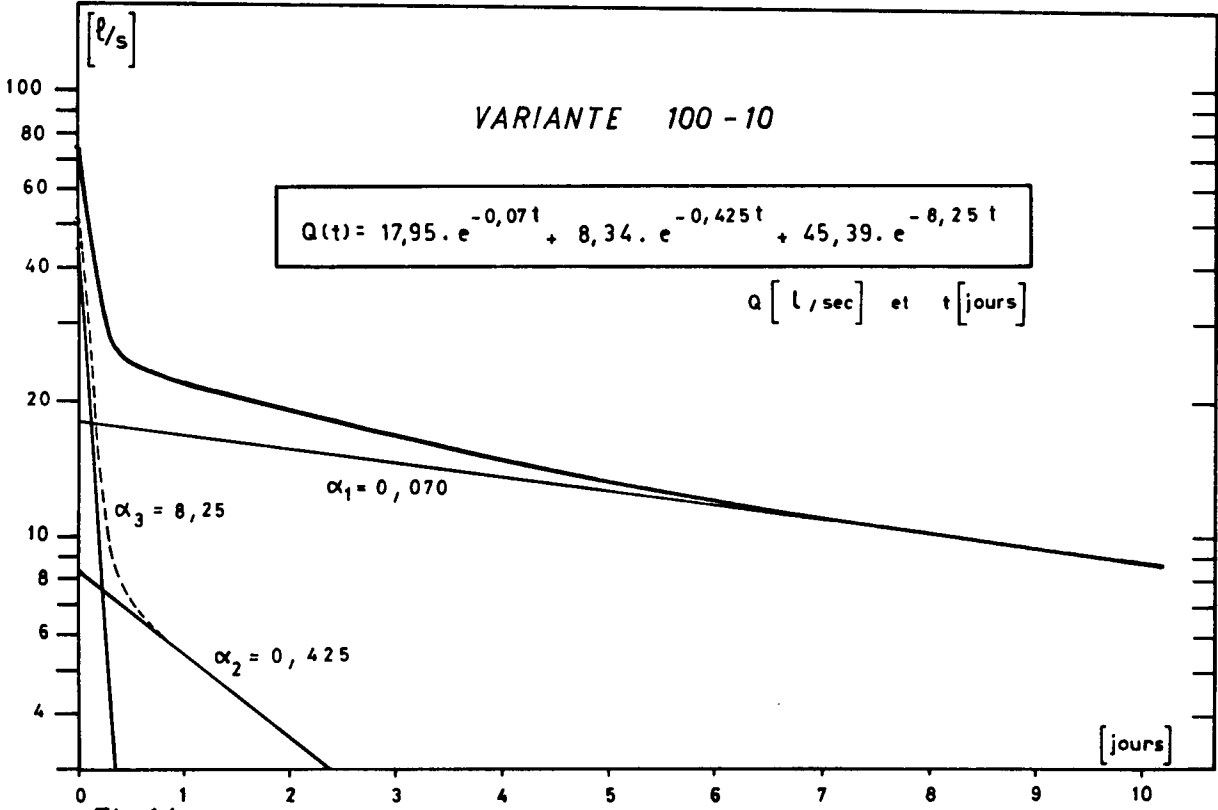


Fig.14

l'existence de plusieurs catégories de fissures ayant, toutes, des perméabilités différentes, mais montrer seulement que la grande subdivision en réseau connexe très perméable et en blocs relativement peu perméables suffit, pratiquement, pour expliquer les caractères les plus importants de l'hydrogramme des sources karstiques.

La première exponentielle de la figure 13 :

$$Q_1(t) = Q_{01} \cdot e^{-\alpha_1 \cdot t}$$

correspond, manifestement, à la vidange des "petites fissures", c'est-à-dire à la vidange des blocs peu perméables car les hauteurs de la nappe ne changent pour ainsi dire pas dans le réseau "karstique". La transmissivité du modèle homogène (100-5) est 200 fois supérieure à la transmissivité des blocs dans la variante 100-6 et, pourtant, le coefficient de tarissement de l'hydrogramme 100-5 est nettement inférieur au coefficient de tarissement α_1 de la courbe 100-6 (figure 10) :

$$\begin{aligned} \alpha(100-5) &= 0,036 & \text{et} & & \alpha_1(100-6) &= 0,070 \\ T(100-5) &= 10^{-2} \text{ (m}^2/\text{s)} & \text{et} & & T_{\text{blocs}}(100-6) &= 5 \cdot 10^{-5} \text{ (m}^2/\text{s)} \end{aligned}$$

Cela signifie que même l'extrémité purement exponentielle de la courbe de tarissement est influencée par le réseau karstique et ne nous renseigne que sur la perméabilité résultante de l'ensemble (réseau/blocs), mais jamais sur la perméabilité des blocs seuls!

La comparaison des coefficients de tarissement $\alpha(100-5) = 0,036$ et $\alpha_1(100-6) = 0,070$ montre, d'ailleurs que le réseau augmente considérablement la transmissivité apparente du bassin.

Si nous voulions simuler, par exemple, la courbe de tarissement exponentielle

$$Q_{01} \cdot e^{-\alpha_1 \cdot t}$$

par un modèle à transmissivité homogène "équivalente", nous devrions admettre des valeurs de $T = 3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ environ, c'est-

à-dire des valeurs 600 fois plus élevées que la transmissivité des "blocs"!

Cela s'explique par le fait que le réseau karstique fonctionne comme un exutoire pour la partie peu perméable du bassin. Si la densité du réseau est grande, la masse peu perméable se vide sur une très grande "longueur" (plusieurs dizaines ou centaines de km) et le débit qui arrive à la source karstique (=exutoire "ponctuel" apparent, car il est le seul visible) reste absolument inexplicable par la perméabilité des blocs seuls si l'on fait abstraction du réseau karstique.

C'est ainsi, par exemple, que les modèles construits avec les valeurs de transmissivités mesurées dans les forages (situés, généralement, dans les "blocs") donnent des résultats désastreux si l'on n'introduit pas un réseau très perméable, même fictif, dans le modèle (voir : TRIPET, 1972; KIRALY et MOREL, 1976).

Toutefois, le rapport entre transmissivité homogène apparente d'un bassin (nécessaire pour simuler le tarissement exponentiel final) et transmissivité moyenne réelle des blocs (mesurée dans des forages, par exemple) nous renseigne indirectement sur la densité du réseau karstique : plus ce rapport est grand, plus la densité du réseau karstique doit être grande. Ce renseignement indirect est très important (même s'il n'est qu'approximatif), car s'il est relativement facile de mesurer la perméabilité des blocs dans les forages, il est pour ainsi dire impossible d'obtenir des renseignements "directs" sur la densité du réseau.

Ainsi, l'utilisation raisonnable des mesures de perméabilité, de l'hydrogramme des sources karstiques et des modèles de simulation déterministes permettent de dépasser le stade des hypothèses invérifiables sur la densité du réseau dans les aquifères karstiques.

Si la transmissivité homogène apparente permet de simuler le tarissement exponentiel final, elle est nettement insuffisante pour simuler l'effet principal du réseau karstique : la "violence" de la crue, le contraste frappant entre décrue rapide et tarissement lent. Ainsi, par exemple, il aurait été impossible de simuler les hydrogrammes de la figure 12 sans l'introduction d'un ré-

seau très perméable dans le modèle. Le contraste entre décrue rapide et tarissement lent augmente considérablement avec le rapport ($T_{\text{réseau}}/T_{\text{blocs}}$) et avec la densité du réseau si l'on garde les autres paramètres du modèle inchangés (alimentation, forme et grandeur du bassin, etc).

La quantification de ce contraste est, évidemment, souhaitable car la comparaison simultanée de plusieurs courbes de décrue serait considérablement facilitée si l'on pouvait quantifier la forme des hydrogrammes et l'importance du "genou" entre décrue rapide et tarissement lent. Ce problème n'est, malheureusement, pas encore résolu de manière satisfaisante et la "représentation paramétrique" des courbes de décrue que nous employons (figure 15) a un caractère tout à fait provisoire, en attendant de trouver mieux. Pour le moment la courbe de décrue est approximée par une fonction du type

$$Q(t) = \frac{Q_0}{(1 + \alpha \cdot t)^n} \quad \textcircled{2}$$

et nous admettons que le produit ($\alpha \cdot n$) caractérise le contraste entre décrue rapide et tarissement lent.

Dans un système de coordonnées $\log(Q_0)$ versus $\log(\alpha \cdot n)$ chaque courbe de décrue peut être représentée par un "point", donc la comparaison simultanée de plusieurs décrues, de plusieurs sources et de plusieurs bassins devient relativement facile.

Sur le diagramme de la figure 15 nous avons représenté les décrues simulées par notre modèle, ainsi que six décrues réelles de deux sources karstiques du Jura neuchâtelois (source de l'Areuse et source de la Noiraigue) ayant des surfaces d'alimentation 20 à 25 fois plus grandes que le modèle théorique. La position relative des points sur le diagramme donne une idée assez juste sur l'influence du réseau karstique, sur l'influence de l'alimentation hétérogène et laisse entrevoir la très grande influence que pourrait avoir l'extension et la forme des bassins sur l'hydrogramme des sources karstiques.

4.2. Effet de l'alimentation hétérogène

Comme nous l'avons précisé au chapitre 3, il s'agit de cette partie de l'alimentation qui arrive directement dans le réseau très perméable, soit par l'intermédiaire de formes karstiques superficielles (pertes, gouffres), soit par suite d'un drainage déjà dans la zone non saturée. Dans les variantes 100-7 et 100-9 nous admettons que 40 % de l'alimentation totale arrive directement, sous forme concentrée, dans le réseau karstique.

La comparaison des hydrogrammes 100-6 et 100-7 montre assez clairement l'influence de cette alimentation concentrée (figures 11, 12 et 15) et l'on imagine facilement les hydrogrammes qui pourraient résulter des alimentations concentrées inférieures à 40 %.

L'évolution des hauteurs de la nappe montre un phénomène intéressant (figures 7 et 8) : en cas d'alimentation concentrée (mais seulement dans ce cas!) le réseau très perméable recharge les blocs moins perméables pendant un temps assez court. Or, cette "inversion de gradient" dans le voisinage des zones perméables est une réalité observée (BERTRAND, MATHEY et MORNOD, 1973) et indique que, lors de la simulation des aquifères karstiques, un certain pourcentage de l'alimentation totale doit être imposé directement dans le réseau. C'est un argument de plus en faveur de l'introduction d'un réseau karstique, même fictif, dans les modèles déterministes.

4.3. Influence des coefficients d'emmagasinement

Dans les variantes 100-6 et 100-7 nous utilisons le même coefficient d'emmagasinement pour le réseau très perméable que pour les "blocs" (il s'agit, bien entendu, de valeurs "moyennes" caractérisant toute l'épaisseur de l'aquifère).

Dans les variantes 100-9 et 100-10 nous admettons que le coefficient d'emmagasinement à la verticale du réseau est 10 fois supérieur au coefficient d'emmagasinement des blocs : $S_{\text{réseau}}/S_{\text{blocs}} = 10$.

L'effet de ce changement sur l'hydrogramme de la source est

montré sur les figures 12, 13, 14 et 15 : le débit de tarissement diminue légèrement, la crue a un aspect plus effilé, plus "pointu" et l'effet de l'alimentation décroissante se fait moins sentir dans la région de la pointe. Puisque la courbe de décrue rapide devient un peu moins inclinée, le contraste entre tarissement lent et décrue rapide diminue légèrement (fig. 15).

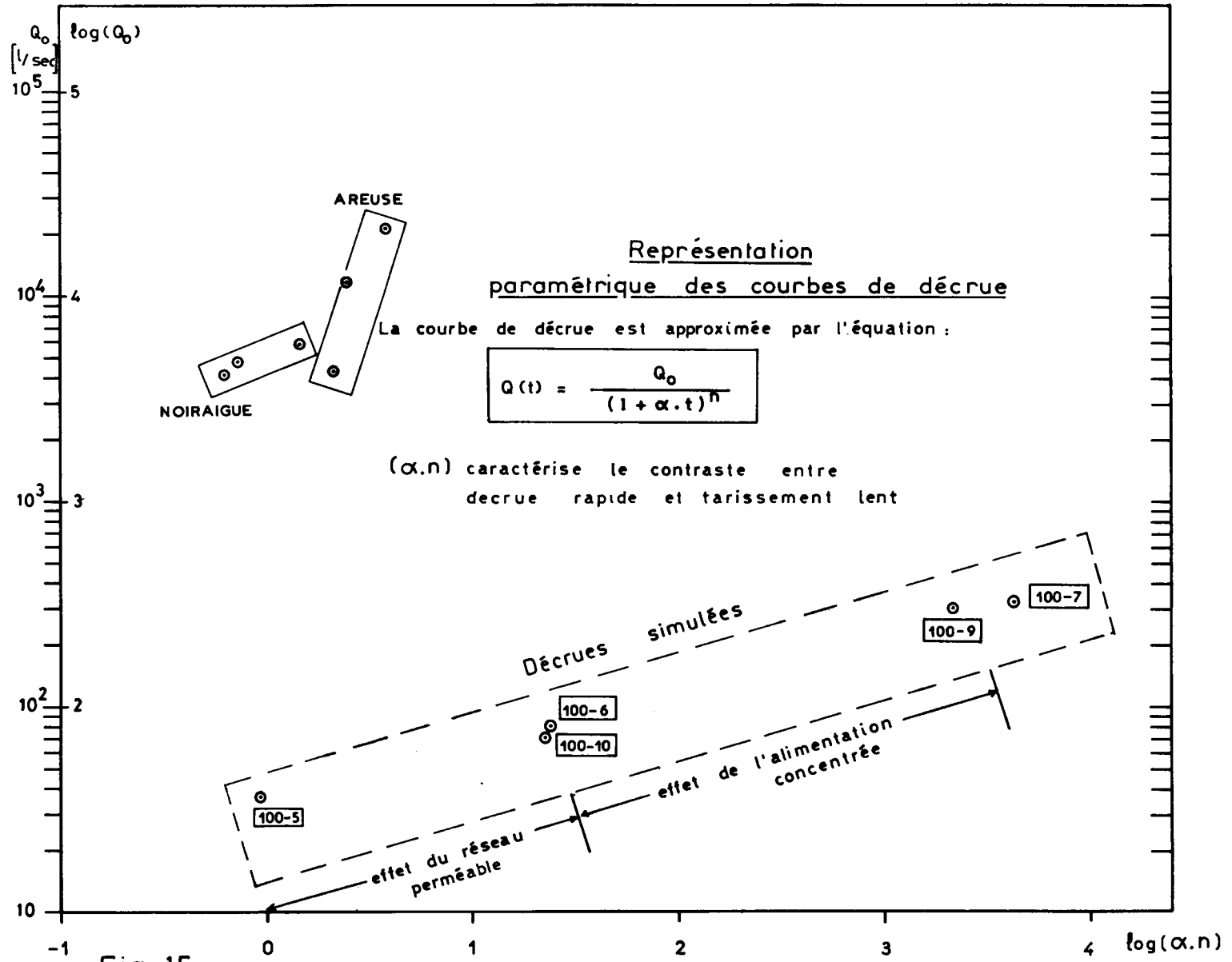
5. Conclusions

Les modèles de simulation déterministes permettent de contrôler, dans une certaine mesure, la cohérence des hypothèses que l'on fait habituellement sur les propriétés physiques (perméabilités, coefficients d'emmagasinement) et sur l'alimentation des aquifères lors de l'interprétation de l'hydrogramme des sources karstiques. Les premiers résultats de la simulation d'un bassin théorique simple suggèrent l'élimination d'un certain nombre de ces hypothèses.

1. Contrairement à l'opinion généralement admise, les exponentielles résultant de la décomposition des courbes de décrue d'une source karstique (fig. 1, 13 et 14) ne correspondent pas forcément à diverses catégories de fissures ayant des perméabilités et des porosités différentes.

2. La partie non-exponentielle des courbes de décrue ne correspond pas forcément à un régime d'écoulement turbulent dans les fissures. Nous savons que l'écoulement turbulent existe dans le karst, mais nous avons le sentiment que, d'une façon générale, on fait jouer un rôle beaucoup trop important à la turbulence dans l'interprétation des courbes de décrue.

3. Contrairement à l'hypothèse exprimée par MANGIN (1970), la partie non-exponentielle de la courbe de décrue (écoulement laminaire!) ne correspond pas forcément à l'infiltration provenant de la zone non-saturée. L'utilisation systématique des courbes de décrue non-exponentielles pour le calcul des infiltrations donnera des résultats illusoire (surtout pour les grands bassins).



4. La courbe de tarissement exponentielle finale ne dépend pas uniquement de la perméabilité des "blocs à petites fissures" : son coefficient de tarissement (α) sera très fortement influencé par la densité du réseau karstique et par l'extension du bassin. Lors de la comparaison des coefficients de tarissement on devrait en tenir compte.

5. Une partie de l'alimentation arrive, très probablement, de façon déjà concentrée à la zone saturée, directement dans le réseau très perméable. Dans l'interprétation de l'hydrogramme des sources karstiques il faut prendre en considération l'alimentation concentrée.

Pour terminer, nous engageons les chercheurs à utiliser les modèles de simulation aussi largement que possible, car les modèles ne sont pas là, uniquement, pour "faire vrai", mais aussi pour clarifier les idées.

Références bibliographiques

- BERKALOFF, E. (1967) - Limite de validité des formules courantes de tarissement de débit. Chronique d'Hydrogéologie, No 10: 31 - 41.
- BERTRAND, J., MATHEY, B., MORNOD, L. (1973) - Inversion temporaire du gradient hydraulique dans un karst et hétérogénéité de la perméabilité. Bull. Soc. neuchâteloise Sc. nat., 96 : 97 - 103.
- BURGER, A. (1956) - Interprétation mathématique de la courbe de décroissance du débit de l'Areuse, Jura neuchâtelois, (Suisse). Bull. Soc. neuchâteloise Sc. nat., 79 : 49 - 54.
- DESAI, S.C., ABEL, J.F. (1972) - Introduction to the finite element method. Van Nostrand Reinhold Co., London, 477 p.

- DROGUE, C. (1967) - Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Chronique d'Hydrogéologie, No 10 : 42 - 47.
- (1971) - De l'eau dans le calcaire. Sciences, Progrès, Découvertes, No 3433 : 39 - 46.
- (1972) - Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. J. of Hydrology 15 : 49 - 68.
- FORKASIEWICZ, J., PALOC, H. (1967) - Le régime de tarissement de la Foux de la Vis. Chronique d'Hydrogéologie No 10 : 59 - 73.
- KIRALY, L. (1975) - Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. Hydrogeology of karstic terrains; éditeurs A. BURGER et L. DUBERTRET, Paris, International Association of Hydrogeologists, pp. 53 - 67.
- KIRALY, L., MOREL, G. (1976) - Etude de la régularisation de l'Areuse par modèle mathématique. Publication du Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel.
- MANGIN, A. (1970) - Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. Annales de spéléologie, 25/3 : 581 - 610.
- SCHOELLER, H. (1967) - Hydrodynamique dans le karst. Chronique d'Hydrogéologie, No 10 : 7 - 21.
- TRIPET, J.P. (1972) - Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse. Université de Neuchâtel, thèse, 183 p.
- ZIENKIEWICZ, O.C. (1971) - The finite element method in engineering science. Mc Graw-Hill, London; 521 p.