THÈSE

PRÉSENTÉE

A L'INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'UNIVERSITÉ DE DIJON

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

ALAIN MANGIN

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE HYDRODYNAMIQUE DES AQUIFÈRES KARSTIQUES

SOUTENUE, LE 6 MAI 1975, DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN :

MM. R. CIRY	Doyen honoraire
P. RAT	Université de Dijon
P. FEUILLÉE...	Université de Dijon
B. GÈZE	Institut National Agronomique
G. CASTANY ..	B. R. G. M.
J. MARGAT ...	B. R. G. M.
G. de MARSILY.	Ecole Nationale Supérieure des Mines

LABORATOIRE SOUTERRAIN DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
MOULIS
1975

Ann. Spéléol., 1974, 29, 3, p. 283-332.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE HYDRODYNAMIQUE DES AQUIFÈRES KARSTIQUES.

Première partie.

GÉNÉRALITÉS SUR LE KARST ET LES LOIS D'ÉCOULEMENT UTILISÉES,

par Alain MANGIN (1)

Résumé.

La première partie de ce travail sur l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques est relative aux généralités sur le karst et sur les lois d'écoulement communément utilisées. Il paraît en effet nécessaire de définir la nature de cet aquifère afin d'en dégager l'originalité avant d'aborder l'étude de son fonctionnement.

La roche magasin est essentiellement une roche carbonatée présentant des propriétés tant chimiques que physiques particulières qui, lorsqu'elles ont une influence sur le mécanisme de circulation des eaux, ont été énoncées et analysées.

La karstification, dont est donnée une définition, est liée à ces propriétés. Les relations entre karstification et circulation des eaux ont ensuite été recherchées. Ceci a conduit à définir la notion d'aquifère d'un point de vue à la fois hydrogéologique et spéléologique.

Les lois de circulation des eaux communément utilisées sont établies d'après des travaux sur le milieu poreux. Aussi une partie de cette étude est-elle consacrée à une revue critique de ces lois mettant en relief les différentes hypothèses et approximations réalisées. C'est ainsi que la loi de Darcy est particulièrement discutée car elle se révèle d'application très limitée dans le cas du karst.

En milieu saturé les autres points envisagés se rapportent à la propagation des impulsions, à la notion d'écoulement en charge parfois difficile à définir en milieu karstique, à la compressibilité du réservoir avec une analyse de la marée très fréquente dans ce type d'aquifère, à l'hétérogénéité due à la fissuration et à la validité des hypothèses de Dupuit.

(1) *Laboratoire souterrain du C.N.R.S., 09410 Moulis, France.*

Avertissement. Cet article constitue la première partie d'un mémoire présenté en vue de l'obtention d'un Doctorat d'Etat. La suite et les travaux cités paraîtront dans les fascicules suivants des Annales de Spéléologie.

En milieu non saturé l'écoulement présente deux modalités, l'une correspond à un écoulement diphasique : air-eau, l'autre à un véritable ruissellement. Le problème des barrières capillaires est également traité car il semble jouer un rôle important dans le cas des karsts.

Abstract.

The first section of the present work devoted to the hydrodynamic study of the karstic aquifers deals with generalities on the karst and on the laws governing water flow commonly in use. It seems indeed necessary to determine the nature of that aquifer so as to bring out its originality and undertake the study of its operation.

The warter-bearing rock is essentially a carbonate presenting specific chemical and physical properties. Where these have an influence on water circulation processes, they have been stated and analysed.

The karstification, a definition of which is given, is related to these properties. Then, relations between the karstification processes and the water circulation have been investigated. The above induces to define the notion of aquifer from a hydrogeological and speleological point of view.

The laws of water flow in common use have been established after works on porous media. Therefore, part of the present work is devoted to a critical examination of these laws stressing the various assumption and approximation methods which have been applied. So it is that Darcy's law is thoroughly examined since it has been found to have very limited application in the karst.

Considering the saturated zone, the other points studied are the impulse propagation, the notion of confined flow which is sometimes difficult to define in the karst, the compressibility of the water-bearing rock in connection with an analysis of the earth tide frequently met in this type of aquifer, the heterogeneity due to the fractures and the validity of Dupuit's assumptions.

In the unsaturated zone, the flow appears in two modes, the first being diphasic (air-water), the second being an actual run-off. The problem of capillary barriers is also examined since it seems to bear an important part in the karst.

*
**

AVANT-PROPOS.

A mon entrée au C.N.R.S., en janvier 1968, j'entrepris un travail sur le karst, sous la direction scientifique de Monsieur le Professeur GÈZE. Réaliser une étude physique de ce milieu se révéla très vite particulièrement ardue. S'il existe, en effet, une littérature relativement abondante sur ce sujet, sa lecture ne manque pas d'être très souvent déconcertante. Certes le karst a fait l'objet d'admirables et précieuses descriptions ; toutefois les mécanismes de sa genèse, de son évolution, de son comportement ou de ses relations avec les facteurs géodynamiques externes font appel à des hypothèses qui demeurent fragiles, voire peu ou non démontrées. Certaines d'entre elles même, qui au départ étaient envisagées comme de simples possibilités, ont connu un sort privilégié et sont désormais considérées comme de véritables faits établis. Par ailleurs, l'approche du karst s'est effectuée suivant deux démarches différentes qui fréquemment s'ignorent et quelquefois s'opposent ; l'une est spéléologique, l'autre hydrogéologique. Au-delà des querelles nées de ces deux points de vue, il paraît souhaitable de proposer une interprétation du karst telle qu'elle intègre les observations réalisées dans ces deux domaines et qu'elle les concilie.

C'est pourquoi j'ai tenté dans ce travail :

1° une démarche hydrogéologique ayant l'avantage de permettre une quantification qui tende à éliminer, si possible, toute analyse subjective et qui relève d'une vision globale du milieu.

2° la prise en compte dans les modèles utilisés, des données spéléologiques.

Les résultats qui vont suivre offrent un premier bilan de cette recherche. Pour exhaustif qu'ait été mon propos, mon grand regret est de n'avoir pu répondre à toutes les questions qui se sont posées, ni su résoudre de nombreux problèmes soulevés. En outre, la quantité des paramètres mis en cause, la complexité des phénomènes naturels rendent l'analyse physique difficile et délicate ; c'est pourquoi dans nombre de cas j'ai dû procéder par approximations successives.

Que Monsieur le Professeur GÈZE, à qui le karst est un sujet qui tient particulièrement à cœur, considère la tentative que j'ai faite comme un respectueux hommage. En lui dédiant ce travail, j'espère témoigner un peu de la reconnaissance que je lui dois tout en formulant l'estime que je lui porte.

Monsieur le Professeur RAT a eu la gentillesse d'une part, d'accepter mon parrainage au C.N.R.S., d'autre part, de présider mon jury de thèse ; l'intérêt qu'il m'a porté allant bien au-delà, je lui exprime ma profonde gratitude.

Je remercie bien vivement Monsieur MARGAT, Adjoint au Directeur du S.G.N., Monsieur CASTANY, Conseiller scientifique au B.R.G.M., Messieurs les Professeurs CIRY et FEUILLET d'avoir bien voulu accepter de faire partie de mon jury.

C'est au laboratoire souterrain du C.N.R.S. à Moulis que cette recherche a été réalisée ; je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à Monsieur le Professeur DELAMARE DEBOUTTEVILLE qui m'a accueilli au laboratoire et qui m'a donné les moyens matériels nécessaires à l'exécution de ce travail.

Si le sujet traité paraît échapper à des règles simples, les données obtenues mettent, néanmoins, en évidence le fait que certains phénomènes se reproduisent de façon systématique dans le temps ; en outre, au cours de ces répétitions, leurs paramètres présentent des valeurs remarquablement constantes, qu'il est difficile d'obtenir sur des modèles physiques. Il existe donc une certaine cohérence des événements que l'on ne peut attribuer au hasard. Dès lors, il faut bien supposer que ces phénomènes sont régis par des lois strictes et rigoureuses qui, à ce jour, n'ont pu être encore formulées.

De ces considérations résulte la manière dont a été traité le sujet tant au niveau de sa réalisation qu'à celui de sa présentation. Dans la première partie de l'étude, l'accent est d'abord mis sur les propriétés des roches carbonatées en liaison avec leur comportement aquifère ; ces propriétés sont responsables de l'originalité du karst. Ensuite sont analysées les lois d'écoulement de façon à déterminer leurs limites de validité. En effet, ces lois supposent généralement un milieu homogène ou ne présentant pas de discontinuité marquée. La conclusion de ces deux chapitres conduit à proposer une méthode d'étude différente de celles habituellement utilisées. Cette méthode repose sur l'étude intensive des systèmes karstiques par une équipe pluridisciplinaire. A ce propos, j'adresse une pensée particulière à tous ceux qui ont permis ou animé ce travail d'équipe. Ils retrouveront sans doute au fil du texte le souvenir de pénibles séances de portage, et de certains épisodes de terrassements ou de constructions ; ils n'oublieront pas les discussions, souvent laborieuses mais toujours animées, d'où sont sorties bon nombre d'idées dont on ne sait plus à l'heure actuelle qui en est le véritable auteur. Je citerai Monsieur Ph. RENAULT qui a guidé mes premiers pas, Messieurs Cl. ANDRIEUX, M. BAKALOWICZ, A. AMINOT et surtout Monsieur R. ROUCH à qui je dois beaucoup. De la symbiose d'un biologiste et d'un hydrogéologue, considérée par certains contre nature, est née cette équipe pluridisciplinaire, l'étude du Baget et une certaine vision du monde souterrain ; je lui en suis profondément reconnaissant et lui adresse toute mon estime.

Ce travail d'équipe a franchi rapidement les limites naturelles du Baget et je voudrais aussi remercier tous ceux qui, par leur aide et leurs conseils, ont contribué à faire avancer les problèmes, notamment Messieurs S. BORIES et G. DE MARSILY.

Enfin je ne saurais oublier Madame DESCOUENS à qui je dois l'iconographie de ce travail, Monsieur TÉCHENÉ pour ses réalisations techniques, ainsi que les personnes qui, par leur soutien moral ou matériel, ont permis la réalisation de cette thèse. Je leur adresse ici tous mes remerciements.

Certaines données m'ont été aimablement communiquées par le B.R.G.M. et la direction de l'équipement de l'E.D.F. dont je remercie également les responsables.

Au terme de cet avant-propos, il faudrait souligner combien ce travail a bénéficié de l'intérêt collectif de chercheurs d'horizons variés, mathématiciens, physiciens, biologistes, géologues à l'égard d'un milieu naturel déterminé : le karst. Or, l'étude, d'un tel milieu constitue un ensemble complexe dont l'analyse, si elle est menée de façon globale, permet d'aboutir à une bien meilleure connaissance.

Ainsi, comprend-on mieux pourquoi le Laboratoire souterrain de Moulis par sa structure, son orientation, sa situation géographique se prête à la réalisation de telles études.

SOMMAIRE DE LA PREMIÈRE PARTIE.

Pages

I. Le karst, introduction pour une étude hydrogéologique.

1) Généralités sur les roches carbonatées 288
1.1) Les roches carbonatées et l'homme 289
1.2) Importance des roches carbonatées 289
2) Définition du karst et de la karstification 289
2.1) Le karst 289
2.2) La karstification 290
3) Propriétés des roches carbonatées 290
3.1) Principaux caractères lithologiques des roches carbonatées 290
3.1.1) Composition chimique 290
3.1.2) Texture et structure 291
3.1.2.1) Texture 291
3.1.2.2) Structure 292
3.2) Propriétés physico-chimiques des calcaires et des dolomies en regard de la karstification 292
3.2.1) Propriétés chimiques 292
3.2.2) Propriétés physiques 293
3.2.2.1) Propriétés mécaniques 293
3.2.2.2.) La porosité 294
3.3) Altération des roches carbonatées, karstification 295
3.3.1) Fissuration 295
3.3.2) Karstification 296
3.3.2.1) Corrosion 296
3.3.2.2) Erosion mécanique 296
3.4) Conclusion 296
4) Généralités sur les circulations des eaux en milieu karstique 297
4.1) Notion d'aquifère et définition 297
4.2) Définitions hydrogéologiques 297
4.3) Concepts et classifications spéléologiques .. 298
4.3.1) Concepts hydrogéologiques utilisés en spéléologie 298
4.3.1.1) « Nappe karstique » et rivières souterraines 298
4.3.1.2) Situation des réserves noyées 298
4.3.1.3) Théorie sur l'origine des cavernes .. 299
4.3.2) Classifications spéléologiques 299
4.3.2.1) Classification de Cvijic 299
4.3.2.2) Classifications spéléologiques actuellement utilisées 300
4.3.3) Discussion 300
5) Conclusions 301

II. Lois utilisées pour les écoulements en milieu poreux, hypothèses formulées, validité de ces lois en aquifères karstiques.

1) Introduction 303
2) Etablissement des équations fondamentales des circulations en milieu poreux saturé 303
2.1) Equation de continuité 303
2.2) Equation d'état 304
2.3) Equation de l'impulsion 304
3) Principales équations aux dérivées partielles utilisées pour les circulations en milieu poreux saturé 305
3.1) Ecoulement en charge 305
3.1.1) Fluide et réservoir incompressibles 305
3.1.2) Fluide et réservoir compressibles 305
3.1.3) Hypothèses des aquifères stratiformes . 306
3.1.4) Conclusion 306
3.2) Ecoulement à surface libre 306
3.3) Conclusion 307

Pages

4) Discussion des formules utilisées en milieu poreux pour leur emploi au niveau du karst noyé. 307
4.1) Validité de la loi de Darcy au niveau du karst noyé 307
4.1.1) Notion de perte de charge et régime d'écoulement 308
4.1.2) Relation entre le gradient hydraulique et la vitesse de filtration 308
4.1.2.1) Relation entre la perte de charge et la vitesse dans une conduite 309
4.1.2.2) Exemples 310
4.1.2.3) Conclusion 312
4.1.3) Validité de la loi de Darcy en fonction des forces d'inertie 312
4.1.4) Discussion 313
4.1.5) Forme de la loi de perte de charge en dehors des limites de validité de la loi de Darcy 313
4.1.6) Conclusion 314
4.2) Propagation des impulsions suivant que l'écoulement peut être considéré comme visqueux ou non visqueux 314
4.2.1) Propagation de l'impulsion en milieu poreux 314
4.2.1.1) Vitesse de propagation de la crue .. 314
4.2.1.2) Applications 315
4.2.2) Propagation de l'impulsion en écoulement considéré comme non visqueux .. 315
4.2.2.1) Propagation de l'impulsion en écoulement en charge 316
4.2.2.2) Propagation de l'impulsion en écoulement à surface libre 317
4.2.2.3) Applications 317
4.2.3) Discussion 317
4.2.4) Conclusion 319
4.3) Ecoulement en charge, écoulement à surface libre 319
4.3.1) Ecoulement en charge dû à la présence d'une couverture de terrains imperméables sur l'aquifère 319
4.3.2) Ecoulement en charge dans un aquifère uniquement calcaire 319
4.3.2.1) Dispositif vauclusien 319
4.3.2.2) Conduites forcées 319
4.3.2.3) Voûte mouillante 320
4.3.3) Conclusion 320
4.4) Hypothèse de la compressibilité du réservoir aquifère et les conséquences qui en découlent 320
4.4.1) Compressibilité du réservoir aquifère . 320
4.4.2) Phénomène de marée 321
4.4.2.1) Observation du phénomène dans les aquifères karstiques 321
4.4.2.2) Origine du phénomène 322
4.4.2.3) Analyse de l'effet de marée sur un aquifère 322
4.4.2.3.1) Aquifère considéré comme une cavité 322
4.4.2.3.2) Introduction du coefficient d'emmagasinement 323
4.4.2.3.3) Application aux aquifères karstiques 323
4.4.2.3.4) Discussion 323
4.4.3) Effets barométriques 324
4.4.4) Conclusion 324
4.5) Hétérogénéité du milieu aquifère 325
4.5.1) Hétérogénéité due à la fissuration 325
4.5.2) Hétérogénéité due à la karstification ... 325
4.5.3) Discussion 325
4.5.4) Conclusion 325
4.6) Hypothèse de Dupuit 325

	Pages
5) Ecoulement en milieu non saturé	326
5.1) Ecoulement en milieu poreux non saturé	326
5.1.1) Généralités et définitions	326
5.1.2) Systèmes d'équations pour les écoulements diphasique (air-eau)	328
5.1.3) Problème des structures sèches et des barrières capillaires	328
5.2) Ecoulement en milieu karstique dans la zone non saturé	328
5.2.1) Différents types d'écoulement	329
5.2.2) Validité des lois utilisées en milieu poreux non saturé	329
5.2.3) Ecoulement au niveau d'une cavité	329
5.2.4) Remarques à propos des termes « circulation vadose » et « circulation phréatique » utilisés en karstologie	329
5.3) Conclusion	330
6) Conclusions à propos des lois communément utilisées	330

I. — LE KARST, INTRODUCTION POUR UNE ÉTUDE HYDROGÉOLOGIQUE.

Les problèmes abordés dans la présente étude concernent l'hydrogéologie karstique ; celle-ci ne peut être envisagée sans une bonne connaissance du milieu lui-même. Or, avec le karst apparaissent d'emblée des difficultés, car ce milieu est complexe, souvent décrit et interprété en fonction d'une approche morphologique plus qu'hydrogéologique. Pourtant, connaître le karst implique que l'on possède une notion exacte des circulations qui l'affectent.

Comment définir un karst, en première approximation, à travers les représentations qui en sont généralement données ? Cette démarche aidera à situer le problème et à lui fournir ses dimensions.

Il paraît malheureusement difficile de donner du karst une définition à la fois précise et concise. Néanmoins, ce terme évoque habituellement les mêmes images faites de paysages rocheux au modelé assez particulier : gorges profondes, dépressions fermées sans écoulement apparent, vallées sèches, pitons escarpés ou bien rebords abrupts de plateaux, gouffres, grottes et rivières souterraines qui aboutissent à des sources abondantes.

Ainsi, la notion de karst, bien que parfaitement circonscrite par la perception que l'on a de ce milieu naturel, n'en demeure pas moins délicate à appréhender à partir de paramètres précis.

Ceci tient sans doute à l'opposition qui existe entre connaissance objective et connaissance subjective d'un domaine, opposition plus particulièrement sensible dans ce cas. En effet, il est évident que l'étude du karst s'avère ardue tant de nombreux mécanismes dont il est le siège restent obscurs, alors que ces sites sont si familiers à l'homme depuis les temps les plus reculés.

C'est dans les grottes, effectivement, que l'homme préhistorique s'est parfois abrité nous laissant les premières traces de son art avec les peintures et les gravures rupestres. C'est dans des paysages karstiques qu'ont pris naissance et se sont développées les civilisations méditerranéennes. Son matériau est celui que l'homme a le plus utilisé pour la plupart de ses œuvres sculpturales et architecturales.

Or, paradoxalement, les régions karstiques sont très souvent déshéritées, désolées, voire inhospitalières en raison du manque d'eau qui apparaît lui aussi comme l'une des caractéristiques fondamentales de ces territoires.

En effet, lors des précipitations, les eaux disparaissent très rapidement en profondeur ne laissant en général aucune réserve en surface.

Cependant, après sa disparition, cette eau chemine sous terre : elle peut constituer d'importantes réserves véritables trésors parfois, pour ceux qui seraient capables de les détecter, les atteindre et les exploiter.

L'objet de ce travail est de tenter de suivre et de comprendre le cheminement des eaux dans le karst, de connaître leur comportement et leur destinée ; de mieux connaître aussi l'aquifère karstique et son action sur la dynamique des eaux souterraines ; enfin de situer et d'estimer les réserves que ces eaux constituent. Plusieurs karsts équipés et suivis de façon continue fourniront les points d'appui de l'étude.

Au cours de cette approche globale du karst, un premier chapitre sera consacré aux roches carbonatées puisque ce sont elles essentiellement qui sont karstifiées. Après les avoir caractérisées dans leur ensemble, nous aborderons les définitions du karst et dégagerons les principales propriétés de ces roches en regard de la karstification.

1. — GÉNÉRALITÉS SUR LES ROCHES CARBONATÉES.

Ici, et bien que cela ne soit pas vrai dans l'absolu, nous confondrons régions karstiques et régions de roches carbonatées. Soulignons cependant que toutes les roches carbonatées ne présentent pas forcément le même degré de karstification, c'est notamment le cas de la craie ; par ailleurs, d'autres roches solubles (le sel, le gypse) peuvent être karstifiées : citons comme exemple le karst dans le gypse d'Ukraine. On connaît même des modelés de type karstique dans les roches non carbonatées.

1.1) LES ROCHES CARBONATÉES ET L'HOMME.

Les roches carbonatées sont intéressantes sur deux plans, l'un ayant trait à une meilleure connaissance de notre environnement, l'autre fondé sur les possibilités d'utilisation de la nature par l'homme.

a) Les formations carbonatées sont essentiellement des roches sédimentaires liées à la géodynamique externe et à la vie ; elles nous apportent à leur sujet un témoignage de l'Antécambrien à nos jours.

On comprend dès lors l'intérêt de leur connaissance qui, sous la forme de la sédimentologie des carbonates, a pris un essor entièrement nouveau durant ces deux dernières décennies.

b) L'homme, nous l'avons dit, a beaucoup utilisé les roches carbonatées, en tant que matériau de construction ; par ailleurs il les a exploitées en tant que pierre à chaux. Mais il a également trouvé en leur sein d'autres substances nécessaires à son économie. C'est le cas de certains gîtes métallifères : mines du Laurium en Grèce par exemple ou d'autres liés à des paléokarsts (A. BERNARD, 1958 ; Ph. LAGNY, 1969 ; M. LELEU, 1969 ; J. AVIAS, 1971). Les roches carbonatées sont également riches en gisements d'hydrocarbures ; elles abriteraient la moitié des réserves mondiales de ce produit selon l'estimation de J. H. HARBAUGH (1967).

L'eau enfin, élément fondamental qui dans cette étude retiendra notre attention, forme des réserves considérables au sein des roches carbonatées comme en témoignent les sources abondantes qui en sont issues.

L'exploitation du karst ne porte pas uniquement sur les matières premières qu'il renferme mais aussi sur la curiosité de certains sites dont le tourisme s'est emparé.

Le parc de Mammoth Cave aux U.S.A., la grotte de Postojna en Yougoslavie, le Dachstein en Autriche sont autant de lieux privilégiés pour les touristes ; rappelons qu'en France les sites les plus visités, Rocamadour, les gorges du Tarn, Fontaine de Vaucluse, les gorges du Verdon sont localisés dans ces roches.

1.2) IMPORTANCE DES ROCHES CARBONATÉES.

Les roches carbonatées font partie des roches sédimentaires qui, en volume, ne représentent environ que 5 % de la lithosphère mais occupent toutefois 75 % de la surface des continents (F. W. CLARKE, 1924 ; F. J. PETITJOHN, 1957).

Le pourcentage de roches carbonatées par rapport aux roches sédimentaires peut être défini soit de manière stratigraphique, soit par les mesures géochimiques. Dans le premier cas et selon les auteurs, le pourcentage varierait de 18 à 29 % ; dans le second il s'étendrait de 5 à 15 % (F. J. PETITJOHN, 1957 ; W. J. MEAD, 1907 ; Ph. H. KUENEN, 1941, 1947 ; P. D. KRYNINE, 1948). Plus récemment, W. E. HAM (1962) a avancé le pourcentage de 15 %.

Il en résulte que l'on peut estimer à 10 % la surface des continents occupée par les roches carbonatées. D'où l'importance de leur connaissance et des eaux qu'elles abritent.

Dans certaines régions, dépassant de beaucoup le pourcentage défini ci-dessus, elles représentent une partie très importante du territoire. En France, par exemple, les roches carbonatées recouvrent environ 45 % de la surface du pays ; 18 % seulement de cette surface ne sont pas soumis aux phénomènes de karstification (calcul effectué d'après une carte proposée par B. GÈZE, 1973). On comprend dès lors le rôle économique important que peuvent jouer ces roches dans l'aménagement du territoire.

2. — DÉFINITION DU KARST ET DE LA KARSTIFICATION.

2.1) LE KARST.

B. GÈZE (1973) donne du karst la définition suivante : « région constituée par des roches carbonatées, compactes et solubles, dans lesquelles apparaissent des formes superficielles et souterraines caractéristiques ». Le mot *karst* correspond à la traduction allemande du terme slovène *kras* qui désignait la région comprise entre le golfe de Trieste, la vallée de la Vipava, la vallée de la Rasa et le secteur de la Recka (G. BIGNOT, 1972), plateau calcaire d'assez basse altitude dont la surface présente une morphologie particulière avec vallées sèches et dépressions fermées de grandes ou petites dimensions. Là où la roche est à nu, le modelé devient tourmenté, offrant une succession d'arêtes, de fissures ou d'entablements plus ou moins développés. Les gouffres, les grottes et les rivières souterraines carac-

térisent également cette région qui s'apparente par bien des points aux Causses français. Peu à peu, le terme, également utilisé pour des régions voisines présentant des sites semblables, a vu son usage se généraliser. A l'heure actuelle, il sert à désigner dans le langage international, tout ensemble de roches carbonatées qui présente une morphologie tant de surface que souterraine, comparable au karst slovène.

2.2) LA KARSTIFICATION.

D'après B. Gèze (1973) il s'agit de « l'ensemble des processus de genèse et d'évolution des formes superficielles et souterraines dans une région karstique ».

Ainsi, devons-nous au phénomène de karstification l'aspect particulier des paysages des roches carbonatées, formes souterraines aussi bien que modelé de surface.

De nombreuses études ont été réalisées pour définir et analyser, les processus de genèse et d'évolution des régions karstiques. Il n'est pas possible, dans le cadre de cette étude, de faire une énumération exhaustive des travaux concernant cette question. Nous ne citerons que les auteurs qui semblent avoir pris une grande part dans l'évolution de la connaissance de ces problèmes et influé sur les conceptions actuelles. En ce sens, J. Cvijic (1918, 1925, 1960) apparaît comme un grand précurseur. L'école germanique a été marquée par A. Grund (1903), A. Penck (1904), O. Lehmann (1932). Nombreux sont les travaux de l'école anglo-saxonne dont ceux de W. M. Davis (1930), A. C. Swinnerton (1932), J. H. Bretz (1942), W. E. Davies (1960), J. V. Thrailkill (1968), D. C. Ford (1965, 1971), M. M. Sweeting (1950, 1966, 1972). En France c'est essentiellement avec E. A. Martel que prennent naissance les études sur le karst (1894-1921) ; viennent ensuite les travaux de E. Fournier (1923-1928) puis ceux d'un grand nombre de chercheurs dont J. Corbel (1954, 1957, 1959), B. Gèze (1938, 1949, 1953, 1958, 1965) et Ph. Renault (1967, 1968, 1969), pour ne citer que les principaux.

De l'ensemble de ces études se dégagent les grands principes des processus de karstification, principes qui peuvent être ramenés à deux points essentiels :

— propriétés inhérentes aux roches carbonatées,

— action déterminante des circulations d'eau.

Dans ce qui suit nous analyserons successivement ces deux aspects.

3. — PROPRIÉTÉS DES ROCHES CARBONATÉES.

Avant d'examiner leurs propriétés et ce qui en découle nous donnerons un aperçu de la lithologie des roches carbonatées.

3.1) PRINCIPAUX CARACTÈRES LITHOLOGIQUES DES ROCHES CARBONATÉES.

3.1.1) **Composition chimique.**

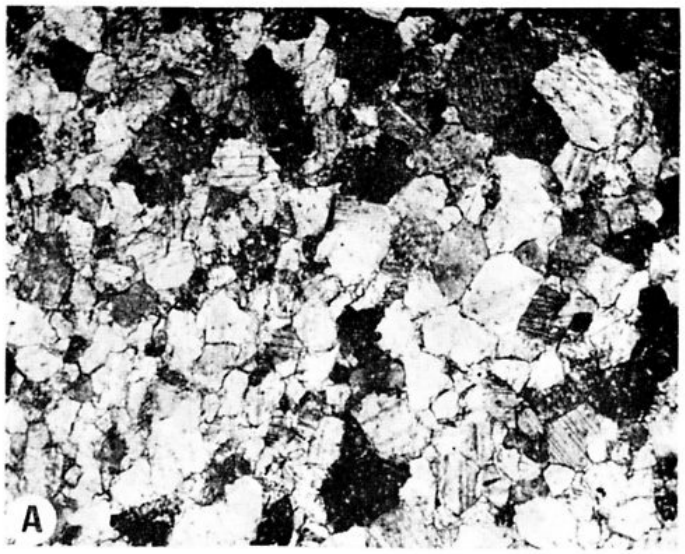
Les roches carbonatées, comme leur nom l'indique, sont essentiellement constituées par des carbonates. Le plus répandu est le carbonate de calcium ($CaCO_3$) avec pour types minéralogiques les plus communs la calcite (rhomboédrique) et l'aragonite (orthorhombique) ; cette dernière forme moins stable que la calcite dans les conditions qui règnent à la partie superficielle de la lithosphère est par conséquent moins abondante dans les roches.

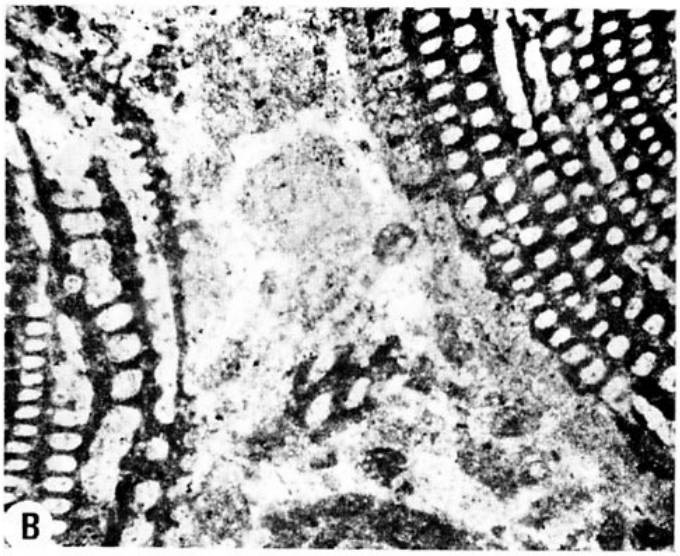
Si le carbonate de magnésium est, à l'état pur, un minéral assez rare (giobertite), il est, en revanche, assez fréquemment associé au carbonate de calcium et retient par là même notre attention. Ce minéral (Ca, Mg) CO_3 (2), la dolomite (rhomboédrique), entre seul ou avec la calcite dans la composition des roches dolomitiques rencontrées souvent dans les formations sédimentaires.

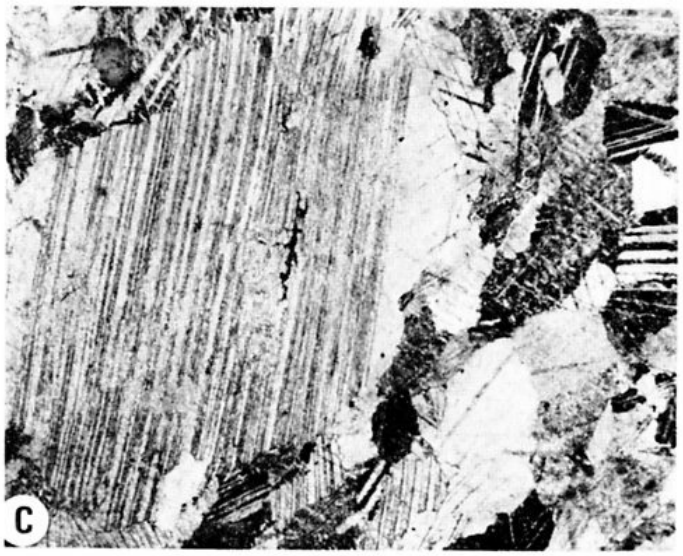
Les autres ions qui peuvent entrer dans la composition des carbonates naturels (Fe, Mn, Zn, Pb...), n'apparaissent la plupart du temps que comme des constituants accessoires sauf au niveau de gisements métallifères. Toutefois nous verrons que, même peu abondants, ils peuvent néanmoins jouer un rôle important dans les réactions chimiques qui affectent la calcite par exemple.

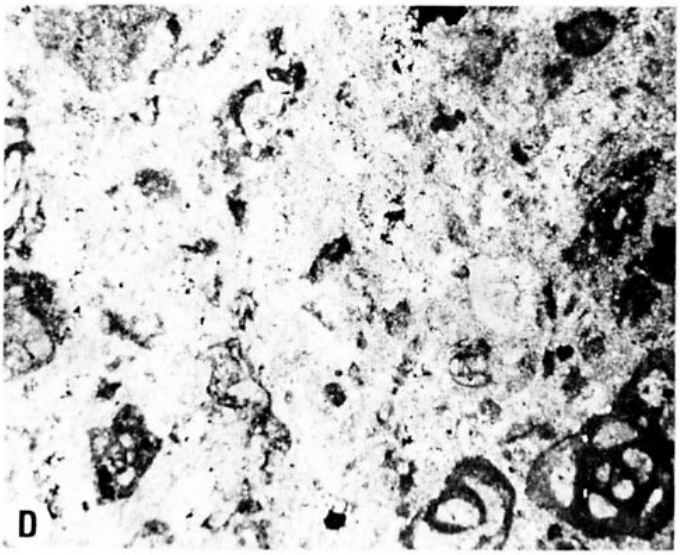
---

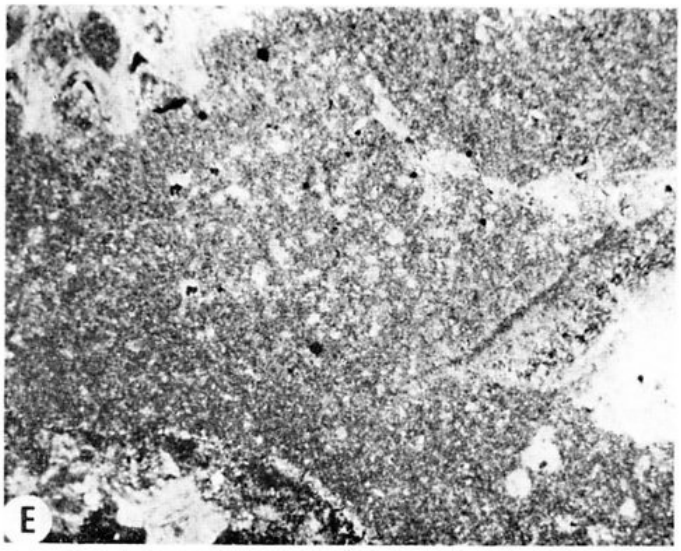
(2) Le rapport Mg/Ca dans l'exemple de la dolomite est voisin de 1, toutefois il peut être nettement inférieur donnant toute une série de calcite magnésienne.











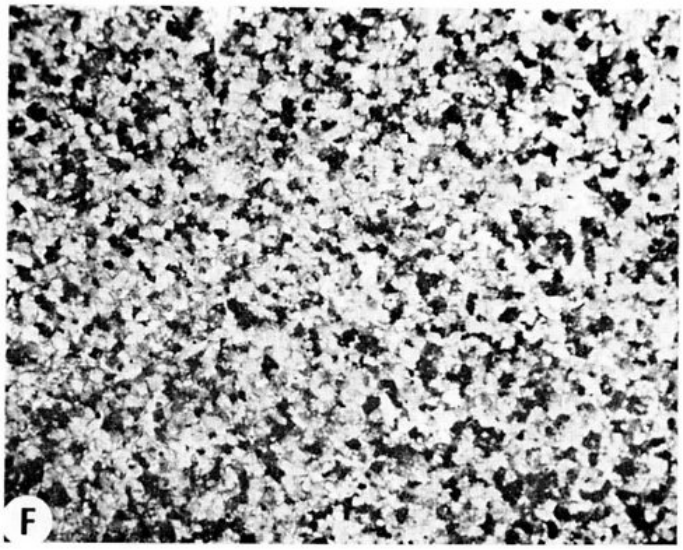


PLANCHE I.

Lames minces de différentes roches carbonatées montrant leur diversité (× 50) (Clichés J. P. DURAND).

A : Calcaire cristallin métamorphique du Crétacé inférieur (Baget, Ariège).
B : Biomicrite. Calcaire à Alvéoline de l'Eocène du Minervois (Aude).
C : Calcaire cristallin métamorphique de l'Ordovicien (cirque du Lez, Cigalère, Ariège).
D : Biomicrite du Thanétien (Le Portel, Ariège).
E : Biomicrite de l'Aptien moyen (Aliou, Ariège).
F : Dolomie finement cristalline du Kimmeridgien (Moulis, Ariège).

En fonction des deux principaux carbonates, les roches carbonatées seront déterminées entre deux pôles, l'un correspondant au seul $CaCO_3$ qui définit les calcaires purs, l'autre étant le pôle dolomitique (L. CAYEUX, 1935). Toutefois, il faut tenir compte roches qui contiennent toutes un pourcentage important de carbonates mais qui par ailleurs possèdent des minéraux et des éléments chimiques très différents. Ce caractère jouera un rôle au niveau de leurs propriétés.

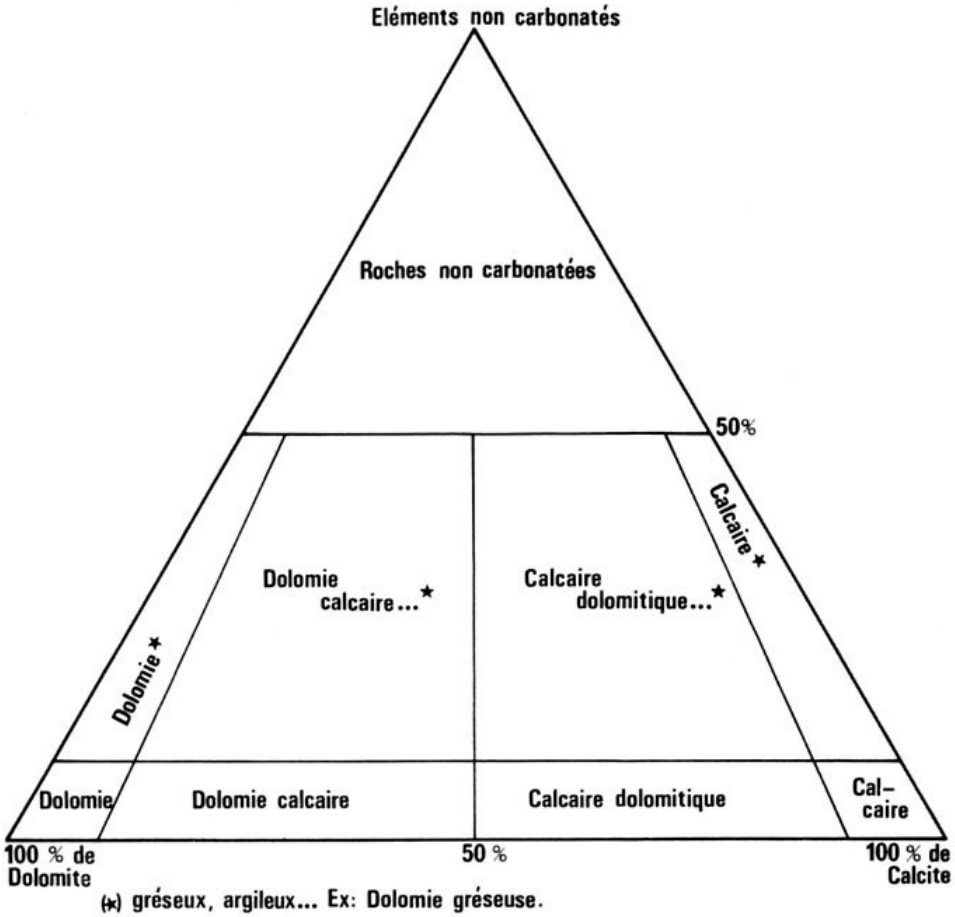


FIG. 1. — Diagramme triangulaire définissant la nomenclature des roches carbonatées en fonction de leur composition (d'après M. W. LEIGHTON et C. PENDEXTER).

d'éléments autres que des carbonates qui peuvent entrer dans la composition de la roche. M. W. LEIGHTON et C. PENDEXTER (1961) donnent un diagramme triangulaire pour définir les roches carbonatées, le troisième pôle étant occupé par des éléments non carbonatés et notamment détritiques (fig. 1). La limite entre roches carbonatées et roches non carbonatées est située à 50 % de carbonates. Ces dernières seront soit des argiles, soit du quartz par exemple ; la terminologie devient alors marne dans le premier cas, ou bien soit calcaire gréseux, soit grès calcaire dans le second cas suivant l'importance de l'élément calcaire par rapport au sable. Avec ces auteurs on peut considérer que les calcaires proprement dits contiennent plus de 90 % de calcite, les dolomies possédant plus de 90 % de dolomite.

Il résulte de ces constatations que sous la dénomination de roches carbonatées sont englobées des

Mais la composition chimique ne constitue pas le seul élément susceptible de différencier les roches carbonatées et d'influencer leur comportement ; la texture et la structure y contribueront également.

3.1.2) Texture et structure.

3.1.2.1) TEXTURE.

C'est tout d'abord à l'échelle microscopique donc au niveau de la texture qu'apparaît la diversification des roches carbonatées (Planche I) (3). Les distinc-

(3) Je tiens à remercier Monsieur J. P. DURAND qui a eu l'amabilité de réaliser les photographies de lames minces et qui s'est chargé du montage des planches.

tions qui ont été faites ont d'abord porté sur les calcaires. De nombreux travaux ont été effectués dans ce sens et c'est essentiellement à R. L. Folk (1959, 1961, 1965) et R. J. Dunham (1961) que l'on doit les classifications qui actuellement sont les plus utilisées.

a) A la suite de R. L. Folk on distingue dans une lame mince d'un calcaire, d'une part les corps figurés (allochems ou grains), d'autre part la matrice ou le ciment qui unit les grains.

La matrice, issue le plus souvent de la cristallisation d'une boue calcaire initiale, est désignée du nom de *micrite* (appelée encore calcite microcristalline, car les cristaux mesurent de 1 à 3,5-4 μ). Le ciment, dû habituellement à une précipitation dans les vides intergranulaires du sédiment, se présente sous forme de *sparite* dont les cristaux ont une taille nettement plus grande. Les *microsparites* qui proviennent de l'évolution de micrite ont des cristaux de 4 à 30 μ selon R. L. Folk. On parle de *pseudosparite* lorsqu'il s'agit d'une recristallisation secondaire. Il est certain que la dimension, l'arrangement des cristaux, ainsi que l'homogénéité de la matrice et du ciment jouent un rôle dans le comportement de la roche à l'égard de la karstification.

Il en est de même de la nature des grains : les *intraclasts* qui sont des fragments lithifiés de sédiments pénécontemporains des autres éléments ; les *bioclasts*, fragments de coquilles ou de squelettes calcaires ; les *oolithes*, les *pellets*, agrégats micritiques qui sont souvent les restes de déjections de divers organismes limnivores.

La taille des grains, qui a aussi un rôle, intervient dans la nomenclature avec les suffixes : *rudite* pour les dimensions comparables à celles des graviers, au dessus de 2 mm environ (*calcirudites*) ; *arénite* pour les dimensions comparables à celles des sables, au dessus de 62,5 μ dans l'échelle de Wentworth, de 100 μ dans celle de Strakhov (*calcarénites*) (équivalents granulométriques calcaires des grés pour les roches détritiques) ; enfin, *lutite*, lorsque les éléments observables sont plus fins (*calcilutites*).

b) Les rapports entre les grains et la matrice (encore appelée boue ou *mud*) sont exprimés d'une autre manière, complémentaire, dans la classification de R. J. Dunham : *mudstone* ou *wackestone* lorsque les grains, non jointifs, flottent en quelque sorte dans la matrice (*mudstone* si les grains font moins de 10 % de la roche, *wackestone* s'ils font plus) ; *pakstone* ou *grainstone* si les grains, jointifs, constituent à l'origine le support du sédiment (*pakstone* s'il reste une part de micrite, *grainstone* si celle-ci est absente) ; enfin *boundstone* lorsque les grains sont liés par des organismes (organismes constructeurs) ce qui donne une très grande cohésion à la charpente de la roche.

Les données obtenues au microscope à balayage confirment la plus ou moins grande hétérogénéité des calcaires en fonction de leurs constituants. Notamment les grains forment parfois un assemblage plus ou moins lâche ; les actions mécaniques ou les attaques chimiques auront des issues différentes suivant ces textures. La présence de constituants non calcaires peut modifier notablement cette texture. En revanche la dolomitisation tend au contraire à homogénéiser la roche mais fait souvent apparaître une certaine porosité (V. Schmidt, 1965).

3.1.2.2) Structure.

A l'échelle de l'affleurement, donc au niveau de la structure, apparaît également la diversification des roches carbonatées. Les structures sédimentaires telles que la stratification sont, en effet, très variables et les calcaires peuvent par exemple former des bancs peu épais, répétés ou non, ou au contraire très puissants. Ils peuvent également se présenter sous la forme de constructions organiques sans stratification comme le sont certaines parties des récifs. Des structures secondaires, telles que les stylolites, peuvent comme la stratification jouer un rôle important pour guider la karstification.

3.2) PROPRIÉTÉS PHYSICO-CHIMIQUES DES CALCAIRES ET DES DOLOMIES EN REGARD DE LA KARSTIFICATION.

Les propriétés physico-chimiques qui vont être examinées ont été établies soit à partir de la calcite, soit sur des calcaires particuliers (calcaires de Solenhofen par exemple) ; elles ne doivent par conséquent être utilisées que comme une approche des problèmes liés à la karstification.

3.2.1) **Propriétés chimiques.**

La solubilité du $CaCO_3$ dans l'eau pure est très faible et de l'ordre de 14 à 15 mg/l à 25°C pour les pressions partielles de CO_2 de l'atmosphère normale (d'après Landolt et Bornstein cités par H. Schoeller, 1962). Elle est d'ailleurs légèrement plus faible pour la calcite que pour l'aragonite. La solubilité du $MgCO_3$ au contraire est beaucoup plus forte ; selon ces mêmes auteurs, elle serait de 94 à 117 mg/l à 25°C pour les mêmes pressions partielles en CO_2. Pour la dolomite qui est un carbonate double (Ca, Mg) CO_3 le problème paraît difficile et nous ne possédons en fait aucune valeur. D'ailleurs, la mise en solution

du $CaCO_3$ n'est pas due seulement à une simple dissolution mais à une véritable attaque chimique en présence d'ions acides, selon des processus complexes.

Les acides mis en cause sont divers, acides nitriques et nitreux, acides organiques, acide sulfurique parfois lors de l'oxydation des sulfures ; mais c'est essentiellement sous l'action du gaz carbonique que la mise en solution s'effectue.

De nombreuses recherches ont été consacrées à ce dernier aspect ; nous nous rapporterons aux mises au point de H. SCHOELLER (1962), de P. CARO (1965) et surtout aux travaux de H. ROQUES (1964, 1969) pour ne citer que des auteurs de langue française.

Selon ce dernier, le système à étudier (anhydride carbonique, eau et carbonate de calcium) se répartit sur trois phases en contact : l'une gazeuse (atmosphère contenant une certaine proportion de CO_2), l'autre liquide (solution ionique complexe dans l'eau), la dernière enfin solide (carbonate solide). L'évolution du système est liée aux échanges de CO_2 à l'interface gaz-liquide, aux réactions ioniques ainsi qu'aux transferts en milieu liquide et aux échanges de carbonates ou d'ions issus des carbonates à l'interface solide-liquide. Nous retiendrons de ces travaux un certain nombre de points importants :

— les quantités de $CaCO_3$ pouvant être mises en solution grâce à ces réactions chimiques sont notables. En particulier, l'atmosphère du sol, beaucoup plus riche en CO_2 que l'atmosphère libre (jusqu'à 50 fois) permet une mise en solution beaucoup plus importante dans les eaux d'infiltration que dans les eaux de surface.

— les réactions chimiques passent obligatoirement par la phase liquide et sont donc en partie tributaires des circulations d'eau.

— la vitesse d'évolution du système $CO_2 - H_2O - CaCO_3$ dépend, à l'interface gaz-liquide, de la vitesse de diffusion du CO_2 influencée par l'agitation de l'eau et la température, et dans le milieu liquide, des vitesses de réactions ioniques dont certaines sont immédiates et d'autres plus lentes, ainsi que du brassage de la masse d'eau subi lors des transferts d'un point à un autre de la solution.

La durée séparant la première chaîne de réactions de la dernière, est variable et dépend notamment des conditions hydrauliques. Elle peut atteindre aisément plusieurs jours. Dans ces conditions, la durée des transits d'eau interviendra nécessairement.

Lors de la mise en solution des carbonates, la présence d'ions étrangers au système $CO_2 - H_2O - CaCO_3$ modifie considérablement les équilibres et par là même la cinétique des réactions par formation de complexes.

Ces résultats montrent que la karstification est un phénomène comparable à une dissolution. Elle est due à la nature de la roche et aux réactions chimiques qui l'affectent. Au cours de ce processus l'eau joue un rôle déterminant. En outre il convient de noter l'importance des vitesses de transit, le temps intervenant dans la cinétique des réactions chimiques.

3.2.2) Propriétés physiques.

Il ne s'agit pas dans le cadre de ce travail de définir toutes les propriétés physiques des roches carbonatées, mais de dégager les propriétés qui apparaissent fondamentales dans les processus de karstification. A cet égard, les propriétés mécaniques sont souvent déterminantes et de toute manière nécessaires lors de l'amorce de la karstification. Ces propriétés sont l'élasticité, la rigidité et la plasticité (Ph. RENAULT, 1967). Une seconde propriété également importante a trait à la porosité de la roche. Nous examinerons successivement ces deux aspects.

3.2.2.1) PROPRIÉTÉS MÉCANIQUES.

Les propriétés mécaniques de la roche sont celles qui vont permettre de comprendre son comportement à l'égard des contraintes. C'est au niveau de la texture et de la structure que ces propriétés interviennent ; elles concernent la roche aussi bien à l'échelle microscopique qu'à l'échelle macroscopique.

On sait qu'une roche soumise à un état de contrainte, soit de compression soit de tension, se déforme. Cette déformation d'abord élastique, devient ensuite plastique. Les propriétés élastiques et plastiques des roches sont définies respectivement par E, le module de Young, et par G, la rigidité. Au-delà d'une certaine valeur des contraintes, la déformation devient cassante. Le comportement cassant d'une roche dépend de la plasticité ; plus cette dernière est faible, plus la roche est cassante.

A titre indicatif nous retiendrons les valeurs du module de Young et de la rigidité pour un calcaire (calcaire de Solenhofen) et pour une dolomie (dolomie de Pennsylvanie), valeurs citées dans le « Handbook of physical constants » (1942).

Pour le calcaire $E = 5{,}77$ à $6{,}27.10^{11}$ dynes/cm² à la pression atmosphérique et $E = 6{,}3.10^{11}$ dynes/cm² pour une pression de 4 bars. Pour les mêmes pressions respectives $G = 2{,}31$ et $2{,}47.10^{11}$ dynes/cm².

Pour la dolomie $E = 7{,}1.10^{11}$ dynes/cm² à la pression atmosphérique et $G = 3{,}23.10^{11}$ dynes/cm² dans les mêmes conditions.

Les valeurs indiquées correspondent à des températures ordinaires ; lorsque la température s'élève, le seuil de plasticité croît également. Ces valeurs, voisines de celles du verre, sont 30 à 40 fois supérieures à celles des argiles. On remarquera que, pour des conditions de température et de pression analogues, les chiffres fournis indiquent que les calcaires ont un seuil de plasticité faible et se comportent donc comme une roche cassante (ce qui correspond au terme anglo-saxon « competent » et s'oppose à « incomtetent » qui caractérise les argiles par exemple, figure 2).

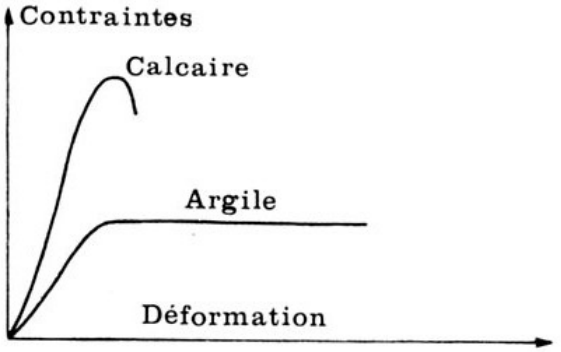


FIG. 2. — Schéma du comportement de l'argile et du calcaire à température ordinaire.

On notera également que les dolomies sont moins cassantes que les calcaires. Nous retiendrons que les roches carbonatées présentent une tendance à la fracturation et non à des déformations souples sous des conditions de température et de pression relativement faibles.

Toutefois la structure et la texture interviendront et détermineront un comportement cassant différent (les valeurs citées ci-dessus concernent des calcaires et des dolomies bien définis). Le rôle joué par la structure peut être illustré par l'exemple suivant. Soit une alternance de bancs compétents (calcaire) et incompétents. Un état de contrainte va conduire les bancs compétents à glisser par rapport aux bancs incompétents. Ces derniers en se déformant vont absorber une grande partie des compressions ou des tensions mises en jeu. C'est là l'origine du fluage des calcaires ou du boudinage ; le résultat final se traduit par un comportement non cassant de l'ensemble.

La texture des calcaires ou des dolomies peut intervenir également. J. TALOBRE (1957) cite des valeurs de E pour différents calcaires allant de 0,2 à $8{,}7.10^{11}$ dynes/cm^2 alors que nous avons dit que pour un calcaire du type de Solenhofen, E = 6.10^{11} dynes/cm^2. Ceci tient au fait que, suivant les textures, les résultats peuvent varier. Lorsqu'il existe un état de contrainte, la déformation intervient soit au niveau des cristaux les uns par rapport aux autres, soit au niveau du cristal lui-même. Dans le premier cas les réarrangements dépendent de l'importance des vides que nous analyserons plus loin avec la porosité, de la présence de boue ou non (boundstone, grainstone d'un côté et mudstone de l'autre auront souvent des comportements différents), de l'importance des grains, de leur taille et de leur nature. Dans le deuxième cas, c'est surtout au niveau du glissement des plans de clivage que la déformation s'effectue.

Ainsi, certaines dolomies seront peu cassantes en raison des plus grandes possibilités de déformation qu'elles présentent. Au contraire, des carbonates cristallins (cas de calcaires métamorphiques formés de sparites) offrent une possibilité de déformation assez réduite, même par glissement des plans de clivages ; la roche est très cassante. Ces deux exemples concernent des roches placées dans des conditions de températures et de pressions faibles. On peut penser que le comportement à la déformation doit être variable lorsqu'une recristallisation interne apparaît.

3.2.2.2) LA POROSITÉ.

A la différence des propriétés mécaniques, la porosité n'intervient qu'à l'échelle microscopique. Il importe de définir les différents types de porosité rencontrés, car, suivant les méthodes de mesure utilisées, les valeurs obtenues ne concernent pas strictement les mêmes paramètres.

a) Par *porosité absolue* nous entendons : « l'ensemble des vides d'une roche, d'un matériau poreux » (J. MARGAT, 1972). Nous distinguerons ensuite la *porosité utile* et la *porosité effective* bien que l'on en fasse généralement des synonymes (J. MARGAT, 1972). La *porosité utile* correspond aux vides en communication les uns avec les autres alors que la *porosité effective* est « la fraction de la porosité correspondant à la contenance en eau gravitaire ».

Toutes les porosités sont exprimées en pourcentage du volume total de la roche.

b) La distinction entre porosité utile et porosité effective s'impose, car souvent les mesures sont effectuées au laboratoire à l'aide de substance autre que l'eau. Les propriétés capillaires de l'eau étant différentes, les mesures ainsi obtenues ne fournissent pas la même valeur de la porosité effective. Cette dernière n'est donc valable que pour l'eau et ne peut être utilisée pour l'air ou pour les écoulements diphasiques.

c) Dans les roches carbonatées où, comme nous le verrons ultérieurement, la fissuration et la karstification interviennent, nous réserverons le terme de

porosité aux ensembles qui possèdent les propriétés d'un milieu poreux. Cela suppose un seuil dans la valeur du diamètre du pore ou dans celle de l'ouverture des fissures, seuil qui sera déterminé lorsque nous analyserons les caractères d'écoulement propres au milieu poreux.

d) Compte tenu de la définition que l'on vient de donner de la porosité, on sait que c'est essentiellement la texture qui en détermine l'importance. J. W. HARBAUGH (1967) donne une synthèse des études faites dans ce sens pour les réservoirs pétrolifères. Il distingue une porosité primaire formée lors d'un dépôt, une porosité secondaire liée à des dissolutions ou des fractures après dépôt, et enfin une porosité dolomitique ou liée au processus de dolomitisation. La première dépend soit de l'importance des grains et de l'édifice qu'ils constituent, soit de la boue.

Les chiffres données par V. SCHMIDT (1965) pour les terrains secondaires du Gigas Beds en Allemagne de l'Ouest varient de 1 à 20 %. Ceux fournis par G. E. THOMAS (1961) pour les formations paléozoïques de l'Ouest canadien sont du même ordre (2 à 20 %). R. W. POWERS (1961) pour les calcaires du Jurassique supérieur d'Arabie indique des valeurs allant de 5 à 27 %. Quelles que soient les régions et les roches considérées, les chiffres obtenus montrent une plage assez étendue des valeurs de la porosité. En général, la porosité la plus importante apparaît pour des calcarénites riches en grains, pauvres en boue et dépourvues de toute recristallisation.

e) Le problème semble plus complexe dans le cas de la *porosité dolomitique*: R. C. MURRAY (1960) indique que lors de la dolomitisation et jusqu'à des valeurs atteignant 50 % de dolomite, la porosité d'origine diminue considérablement. Au-delà de ce pourcentage, la porosité augmente, pouvant atteindre des valeurs de 30 à 40 %. R. W. POWERS (1961) pour les formations du Jurassique supérieur d'Arabie, présente une analyse différente. Jusqu'à 75 % de dolomite, la porosité d'origine est peu perturbée. Au-delà, et jusqu'à des valeurs de 50 % de dolomite, la porosité s'accroît notablement et atteint 19 %. Si la dolomitisation est plus élevée, la porosité diminue et pour 95 % de dolomite, la roche est considérée par cet auteur comme imperméable. Il semble que dans le cas cité par R. W. POWERS la porosité d'origine soit assez faible et inférieure à 10 %.

f) Cet ensemble de données montre à l'évidence que la porosité des roches carbonatées est extrêmement variable et que l'analyse pétrologique est indispensable pour une meilleure connaissance des réservoirs aquifères. *Si la porosité intervient en effet directement sur les possibilités de réserves en eau d'une roche, elle agit également en élevant le seuil de plasticité, défavorisant ainsi la fissuration.* Lorsqu'elle intervient directement, la porosité influe sur la valeur de la perméabilité. Les auteurs cités plus haut indiquent pour la perméabilité des chiffres allant en général de 1 à 400 millidarcys avec parfois des valeurs caractérisant des roches imperméables. Si l'on suppose une eau à la température de 20°C, sous une pression de 1 atm., la perméabilité de Darcy des roches carbonatées varierait de 1.10^{-6} à 4.10^{-4} cm/s, ce qui permet de les classer parmi les roches peu perméables ou parfois imperméables.

3.3) ALTÉRATION DES ROCHES CARBONATÉES, KARSTIFICATION.

3.3.1) **Fissuration.**

Le comportement cassant des roches carbonatées sous un état de contrainte est à l'origine de l'importante fissuration qui caractérise ces roches. Ce sont les fissures dues à des tensions qui, du point de vue de la karstification, s'avèrent les plus intéressantes et permettent ainsi le cheminement des eaux.

Plusieurs facteurs interviennent qui déterminent l'importance et l'ampleur de cette fissuration.

La pression et la température augmentent le seuil de plasticité des roches carbonatées. *C'est surtout en surface que la fissuration est la plus importante.* Egalement, comme l'a indiqué Ph. RENAULT (1967), c'est à proximité des versants que la fissuration a le maximum d'ampleur ; en effet, c'est à ce niveau que les tensions sont les plus fortes. En revanche, la fissuration doit diminuer en fonction de la profondeur.

Toutefois, ces données sont très schématiques, il est nécessaire de tenir compte non seulement de l'hétérogénéité pétrographique de la roche elle-même, mais aussi de l'ensemble de la formation carbonatée. Par exemple, comme nous l'avons dit, la porosité intervient notamment en permettant des réajustements internes dans la roche. Ainsi dans une région plissée, une dolomie, selon son degré de dolomitisation et sa porosité, peut pour des mêmes conditions de contraintes donner une roche encore relativement poreuse, peu ou non poreuse, ou encore fissurée. Cela tient à la possibilité qu'auront les constituants à se réorganiser sous l'action des contraintes. On voit là tout l'impact de la nature de la roche et de ses propriétés sur le résultat final ; certaines dolomies auront un comportement de roche imperméable, d'autres de roche réservoir, d'autres enfin pourront être karstifiées. D'autres part, les recristallisations secondaires colmatent les fissures ouvertes et contribuent ainsi à modifier les propriétés originelles de

la roche. Le comportement mécanique de celle-ci sera variable aussi suivant que les tensions s'effectuent en présence ou absence d'eau. En conclusion on retiendra que, *résultant de contraintes, la fissuration apparaît suivant des directions bien précises ; elle est discontinue.*

3.3.2) **Karstification.**

La corrosion et l'érosion mécanique constituent les deux éléments fondamentaux du processus de karstification. Nous les examinerons successivement.

3.3.2.1) Corrosion.

La corrosion représente essentiellement le résultat, sur les roches carbonatées, des actions chimiques définies dans le paragraphe 2.2.1, où l'action déterminante de l'eau a été soulignée dès ce moment.

Il est nécessaire que l'eau puisse circuler, soit grâce à la perméabilité qui est souvent faible, voire très faible, soit par l'intermédiaire des fissures. Comme les vitesses de circulation des eaux modulent le processus de mise en solution, il apparaît une interaction entre corrosion et circulation des eaux. En effet, la circulation peut être favorisée par la corrosion, et réciproquement celle-ci sera d'autant plus intense que la circulation est importante.

Sans entrer dans le détail de la cinétique des réactions et de l'action des multiples facteurs responsables de la corrosion, on peut cependant, compte tenu du rôle joué par l'eau, mettre en évidence une liaison étroite entre l'importance et la vitesse des circulations d'eau et la corrosion.

Il résulte de ceci et de ce que nous avons dit précédemment que la corrosion n'est pas uniforme au niveau de tous les vides, et qu'elle agit de façon préférentielle au niveau de certains d'entre eux.

Soulignons enfin qu'en l'absence de circulation d'eau, la corrosion est très vite arrêtée.

3.3.2.2) Érosion mécanique.

Nous ne considèrerons dans l'érosion que l'aspect dû aux actions mécaniques, qu'elle soit déterminée directement par la pesanteur (éboulement par exemple) ou bien par l'intermédiaire des circulations d'eau.

Comme pour la corrosion, nous retrouvons une interaction entre érosion et circulation des eaux. En effet, l'action mécanique de l'eau dépend essentiellement de la charge transportée elle-même, en rapport avec son énergie cinétique, donc avec sa quantité et avec sa vitesse. Si un conduit est élargi par action mécanique, une plus grande quantité d'eau, dotée d'une vitesse plus importante, pourra circuler amenant l'action mécanique à s'intensifier.

Ainsi, la karstification apparaît, tout au moins au départ, comme *l'élargissement, l'agrandissement non pas de tous les vides, mais de certains d'entre eux.* Il s'instaure en effet, une *hiérarchisation*, les vides les plus importants étant situés soit vers les zones où l'énergie cinétique de l'eau est la plus importante lorsque l'érosion domine, soit en des zones privilégiées liées aux facteurs chimiques, lorsque c'est la corrosion qui est prédominante.

3.4) CONCLUSION.

Les propriétés tant chimiques que physiques des roches carbonatées leur confèrent un modelé particulier auquel a été donné le nom de karst. Il convient de souligner que sous le terme de roches carbonatées est englobé tout un ensemble de roches dont les propriétés peuvent être fort différentes ; compte tenu du facteur commun que constitue la présence de carbonate, ces roches sont toutes plus ou moins affectées par la karstification.

Ce phénomène est essentiellement lié à des *mises en solution.* Il en résulte que d'autres roches non carbonatées mais également solubles (sel, gypse par exemple) présentent un phénomène semblable. Mais dans le cas des carbonates la mise en solution est le résultat d'une chaîne de processus chimiques liés au CO_2.

Le processus de karstification est d'autant plus marqué au niveau des roches carbonatées que celles-ci présentent d'autres propriétés, mécaniques cette fois, qui en font des *ensembles fissurés.* La fissuration favorise les circulations d'eau dans une roche qui à l'origine possédait une faible perméabilité. Au niveau des fissures, en effet, l'eau peut se concentrer et circuler plus facilement. Il en résulte une énergie cinétique accrue dont l'incidence sur la karstification est déterminante.

L'un des résultats est l'élaboration de tout un réseau de drainage souterrain assez comparable aux rivières et ruisseaux de surface. Ceci est dû à l'interaction entre les circulations d'eau et l'intensité de la karstification. Plus les vides sont grands, plus les circulations sont aisées et plus la karstification s'intensifie ; inversement, plus la karstification affecte

le milieu et plus les vides prennent de l'ampleur. Dès que le phénomène s'amorce il ne peut que s'accélérer jusqu'au moment où la karstification est telle que les transits sont suffisamment rapides pour que la corrosion soit faible et les vides suffisamment grands pour que l'érosion devienne négligeable. Compte tenu de cette interaction, il paraît difficile d'étudier la karstogenèse sans connaître les mécanismes de circulations des eaux. C'est pourquoi nous étudierons ces mécanismes dans les paragraphes qui suivent.

4. — GÉNÉRALITÉS SUR LES CIRCULATIONS DES EAUX EN MILIEU KARSTIQUE.

Il importe ici de donner un certain nombre de définitions que nous utiliserons ultérieurement et de dégager les caractères propres au milieu karstique.

4.1) NOTION D'AQUIFÈRE ET DÉFINITION.

Les formations karstiques étant le siège de circulations d'eaux souterraines vont être analysées en fonction de cet aspect, c'est-à-dire en tant que formations aquifères. Ceci conduit à définir le terme d'aquifère. J. MARGAT (1972) propose la définition suivante : « terrains, formation géologique contenant une nappe d'eau souterraine ». Cette définition suppose que pour une formation, le fait de contenir de l'eau n'est pas suffisant pour qu'elle soit désignée comme un aquifère ; en effet, la notion de nappe (J. MARGAT, 1972) implique l'existence d'une zone saturée en eau dans laquelle cette dernière circule avec une composante horizontale prédominante. En ce sens le karst doit être considéré comme un aquifère.

4.2) DÉFINITIONS HYDROGÉOLOGIQUES.

Le karst étant, dans la suite de ce travail, étudié en tant qu'aquifère, il est nécessaire de définir les termes que nous serons amenés à utiliser, se rapportant aux aquifères et aux nappes.

Les aquifères peuvent être simples ou complexes et, dans ce dernier cas, ils comportent plusieurs niveaux saturés. On parle alors d'aquifère multicouche (Y. EMSELLEM, 1967).

Nous nous bornerons aux aquifères simples. Les aquifères, tout comme les nappes, reçoivent en hydrogéologie divers qualificatifs qui en précisent le sens : aquifère de terrain fissuré, aquifère de l'Albien, aquifère superficiel... ; nous n'examinerons pas cet aspect, mais plutôt les dénominations qui permettent de désigner les différentes parties de cet aquifère. Nous nous rapporterons pour cela aux définitions données par O. E. MEINZER (1923), C. F. TOLMAN (1937), H. SCHOELLER (1962) et C. CASTANY (1963) et nous utiliserons souvent des définitions de J. MARGAT (1972) qui seront placées entre guillemets lorsqu'elles seront transcrites *in extenso*. Ces distinctions se font sur deux plans, l'un vertical, l'autre horizontal de l'amont vers l'aval.

a) Suivant le plan vertical, les différents auteurs reconnaissent deux grands ensembles : une *zone non saturée* et une *zone saturée*. Ce sont ces termes qui actuellement sont les plus utilisés ; ils correspondent à la traduction des termes anglo-saxons : *unsaturated zone* et *saturated zone*. Des auteurs français comme H. SCHOELLER et G. CASTANY ont respectivement proposé *zone d'aération* et *zone de saturation*. Il existe d'autres synonymes à ces désignations, *zone d'eau suspendue* (TOLMAN), *zone des eaux kremastiques* (MEINZER) pour la première, *zone des eaux soutenues* (CASTANY), *zone des eaux plérotiques* (MEINZER) pour la seconde.

L'absence de zone non saturée, dans la mesure où la zone saturée n'arrive pas jusqu'à la surface du sol, caractérise les *nappes captives* ou *nappes en charge*.

Lorsque la zone non saturée existe, *la nappe* est dite *libre*, la surface de séparation des zones saturées et non saturées étant appelée *surface libre* (*water table* des Anglo-Saxons).

Les hydrogéologues distinguent dans la zone non saturée une *frange capillaire* au-dessus de la surface libre ; elle contient l'*anastatic water* de MEINZER. Selon cet auteur, il convient également de distinguer une frange suivant la surface du sol, *belt of soil water* ou *rhizic water* ; H. SCHOELLER a proposé pour cette frange le nom de *zone d'évaporation* terme que nous n'utiliserons pas car il laisse supposer que le phénomène d'évaporation n'intéresse que cette partie. Entre la frange capillaire et la zone d'évaporation, H. SCHOELLER situe *la zone de rétention* (*zone intermédiaire* avec l'*argic water* de O. E. MEINZER ; ce terme ne sera également pas utilisé en raison de la notion d'eau non en mouvement qu'il paraît introduire).

Pour les écoulements dans la zone non saturée nous choisirons le terme *d'infiltration*, de préférence à celui de *percolation* que E. A. MARTEL préconisait pour les karsts en invoquant le fait que l'écoulement s'effectuait dans ce milieu sans y demeurer (nous reviendrons d'ailleurs ultérieurement sur cette conception). La percolation est définie en hydrologie comme le « mouvement de l'eau dans le sous-sol, en général dans un milieu souterrain perméable, sans distinction de la composante principale ni de l'état saturé ou non du milieu » ; H. SCHOELLER (1962) indique que zone de percolation est « synonyme de zone de circulation d'une nappe, zone où la nappe, libre ou captive, est en mouvement. S'oppose tout en se confondant plus ou moins avec elle, à la zone d'alimentation ». Ce terme n'est pas spécifique à la zone non saturée et l'employer uniquement dans ce cas pourrait prêter à confusion.

Que la nappe soit captive ou libre, la surface réelle ou fictive où la pression de l'eau est égale à la pression atmosphérique est appelée *surface piézométrique*. Lorsque la nappe est libre, et suivant certaines conditions hydrauliques que nous examinerons ultérieurement, la surface piézométrique s'identifie à la surface libre. C'est cette surface libre que l'on observe dans les puits, pour cela on parle souvent de *surface phréatique*. Du fait de sa non-concordance parfois avec la surface piézométrique, H. SCHOELLER (1962) a proposé le terme de surface des *hydrohypses*.

b) De l'amont vers l'aval, la classification la plus utilisée est due à SCHOELLER (1962). Cet auteur distingue une *zone de ruissellement souterrain* en amont, puis une *zone d'accumulation* et enfin une *zone d'évacuation* au niveau de l'exutoire.

Cette terminologie étant définie, nous discuterons celle utilisée par les spéléologues.

4.3) CONCEPTS ET CLASSIFICATIONS SPÉLÉOLOGIQUES.

D'abord purement descriptifs, les concepts et les classifications spéléologiques ont très vite été rapprochés de données hydrogéologiques. Ceci est dû au fait, comme nous l'avons souligné, que tout problème de spéléogenèse est intimement lié aux circulations d'eau.

Toutefois cette démarche a très souvent été réalisée sans que les concepts hydrogéologiques, auxquels il était fait appel, soient approfondis et parfaitement compris par les utilisateurs.

Aussi avant d'envisager les classifications spéléologiques nous énoncerons certains points de vue d'ordre spéléologique.

4.3.1) **Concepts hydrogéologiques utilisés en spéléologie.**

Ces concepts hydrogéologiques en spéléologie portent essentiellement sur la notion de réserves noyées et sur la formation des cavernes.

4.3.1.1) « NAPPE KARSTIQUE » ET RIVIÈRES SOUTERRAINES.

Il importe tout d'abord de définir le terme de nappe pour lequel nous ferons encore appel à la terminologie hydrogéologique de J. MARGAT. Nous retiendrons les deux principales définitions ; la première correspond au sens large et original : « collection d'eau souterraine, ensemble de l'eau saturant une couche aquifère définie dans laquelle elle circule avec une composante horizontale prédominante... » ; la deuxième offre un sens plus restreint : « masse d'eau contenue et s'écoulant dans une roche aquifère perméable en petit, poreuse, par opposition à celles contenues dans des roches perméables en grand..., le terme de nappe implique une continuité, une liaison continue des eaux dans toutes ses parties... ».

C'est à la définition au sens large que se rapportent le terme anglo-saxon de *groundwater* et le terme allemand de *Grundwasser*.

L'intérêt des travaux de E. A. MARTEL (1905, 1921) réside dans le fait qu'ils ont attiré l'attention sur la présence de rivières souterraines qui constituent des drains importants dans les calcaires, c'est-à-dire de fortes discontinuités au niveau des lois de l'écoulement.

Toutefois, si la présence de ces drains conduit à rejeter le terme de nappe au sens restreint, elle n'est absolument pas incompatible avec la définition utilisée au sens large.

L'existence de masses d'eau importantes dans le karst, en dehors des rivières souterraines, a été niée par MARTEL. parce que seules ces dernières sont directement accessibles à l'homme. On sait à l'heure actuelle que ces masses d'eau existent puisqu'elles ont été maintes fois sollicitées à partir de forages.

Cependant la représentation qui en a été donnée relève de conceptions erronées.

4.3.1.2) SITUATION DES RÉSERVES NOYÉES.

C'est à l'école autrichienne que sont essentiellement dues les premières affirmations concernant la présence d'une nappe dans les calcaires (A. PENCK 1900, 1904 ; A. GRUND 1903, 1910, 1914). Toutefois il semble que, pour ces auteurs, ces masses d'eau soient considérées comme stagnantes. Une distinction est

alors intervenue entre la *Grundwasser* et la *Karstwasser*, cette dernière n'apparaîtrait que lors des pluies et s'éliminerait très rapidement.

Cette conception qui tente sans doute de concilier la notion de « nappe » et celle de rivière souterraine n'est pas conforme aux lois de l'hydrodynamique. Il en est de même de celle des karstologues et de certains hydrogéologues qui pensent que les réserves d'eau dans les karsts sont liées soit à des karsts barrés soit à des dispositifs synclinaux profonds, soit enfin à des nappes captives.

On sait que la zone saturée assure les transferts entre l'infiltration et l'exutoire et ne peut être par là même constituée d'eau stagnante. Par ailleurs, les réserves sont déterminées par le rapport alimentation - évacuation et les possibilités de rétention du terrain. Pour reprendre une image de MARTEL qui comparait le réseau de conduits souterrains à des rivières de surface, la présence d'un abondant réseau de drainage n'est pas incompatible avec l'existence de nappes alluviales ; il n'est pas nécessaire de faire appel à des structures profondes. De plus, les « nappes karstiques » ne sont pas toutes soutenues, il existe des « nappes karstiques » perchées comme nous le verrons dans la suite de ce travail.

Ajoutons enfin que si le terme de nappe peut être appliqué au karst avec son sens le plus large, il n'est pas du tout acceptable dans sa signification la plus restreinte. Aussi ne sera-t-il pas employé en raison de cette ambiguïté. Nous parlerons de *karst noyé*, terme qui correspond à ceux de zone saturée, de *groundwater* et de *Grundwasser*.

4.3.1.3) THÉORIE SUR L'ORIGINE DES CAVERNES.

Le deuxième point sur lequel il convient de retenir l'attention a trait aux théories proposées par les Américains sur l'origine des cavernes.

Au début du siècle beaucoup d'auteurs pensaient que les cavernes se formaient dans la zone non saturée, donc au-dessus de la surface piézométrique. Les arguments développés invoquaient d'une part la circulation rapide au niveau de l'infiltration, d'autre part l'abondance de CO_2 dans cette zone ; il en serait résulté un maximum de corrosion.

En 1930, W. M. DAVIS envisage au contraire que le creusement des cavernes s'effectue au-dessous du niveau piézométrique, dans la zone saturée. Selon cet auteur beaucoup de cavernes situées maintenant dans la zone non saturée ont été formées dans la zone saturée; elles occuperaient leur position actuelle par suite de l'enfoncement des vallées. La théorie de DAVIS a été discutée par J. H. BRETZ (1942) qui, à partir de nombreuses observations, l'a adoptée tout en lui apportant quelques modifications.

Pour A. C. SWINNERTON (1932, 1942), R. F. RHOADES et M. N. SINACORI (1941), la formation des cavernes se ferait dans la zone saturée mais à proximité immédiate du niveau piézométrique.

Plus récemment D. C. FORD (1965, 1973) apporte quelques compléments. Partant de la théorie du creusement en milieu saturé, il pense que ce creusement serait lié aux zones où s'effectuent les apports par infiltration, la profondeur où il se réalise par rapport au niveau piézométrique dépendant alors de la fissuration. Cette démarche, dépourvue de sens telle qu'elle est présentée, exprime toutefois sous une forme maladroite une réalité profonde que nous discuterons ultérieurement.

De ces différentes théories nous retiendrons plusieurs points. Il semble qu'en matière de spéléogenèse tous les auteurs soient d'accord sur la présence d'un karst noyé. Toutefois, les relations entre rivières souterraines et karst noyé ne paraissent pas claires à travers leurs différents exposés. Avec les travaux de W. M. DAVIS est introduite une terminologie inspirée de celle proposée par O. E. MEINZER (1923). Pour cet auteur, l'eau de la zone saturée est désignée par le terme d'*eau phréatique*. Or, la notion d'eau phréatique est liée à celle de nappe phréatique qui possède un sens précis en hydrogéologie, sens d'ailleurs très restreint. Implicitement cela conduit à reconnaître une analogie certaine entre les milieux poreux et le karst ; nous avons vu combien ceci était discutable. Toujours d'après MEINZER, est également utilisé le terme d'*eau vadose*, pour les eaux circulant dans la zone non saturée ; ce terme possède en hydrogéologie le sens précis suivant: «eaux soumises à un certain hydrodynamisme, intégrées dans le cycle de l'eau actuel » (J. MARGAT) ; il a donc perdu depuis longtemps le sens restreint proposé par F. POSEPNY (1894).

Ce sont les différents auteurs cités plus haut qui, à partir de ces dénominations, ont proposé une terminologie nouvelle en créant les termes de zone vadose et de zone phréatique qui deviennent alors parfaitement impropres.

4.3.2) Classifications spélélogiques.

Les classifications spéléologiques concernent la zonation des karsts. La première est due à J. CVIJIC.

4.3.2.1) CLASSIFICATION DE CVIJIC.

La classification de J. CVIJIC a été exposée en 1918 dans un texte rédigé en langue française.

L'auteur détermine trois zones hydrographiques superposées.

1) *La zone supérieure* est caractérisée par des vides souterrains toujours secs dont font partie les grottes et par l'absence de sources. Elle est le siège de l'infiltration lorsqu'il pleut.

2) *la zone intermédiaire,* temporairement humide, correspond à la zone où sont situées les rivières souterraines qui aboutissent aux sources que l'on observe dans les vallées.

3) *la zone inférieure* atteignant le substratum imperméable serait constituée de fissures remplies d'eau.

Cette zonation permet de situer les phénomènes spéléologiques observés, grottes, gouffres, rivières souterraines... En outre, il semble que l'auteur donne à cette classification un sens génétique, la zone supérieure représentant la zone où s'effectuaient les anciennes circulations, la zone intermédiaire étant en voie d'excavation, la zone inférieure n'étant que peu ou pas karstifiée.

4.3.2.2) Classifications spéléologiques actuellement utilisées.

Les classifications actuelles, toutes inspirées de celle de Cvijic, veulent en outre intégrer les concepts hydrogéologiques énoncés ci-dessus.

B. Gèze (1965), par exemple, reprend la zonation de Cvijic. La zone supérieure est dite de *percolation temporaire,* la zone intermédiaire de *circulation permanente,* la zone inférieure d'*imbibition générale.*

Nous reviendrons ultérieurement sur l'aspect temporaire de l'infiltration. La différenciation faite au niveau des circulations de la zone saturée repose sur le concept défini par A. Grund, à savoir une nappe d'eau stagnante, dont on sait toute l'inexactitude. Le raccordement des zones de Cvijic avec la position des réserves noyées et avec les zones présentant des types de circulation différents n'est pas toujours réalisé au même niveau. Aussi rappelons que, contrairement à ce qui est fait parfois, la zone III de Cvijic est loin de coïncider de façon absolue avec la zone saturée. Les auteurs anglo-saxons utilisent les termes de zone vadose et de zone phréatique ; leur non conformité devrait les faire abandonner au profit de zone non saturée et zone saturée termes parfaitement corrects universellement utilisés en hydrogéologie.

Nous reviendrons sur cet important problème des classifications dans la troisième partie de ce travail après avoir analysé les modalités des circulations d'eau dans les calcaires.

4.3.3) **Discussion.**

Cette discussion porte sur deux plans, l'un de forme, l'autre de fond.

a) Nous avons montré que le vocabulaire utilisé par les spéléologues et beaucoup de karstologues est souvent emprunté à d'autres disciplines telles que l'hydrogéologie où il possède un sens précis. Il en est ainsi d'eau phréatique, d'eau vadose, de *Grundwasser...* ces termes employés ensuite de façon impropre, finissent par désigner des objets ou des concepts auxquels ils n'étaient pas destinés.

Mais ce mauvais usage ne s'arrête pas là. Par exemple, à partir du terme d'eau phréatique ont été créés les vocables suivants : zone phréatique, circulation phréatique, écoulement phréatique, galerie phréatique... on aboutit ainsi à une terminologie dépourvue de sens.

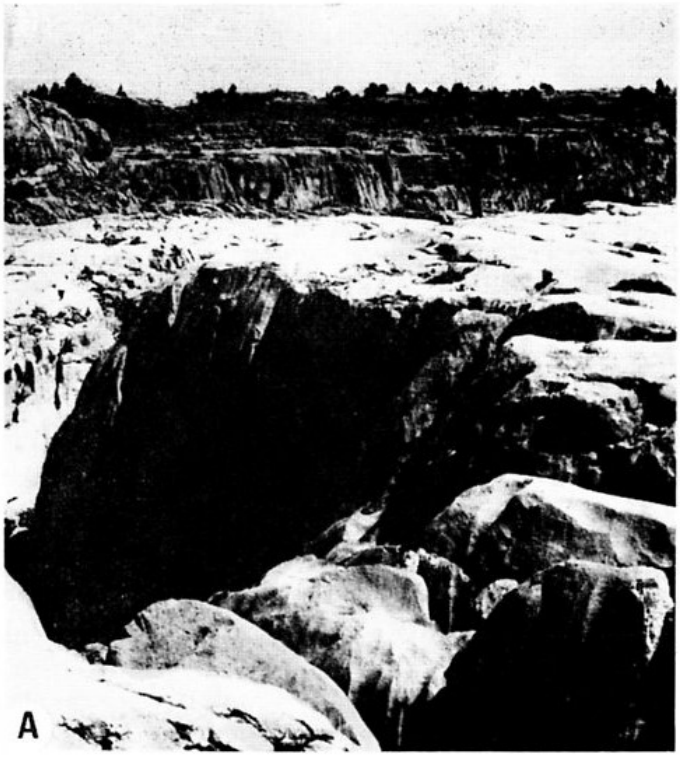
Relever ce genre d'impropriétés n'a pas pour but d'engager une polémique d'ordre dialectique. Le vocabulaire a son évolution et l'usage, dit-on, a force de loi. La difficulté réside dans le fait que si le vocabulaire hydrogéologique a suivi une évolution dans le cadre de cette discipline, il a également connu une évolution très différente lorsqu'il a été emprunté à l'usage d'autres sciences. Il se crée ainsi un langage ésotérique dont le fondement paraît très discutable.

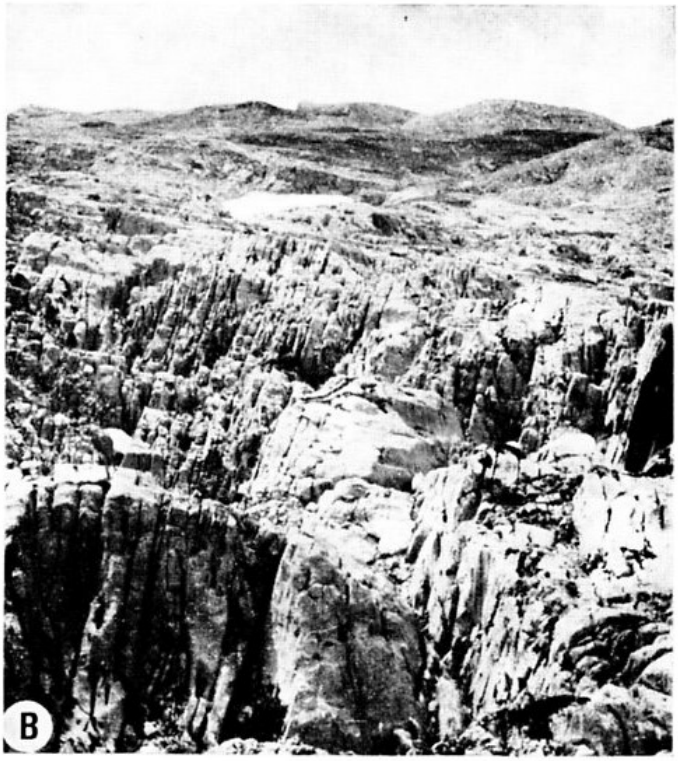
Contrairement à ce qu'ont pu écrire plusieurs auteurs, la terminologie évoquée est loin d'être adoptée universellement ; *la plupart des hydrogéologues travaillant sur le karst ne l'utilisent pas. Rappelons enfin que si certains termes employés par* O. E. Meinzer, *à qui l'on se réfère, sont à l'origine de cette terminologie, ils n'ont pas été proposés par l'auteur pour une telle fin.*

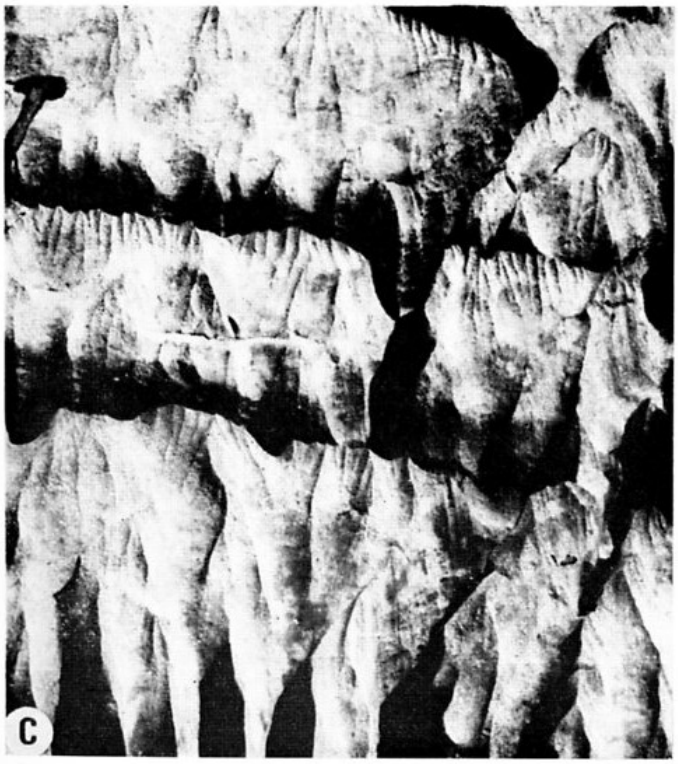
b) Le problème le plus important reste toutefois un problème de fond.

La négation par Martel de la présence d'abondantes masses d'eau en dehors des rivières souterraines traduit, en fait, une vision « spéléomorphique » du milieu karstique. Malheureusement ce système de pensée devait faire école et les différents problèmes relatifs au milieu souterrain ont trop souvent été analysés uniquement en fonction des cavités accessibles à l'homme. Ce n'est que très récemment que sont apparues des réactions à ce concept qui par ailleurs ne sont pas toujours universellement reconnues ; citons, à ce propos, les travaux de R. Rouch (1968) en biospéologie.

En spéléologie physique, malgré quelques tentatives, cette vision « spéléomorphique » demeure encore profondément ancrée ; ainsi, les définitions, les conceptions relatives au milieu souterrain dépendent-elles encore beaucoup de la grotte, du







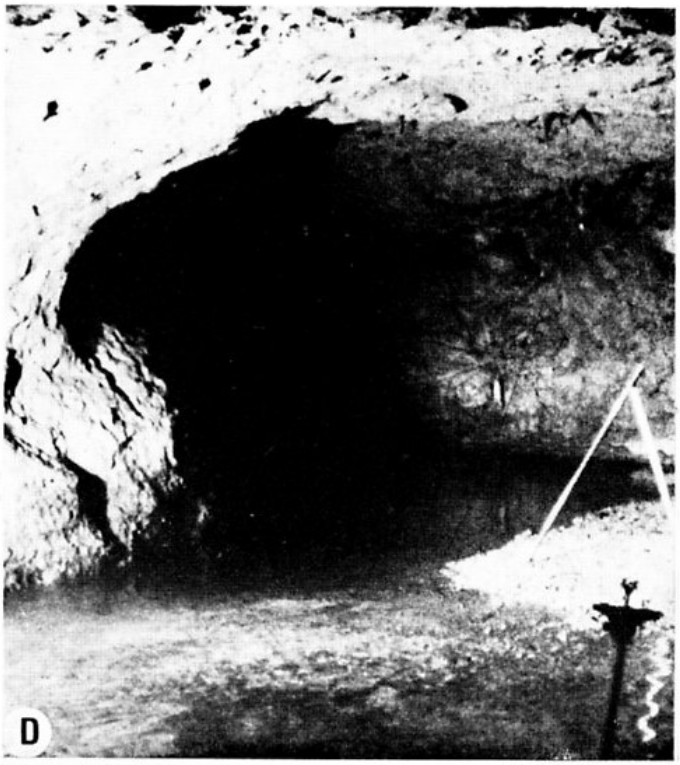


PLANCHE II.

Différents aspects de paysages karstiques.

A : Morphologie indiquant l'enfouissement rapide des eaux de surface au niveau de gouffres ou de fissures (Arres d'Anie, Pyrénées-Atlantiques).

B : Présence d'une abondante fissuration dans les calcaires (Arres d'Anie, Pyrénées-Atlantiques).

C : Détail de lapiaz (rillenkarren) ; les courtes cannelures traduisent un ruissellement réduit à cause de la fissuration importante (Arres d'Anie, Pyrénées-Atlantiques).

D : Existence de grands drains dans l'aquifère karstique (rivière souterraine de Labouiche, Ariège).

gouffre ou de la rivière souterraine. Elles se trouvent par suite souvent en désaccord, voire en contradiction, avec la vision hydrogéologique qui tient compte d'un ensemble dont seule une infime partie peut être éventuellement accessible à l'homme. Il ne faut cependant pas croire que ce piège est évité lorsque, la grotte ayant été replacée dans le contexte du massif karstique, les paramètres de ce dernier sont définis à partir des seules observations réalisées au niveau de la cavité. C'est faire en l'occurrence œuvre d'induction amplifiante sans vérification, analyse dont on connaît tout le danger. En toute rigueur la grotte devrait être définie par rapport aux concepts d'ensemble et non pas l'inverse.

Les conceptions spéléologiques en sont une parfaite illustration. Un exemple permettra de mieux imager ces propos. Il concerne le massif de Saoudière en Ariège dans lequel est développé le réseau de Niaux-Lombrive-Sabart, totalisant près de 8 km de galeries spatieuses. Son importance a fait dire que ce massif était un « véritable gruyère ». Le volume de vides du réseau connu, d'après les calculs effectués, représenterait moins de 0,2 % du volume total du massif, la porosité du calcaire de ce massif étant, elle, de l'ordre de 1 à 2 %. Ce réseau situé dans la partie supérieure du massif n'assure plus aucun drainage. Dans ce cas on voit le danger de ramener un problème d'infiltration, par exemple, aux seules données que l'on peut obtenir au niveau de la cavité. Ainsi la « percolation », temporaire pour la grotte, ne l'est pas pour l'ensemble du massif où nous verrons que des millions de mètres cubes peuvent encore s'écouler, les grottes étant sèches.

Par ailleurs, s'il est nécessaire, dans une première approche, de faire appel à une classification, « il convient de ne point oublier », comme l'écrit A. VANDEL (1973, p. 56) « que les classifications ne constituent que des artifices destinés à soulager notre mémoire ». En aucun cas, cette classification ne devrait être assimilée à un schéma explicatif. Il en est ainsi de la zonation du karst. Tant qu'il s'agit de replacer, les grottes, les gouffres et les lapiaz, cette zonation paraît correcte et il n'est point besoin de modifier celle proposée par J. CVIJIC. Vouloir par la suite rapporter ces zones à des problèmes de dynamique des écoulements prouve bien souvent une méconnaissance de cette dernière. Ainsi, dans le chapitre suivant sera-t-on amené à revoir le problème de « circulation vadose » et de « circulation phréatique ».

Enfin, et pour limiter cette discussion à quelques exemples seulement, la vision du karst noyé, à travers les zonations, ne répond pas du tout à la conception et à la dynamique des écoulements des aquifères tels qu'ils sont définis en hydrogéologie.

5. — CONCLUSIONS.

Le propos de ce chapitre introductif a été de replacer l'étude de l'hydrodynamique des aquifères karstiques dans le cadre de l'hydrogéologie en général et de celle des roches carbonatées en particulier. Le karst et la karstification, les paysages qui en résultent, l'économie de ces territoires sont autant de conséquences d'un mode particulier de circulation des eaux, objet de ce travail (Planche II).

Il résulte de ce propos les considérations suivantes :

1° *La karstification et la dynamique des écoulements des eaux sont deux phénomènes qui sont intimement liés.* S'il ne peut y avoir karstification sans circulation des eaux, cette dernière voit sa dynamique profondément modifiée en fonction même du degré de karstification.

Cette interaction apparaît fondamentale pour l'étude des karsts. Aussi, pour l'aborder, sommes-nous obligés de fixer l'une des deux variables interdépendantes, dans une première démarche. Cela conduit à prendre des karsts dans un état de karstification donné et à déterminer quelle est la dynamique des circulations dans de telles conditions. Ce n'est que par la suite que peuvent être abordés les problèmes de spéléogenèse et de karstification puisqu'ils supposent une parfaite connaissance de l'hydrodynamisme des circulations.

2° La karstification, de même que le mode particulier de circulation des eaux, sont dus aux propriétés de certaines roches, propriétés tant physiques que chimiques. L'aspect lithologique du problème est primordial. Or, il s'avère qu'*il ne s'agit pas du tout d'un type précis de roche mais au contraire de toute une famille fort complexe* qui présente un éventail de types variés. En conséquence, les propriétés physiques et chimiques dont dépend la karstification auront des valeurs variables et la karstification sera plus ou moins développée ou modulée en fonction de la nature de la roche. En vertu de ce que nous avons dit plus haut l'étude des circulations des eaux implique l'étude pétrologique

du karst. Ceci apparaît comme fondamental et n'a été que très peu, pour ne pas dire pas du tout, abordé dans le contexte qui nous occupe.

3° *Les problèmes spéléologiques rentrent dans le cadre de la karstification et sont donc eux aussi intimement liés aux circulations d'eau. Ils apparaissent ainsi comme l'une des conséquences de ces dernières.* Traiter le karst à travers les données spéléologiques a amené de nombreux auteurs à fonder des concepts généraux sur des bases beaucoup trop restreintes et à établir des schémas hydrogéologiques erronés.

Nous retiendrons que l'hydrodynamisme des circulations dans les karsts est influencé par les propriétés physico-chimiques d'une famille fort complexe de roches possédant en commun un certain nombre de caractères liés à leur chimisme et à leurs conditions de genèse. Aborder ce problème uniquement par l'intermédiaire de la spéléologie conduit à une vision partielle qu'il est dangereux de généraliser. Aussi, dans un premier temps analyserons-nous le karst comme n'importe quel autre aquifère, tout en précisant ses particularités, ce qui fera l'objet du chapitre suivant.

II. — LOIS UTILISÉES POUR LES ÉCOULEMENTS EN MILIEU POREUX, HYPOTHÈSES FORMULÉES, VALIDITÉ DE CES LOIS EN AQUIFÈRES KARSTIQUES.

1. — INTRODUCTION.

Avant d'aborder l'étude de systèmes karstiques, de recueillir les données obtenues et de déterminer les résultats qui en découlent, nous définirons le processus habituellement suivi dans l'étude de la dynamique des transferts en ce qui concerne les eaux souterraines.

Il sera également nécessaire de préciser certaines notions, relatives aux écoulements, auxquelles nous ferons appel dans l'étude des circulations d'eau dans le karst. En outre nous rechercherons les limites possibles des méthodes disponibles.

A l'heure actuelle, l'étude des aquifères karstiques souvent confondus à tort, comme nous l'avons dit, avec les aquifères de formations fissurées est essentiellement fondée sur les lois mises au point au niveau de l'écoulement dans les terrains poreux. L'objet de ce chapitre est de définir de façon succincte et schématique la théorie des circulations d'eau souterraine et ses limites pour les aquifères karstiques.

Nous examinerons en premier lieu la façon dont sont établies les lois fondamentales en milieu poreux saturé, ainsi qu'en milieu poreux non saturé. Dans ces deux cas après avoir exposé ces lois fondamentales en essayant de dégager les principales hypothèses qui sont admises soit de façon implicite, soit de façon explicite, la discussion portera sur la validité de ces hypothèses pour les aquifères karstiques.

2. — ÉTABLISSEMENT DES ÉQUATIONS FONDAMENTALES DES CIRCULATIONS EN MILIEU POREUX SATURÉ.

A la suite des travaux de C. V. Theis (1935) qui appliquait les lois de propagation de la chaleur en milieu isotrope aux écoulements souterrains, de nombreux auteurs, pour aborder les problèmes posés par l'hydraulique souterraine au niveau des circulations dans les aquifères, ont recherché une analyse des bases physiques et théoriques.

Ce type d'étude est dû soit à des mathématiciens comme M. S. Harr (1962), soit à des pétroliers comme M. Muskat (1946), M. K. Hubbert (1940, 1953) et A. Houpeurt (1958), soit à des hydrodynamiciens comme C. F. Jacob (1940, 1946, 1950), L. J. Tison (1953), E. de Gelis (1956) et A. E. Scheidegger (1960), pour ne citer que les principaux et sans pour autant être complet.

Ces différentes démarches ont été reprises par les hydrogéologues tels C. F. Tolman (1937), H. Schoeller (1962) et G. Castany (1963) (on trouvera d'ailleurs chez ces deux derniers auteurs, une bibliographie assez complète des ouvrages traitant des circulations d'eau souterraine).

L'analyse des bases physiques et théoriques de l'hydraulique souterraine en milieu poreux fait appel aux équations fondamentales de mécanique des fluides. Ces équations sont :

— l'équation de continuité,

— l'équation d'état du fluide,

— l'équation de l'impulsion qui traduit la proportionnalité des forces et des accélérations.

Les écoulements sont considérés comme *isothermes*, ce qui permet de négliger l'évolution thermodynamique du fluide au cours de son mouvement.

2.1) ÉQUATION DE CONTINUITÉ.

Cette équation traduit le principe de la conservation de la masse. Si l'on considère un parallélépipède dx, dy, dz à l'intérieur d'un milieu de porosité ω, traversé par un fluide de masse spécifique ϱ,

pendant l'instant dt, on écrira que la variation de la masse du fluide dans ce parallélépipède est égale à la différence des quantités de fluides reçues et évacuées pendant le même temps soit en écriture vectorielle :

$$-\frac{\partial}{\partial t}(\omega\rho) = \operatorname{div}(\rho\vec{V})$$

où $\vec{V}$ est le vecteur vitesse de filtration. Le flux entrant est compté négativement.

2.2) ÉQUATION D'ÉTAT.

L'écoulement étant considéré comme isotherme, l'équation d'état se réduit à :

$$F = (P, \rho)\ T_o = 0$$

équation qui lie la pression P et la masse spécifique en introduisant la température.

Si l'on *néglige les variations de la viscosité* en fonction de la pression, l'équation d'état sera :

$$\rho = \rho_o\, e^{-\chi_o (P_o - P)}$$

χ_o étant le coefficient de compressibilité isotherme de dimension $[M^{-1}LT^2]$. Pour l'eau sa valeur à 10°C et à la pression atmosphérique est sensiblement de 49.10^{-6} $(kg/cm^2)^{-1}$.

2.3) ÉQUATION DE L'IMPULSION.

Cette équation traduit le principe fondamental de mécanique :

force = masse × accélération.

Dans le cas de *fluide newtonien* isotrope, on aboutit à l'équation de Navier-Stokes, classique en mécanique des fluides :

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{f} - \frac{1}{\rho}\overrightarrow{\operatorname{grad}}\,P + \frac{\mu}{\rho}\Delta^2\vec{V} + \frac{1}{3}\frac{\mu}{\rho}\overrightarrow{\operatorname{grad}}(\operatorname{div}\vec{V})$$

où s'ajoutent aux symboles déjà utilisés μ (viscosité dynamique), $\vec{f}$ qui représente les forces à distances par unité de valeur et Δ^2 qui est le laplacien appliqué au vecteur V.

Cette équation qui régit les écoulements de façon générale est d'un maniement très difficile voire même, dans certains cas, pratiquement impossible. C'est le cas lorsque la géométrie du milieu est complexe.

En fait cette équation correspond à une description microscopique du milieu. Une schématisation consiste à abandonner cette description microscopique et à définir un bloc de milieu poreux de grandes dimensions par rapport à celles des pores ; ce bloc est supposé homogène et isotrope. Les grandeurs qui interviendront, apparaîtront comme des grandeurs moyennes. C'est dans cette optique qu'est définie la loi de Darcy.

Il s'agit là d'une approximation, que certains auteurs comme C. MARLE (1967) cherchent à déduire de l'équation de Navier-Stokes en supposant l'écoulement permanent et à partir d'une analyse statistique. C'est avant tout une démarche expérimentale pour définir l'équation de l'impulsion.

Loi de Darcy.

En étudiant la filtration des eaux, DARCY a montré expérimentalement que le débit par unité de surface $\frac{Q}{S}$ était proportionnel à la charge Δh existant entre les deux faces du filtre utilisé, soit :

$$\frac{Q}{S} = a\,\Delta h$$

Sont introduites alors les notions de *vitesse macroscopique moyenne* et de *vitesse microscopique*. La première correspond à la vitesse de filtration entre les deux faces $\frac{Q}{S}$, la seconde est la vitesse relative à la circulation réelle du fluide à travers les vides laissés par les grains.

Si l'on généralise la loi de Darcy qui n'est en fait, vérifiée que pour une dimension et si l'on admet, d'une part que la vitesse macroscopique est proportionnelle aux forces agissant sur le fluide et d'autre part que ces dernières correspondent aux forces de pesanteur, nous avons en écriture vectorielle :

$$\vec{V} = -\frac{k}{\mu}\rho\, g\, \overrightarrow{\operatorname{grad}}\,\varphi$$

si l'on considère la compressibilité négligeable sous l'action de la pression P et si k représente la perméabilité intrinsèque, ses dimensions étant $[L^2]$, μ la viscosité dynamique, g l'accélération de la pesanteur ; φ est appelé *charge hydraulique* ou *potentiel hydraulique*. φ est égal à $\frac{P}{\rho g} + z$ avec z la cote par rapport à un plan de référence. Les dimensions de φ sont [L].

Ces trois équations étant définies, leur combinaison va aboutir à l'équation aux dérivées partielles en φ. C'est cette dernière qui permettra alors l'étude des écoulements en milieu poreux.

3. — PRINCIPALES ÉQUATIONS AUX DÉRIVÉES PARTIELLES UTILISÉES POUR LES CIRCULATIONS EN MILIEU POREUX SATURÉ.

Ces équations peuvent être obtenues en combinant les trois équations continuité — état — impulsion.

Il est nécessaire de distinguer les écoulements en charge (confined) de ceux à surface libre (unconfined).

3.1) ÉCOULEMENT EN CHARGE.

Nous retiendrons comme définition des écoulements en charge le fait que ces écoulements n'ont pas une surface libre comme l'une des conditions aux limites.

En combinant l'équation de continuité avec l'équation de Darcy généralisée nous avons :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\omega \varrho) = \operatorname{div}\left(\frac{k}{\mu} \varrho^2 g \overrightarrow{\operatorname{grad}}\, \varphi\right)$$

3.1.1) Fluide et réservoir incompressibles.

Si le fluide est considéré comme incompressible de même que le réservoir :

$$\varrho = C^{te} \text{ ainsi que } \omega$$

D'où :

$$\operatorname{div}(K \overrightarrow{\operatorname{grad}}\, \varphi) = 0$$

en écrivant que $K = \frac{k \varrho g}{\mu}$; K est appelé *coefficient de perméabilité* ou *coefficient de Darcy*, ses dimensions sont $[L^2 T^{-1}]$.

Si le *milieu est homogène*, K correspond à une constante et :

$$\operatorname{div}(\overrightarrow{\operatorname{grad}}\, \varphi) = 0$$

Ces deux équations sont généralement utilisées pour l'expression de *l'écoulement en régime permanent*.

3.1.2) Fluide et réservoir compressibles.

Il faut tout d'abord faire intervenir l'équation d'état. Si l'on néglige les forces de pesanteur et en identifiant l'équation d'état au premier terme de la série, on obtient :

$$\operatorname{div}(K \overrightarrow{\operatorname{grad}}\, \varphi) = \chi_0 \omega \varrho g \frac{\partial \varphi}{\partial t}$$

valable dans le cas où le *réservoir est incompressible*.

Dans le cas contraire, l'équation liant la pression et la porosité est :

$$\omega = \omega_0 e^{\alpha (P - P_0)}$$

où α représente le coefficient de compressibilité du milieu poreux. En introduisant cette nouvelle équation et en ne prenant, là aussi, que les premiers termes de la série :

En milieu hétérogène :

$$\operatorname{div}(K \overrightarrow{\operatorname{grad}}\, \varphi) = \omega_0 (\chi_0 + \alpha) \varrho g \frac{\partial \varphi}{\partial t}$$

En milieu homogène :

$$\operatorname{div}(\overrightarrow{\operatorname{grad}}\, \varphi) = \frac{\omega_0}{K} (\chi_0 + \alpha) \varrho g \frac{\partial \varphi}{\partial t}$$

Nous introduirons dans ces équations $T = \frac{k \varrho g e}{\mu} =$ Ke où e représente l'épaisseur de la couche de milieu poreux. T est la transmissivité, ses dimensions sont $[L^2 T^{-1}]$.

Dans ces conditions, nous simplifions les équations et l'introduction de T, ramène le problème à deux dimensions, hypothèse des aquifères stratiformes que nous discuterons.

Nous avons alors :

$$\operatorname{div}(\overrightarrow{\operatorname{grad}}\, \varphi) = \frac{\omega_0 (\chi_0 + \alpha) \varrho g e}{T} \frac{\partial \varphi}{\partial t}$$

$\omega_0 (\chi_0 + \alpha) \varrho g e$ est appelé *coefficient d'emmagasinement* et il est désigné par S. Ce coefficient, sans dimensions, s'exprime en %.

(C. E. Jacob, 1940, arrive, par une formulation différente, à une expression du coefficient d'emmagasinement voisine $S = \omega_0 (\chi_0 + \frac{C\alpha}{\omega_0}) \varrho g e$, le coefficient C, sans dimensions, inférieur à 1, correspond au degré de cimentation du matériel poreux. Il est égal à 1 pour un sable non consolidé par exemple).

L'équation avec les notations S et T devient :

$$\text{div}\,(\overrightarrow{\text{grad}}\ \varphi) = \frac{S}{T}\,\frac{\partial \varphi}{\partial t}$$

expression généralement utilisée pour l'*écoulement en régime transitoire.*

3.1.3) Hypothèses des aquifères stratiformes.

Les hypothèses qui sont introduites conduisent à négliger d'une part la vitesse suivant la verticale z devant les deux autres composantes horizontales V_x et V_y, à supposer d'autre part la couche aquifère quasi horizontale.

Dans ces conditions le potentiel φ est sensiblement égal à $\pm\ \varphi\ g\ (z - z_o)$, c'est-à-dire à la *pression hydrostatique.* On peut alors remplacer φ par h où ce dernier représente la *cote piézométrique.*

3.1.4) Conclusion.

Les hypothèses formulées conduisent à des solutions analytiques simples pour les écoulements dans les nappes. Nous retiendrons les équations les plus utilisées :

$\text{div}\,(\overrightarrow{\text{grad}}\ h) = 0$ en régime permanent,

$\text{div}\,(\overrightarrow{\text{grad}}\ h) = \dfrac{S}{T}\,\dfrac{\partial h}{\partial t}$ en régime transitoire.

3.2) ÉCOULEMENT A SURFACE LIBRE.

La surface libre est le lieu géométrique des points où la pression de l'eau est nulle par rapport à la pression atmosphérique.

La surface libre représente l'une des conditions aux limites de ce type d'écoulement. Dans ce cas, les équations aux frontières qui traduisent l'influence des limites géométriques du réservoir doivent être envisagées au niveau de la surface libre. Cherchons en premier lieu l'équation de la surface libre.

Par définition, à tout instant, la pression au niveau de la surface libre, est nulle. Après tout mouvement de la surface libre affecté d'une vitesse $\overrightarrow{U}$ un volume de terrain est dénoyé ou noyé au droit de cette surface ; ω_e étant la porosité efficace de ce milieu, nous avons avec les notations utilisées précédemment et en supposant que la vitesse d'avancée de la surface libre est régie par la loi de Darcy :

$$P = 0 \text{ et } \frac{dP}{dt} = 0$$

$$\frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + \overrightarrow{U}\ \overrightarrow{\text{grad}}\ P$$

$$\overrightarrow{V} = \omega_e\ \overrightarrow{U}$$

Sachant que :

$$P = \varphi - z \text{ et que } V = -K\ \overrightarrow{\text{grad}}\ \varphi$$

On obtient :

$$\left(\frac{\partial \varphi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial z}\right)^2 - \frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{\omega_e}{K}\,\frac{\partial \varphi}{\partial t}$$

L'équation de la surface libre n'est pas linéaire.

Les calculs des solutions analytiques en introduisant une telle équation de la surface libre, sont à peu près insurmontables.

Aussi, a-t-on cherché des simplifications. Il en est ainsi de l'hypothèse de Dupuit qui indique que le *gradient hydraulique est identique à chaque point d'une verticale et correspond à la pente de la surface libre.*

Ceci entraîne que les *équipotentielles soient peu inclinées par rapport à la verticale.*

Introduisons l'hypothèse de bidimensionnalité, en négligeant la composante verticale de la vitesse ; en un point quelconque, appelons b la cote du niveau de la surface libre, h la hauteur mouillée :

$$\text{div}\,(Kh\ \overrightarrow{\text{grad}}\ h) = \omega_e\,\frac{\partial h}{\partial t} - \text{div}\,[Kh\ \overrightarrow{\text{grad}}\ (b - h)]$$

C'est l'équation de Boussinesq.

En milieu homogène :

$$\text{div}\,(h\ \overrightarrow{\text{grad}}\ h) = \frac{\omega_e}{K}\,\frac{\partial h}{\partial t} - \text{div}\,[h\ \overrightarrow{\text{grad}}\ (b - h)]$$

Si le substratum est horizontal, $b = h$:

$$\text{div}\,(h\ \overrightarrow{\text{grad}}\ b) = \frac{\omega_e}{K}\,\frac{\partial h}{\partial t}$$

En régime permanent :

$\text{div}\,(\overrightarrow{\text{grad}}\ h^2) = 0$ (équation de Forcheimer).

Ces équations, sauf la dernière que l'on peut assimiler comme telle, ne sont pas linéaires et ceci malgré les hypothèses formulées.

Une linéarisation a donc été recherchée qui consiste à admettre que h varie peu. Prenons la valeur moyenne hm :

$$h = hm + he$$

Reprenons l'équation de Boussinesq en négligeant les termes du second ordre en he.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{\omega_e}{T} \frac{\partial h}{\partial t}$$

où T représente la transmissivité.

Cette équation approchée est identique à celle obtenue pour les écoulements en charge.

On admet que la cote de la surface libre correspond au potentiel hydraulique.

3.3) CONCLUSION.

Que l'écoulement soit en charge ou à surface libre, la recherche de solutions analytiques conduit à effectuer plusieurs hypothèses.

Si certaines sont plus précisément justifiées, comme la nature isotherme des écoulements, d'autres peuvent être discutables dans le cas des circulations dans le calcaire.

Ces hypothèses supposent que la loi de Darcy est vérifiée, que le milieu est homogène, que le potentiel hydraulique peut correspondre à la pression hydrostatique, que les équipotentielles sont peu inclinées par rapport à la verticale dans le cas d'un écoulement à surface libre. Dans les paragraphes qui suivent nous essaierons d'analyser la valeur de telles hypothèses dans le cas du karst noyé.

4. — DISCUSSION DES FORMULES UTILISÉES EN MILIEU POREUX POUR LEUR EMPLOI AU NIVEAU DU KARST NOYÉ.

Le rappel des différentes équations fondamentales utilisées de façon classique lors de l'étude des circulations en milieu poreux saturé, a permis de mettre en évidence les différentes hypothèses effectuées. Est-il possible d'accepter ces hypothèses lors de l'étude du karst noyé ?

L'une des lois de base est celle de Darcy, aussi la discuterons-nous en premier lieu.

L'introduction de la loi de Darcy implique que le fluide soit considéré comme parfaitement visqueux, notion que nous analyserons ensuite. Nous avons distingué l'écoulement en charge de l'écoulement à surface libre et nous verrons comment cette distinction peut s'appliquer dans le cas du karst. Le coefficient d'emmagasinement fait intervenir la compressibilité de l'aquifère. En ce qui concerne les calcaires cette compressibilité entre-t-elle en jeu ?

Certaines équations peuvent se simplifier lorsque l'on suppose le milieu comme étant homogène. C'est essentiellement cette homogénéité que l'on prend en considération lorsqu'il s'agit d'aquifère karstique. Nous étudierons cet aspect du problème.

Enfin, surtout si l'écoulement est à surface libre, on introduit les hypothèses de Dupuit. Il est nécessaire de savoir comment ces hypothèses peuvent être utilisées pour les circulations des eaux dans les calcaires.

4.1) VALIDITÉ DE LA LOI DE DARCY AU NIVEAU DU KARST NOYÉ.

Les expériences de DARCY ont conduit à l'expression :

$$\frac{Q}{S} = a \, \Delta h = \vec{V}$$

V étant la vitesse de filtration, vitesse macroscopique ou encore vitesse de Darcy.

Nous avons :

$$\vec{V} = - \frac{k}{\mu} \varrho \, g \, \vec{\text{grad}} \, \varphi$$

soit : $\vec{V} = - K \vec{i}$

avec K le coefficient de Darcy et $\vec{i}$ le gradient hydraulique dans le sens de l'écoulement.

La loi de Darcy indique donc une relation linéaire entre la vitesse de filtration et le gradient hydraulique.

Rechercher la validité de la loi de Darcy revient à examiner si cette relation linéaire est vérifiée.

On montre en mécanique des fluides que cette relation dépend de la nature des pertes de charge c'est-à-dire du régime d'écoulement.

4.1.1) Notion de perte de charge et régime d'écoulement.

L'équation de l'impulsion correspond à l'équilibre des forces qui agissent sur un élément de fluide. Ces forces sont :

— M les forces motrices (pression et pesanteur),
— I les forces d'inertie,
— F les forces de frottement.

L'équation de l'équilibre des forces donne :

$$M + I + F = 0$$

$$\text{ou encore : } \frac{M + I}{I} + \frac{F}{I} = 0$$

$$\text{soit : } \frac{F}{I} = - \frac{M + I}{I}$$

On démontre en hydraulique, dans le cas des écoulements en conduites cylindriques, que :

$$\frac{F}{I} = f_1\left(\frac{Vd}{\nu}\right)$$

(où $\nu = \frac{\mu}{\rho}$ représente la viscosité cinématique, ses dimensions étant $[L^2T^{-1}]$ et d le diamètre du conduit dans lequel s'effectue l'écoulement).

On démontre également que :

$$\frac{M + I}{I} = f_2\left(\frac{2\, i\, g\, d}{V^2}\right)$$

i est la perte de charge subie le long de l'écoulement, défini par unité de longueur, i est nommé *gradient hydraulique.*

L'équation d'équilibre à partir de ces deux équations devient :

$$- \frac{i\ 2\ g\ d}{V^2} = f\left(\frac{Vd}{\nu}\right) = f\,(Re) = \lambda$$

$\frac{Vd}{\nu}$ = Re nombre sans dimensions est appelé *nombre de Reynolds.*

λ nombre sans dimensions lui aussi, est appelé *coefficient de perte de charge linéique.* $\frac{2\ i\ g\ d}{V^2} = C_f$ coefficient sans dimensions est le *coefficient de frottement.*

L'écoulement est défini à partir de ces nombres sans dimensions. Re n'est autre que le rapport des forces d'inertie aux formes de viscosité. Le régime de l'écoulement en dépend. Pour de faibles nombres de Reynolds l'écoulement est dit *laminaire,* pour de forts nombres de Reynolds l'écoulement devient *turbulent.*

Dans les formules ci-dessus intervient le diamètre d. Les écoulements dans le karst se faisant souvent dans des fissures, il apparaît utile de définir le diamètre hydraulique d_h afin, lorsque c'est possible, de pouvoir introduire l'ouverture a des fissures. Comparons d et d_h. Le diamètre hydraulique est le rapport entre la surface de la section perpendiculaire à l'écoulement et son périmètre. Pour une conduite circulaire de diamètre d :

$$d_h = \frac{\pi\, d^2}{4\ \pi\, d} = \frac{d}{4} \ ; \ d = 4\ d_h$$

Pour une fissure de hauteur unité :

$$d_h = \frac{a}{2\ (1 + a)}$$

Lorsque la largeur de la fissure peut être négligée devant la hauteur prise comme unité :

$$d_h = \frac{a}{2} \text{ et } d = 2a$$

L'équation d'équilibre s'écrira de la manière suivante :

$$- \frac{i\ 8\ g\ d_h}{V^2} = f\left(\frac{4\ d_h\ V}{\nu}\right) \text{ avec } d_h,$$

$$\text{ou : } - \frac{i\ 4\ g\ a}{V^2} = f\left(\frac{2\ a\ V}{\nu}\right) \text{ avec } a.$$

La valeur des pertes de charge va permettre de rechercher la relation qui existe entre i et V, et tout d'abord en fonction du régime d'écoulement.

4.1.2) Relation entre le gradient hydraulique et la vitesse de filtration.

Dans les écoulements en conduites, il est habituel d'utiliser le nombre de Reynolds pour distinguer l'écoulement laminaire de l'écoulement turbulent. Par analogie, ce nombre est également employé en milieu poreux pour établir la limite de validité de la loi de Darcy.

La validité de cette loi, liée au régime d'écoulement, ne peut être étudiée en toute rigueur que si le milieu poreux est assimilé à un ensemble de capillaires parallèles rectilignes ; l'écoulement est alors supposé cylindrique. Or, on sait qu'il n'en est rien et qu'en fait la loi de Darcy correspond à des grandeurs définies en moyenne. La géométrie des pores joue notamment un rôle important (G. Chauveteau, 1965). La loi de Darcy doit être considérée comme une approximation de l'équation de Navier-Stokes ; elle suppose certaines conditions qui, dès que l'écoulement n'est plus cylindrique, ne sont plus respectées et il apparaît notamment un terme quadratique dans

la relation liant la vitesse de filtration au gradient hydraulique.

C'est ce facteur et non le régime d'écoulement qui est le plus limitant pour la validité de la loi de Darcy (G. CHAUVETEAU, 1965) ; *ainsi il peut apparaître des pertes de charges non linéaires en écoulement laminaire.*

Toutefois, certains auteurs, et parmi eux C. LOUIS (1968), pensent qu'au niveau des aquifères de terrains fissurés, l'écoulement peut être considéré comme cylindrique. Cette hypothèse pouvant être localement vérifiée, nous étudierons dans ces conditions les limites de la linéarité des pertes de charge en fonction du régime d'écoulement.

Mais il ne s'agit là, rappelons-le, que d'un cas particulier, ne pouvant résoudre que certains problèmes.

Dès que l'on aura affaire à l'ensemble du milieu, il faudra tenir compte de l'apparition de pertes de charge non linéaires en régime laminaire.

4.1.2.1) RELATION ENTRE LA PERTE DE CHARGE ET LA VITESSE DANS UNE CONDUITE.

Le coefficient de perte de charge linéique est une fonction du nombre de Reynolds. De nombreux travaux appuyés sur des expériences ont été effectués pour déterminer la fonction reliant λ à Re suivant la valeur de ce dernier. Pour des nombres de Reynolds faibles on démontre aisément *la loi de Poiseuille,* qui correspond à un écoulement laminaire.

Pour des nombres de Reynolds élevés, l'écoulement devient turbulent. La fonction $\lambda = f$ (Re) n'est plus linéaire. Plusieurs formules ont été proposées au niveau de conduites circulaires lisses ou rugueuses. L. PRANDLT (1965) et H. SCHLICHTING (1965), notamment, donnent une synthèse des travaux effectués à ce propos.

L. SCHILLER (1923) et J. NIKURADSE (1930) ont envisagé le cas de conduites non circulaires. Par la suite on a cherché à transposer les relations obtenues dans le cas de circulations d'eau dans les fissures : il s'agit des travaux de G. M. LOMIZE (1947), de J. S. ROMM (1966), de G. OLLÖS (1961), de G. I. BARENBLATT et J. P. SCHELTOW (1960), de W. J. BAKER (1955), de D. T. SNOW (1965), de L. SERAFIM et de A. Del CAMPO (1965), cités par C. LOUIS (1968), et auxquels s'ajoute le travail de ce dernier.

Les résultats que nous donnerons à propos de la fonction $\lambda = f$ (Re) sont issus du travail de C. LOUIS.

Tout d'abord a été défini le nombre de Reynolds critique séparant le régime laminaire du régime turbulent.

C. LOUIS propose :

Rec = 2300 pour des fissures lisses.

Il est apparu ensuite nécessaire d'introduire la rugosité ε relative : ε/d_h où ε est la hauteur des protubérances causées par la rugosité ou la sinuosité des parois par rapport à un plan de référence sur lequel est défini d_h.

Pour $\varepsilon/d_h \leq 0{,}033$ l'écoulement est dit « *parallèle* », le nombre de Reynolds critique Rec = 2300.

Pour $\varepsilon/d_h > 0{,}033$ l'écoulement est dit « *non parallèle* », le nombre de Reynolds critique diminue.

D'après les résultats théoriques et expérimentaux, les écoulements se divisent en 5 domaines représentés schématiquement sur la figure 3 (d'après C. LOUIS) :

1° Domaine I dit laminaire hydrauliquement lisse en écoulement « parallèle » la fonction est :

$$\lambda = \frac{96}{Re} \text{ (formule de Poiseuille)}$$

En introduisant $-i = \lambda \dfrac{V^2}{4\,g\,a}$ on obtient :

$$V = -\left(\frac{g\,a^2}{12\,\nu}\right) i$$

2° Domaine II dit turbulent hydrauliquement lisse en écoulement « parallèle » $\lambda = f$ (Re) devient :

$$\lambda = 0{,}316\ R_e^{-0{,}25} \quad \text{(formule de Blasius)}$$

d'où :

$$V = -\left[\frac{g}{0{,}079}\left(\frac{2}{\nu}\right)^{0{,}25} \cdot a^{5/4}\right]^{4/7} \cdot i^{4/7}$$

3° Domaine III dit turbulent complètement rugueux en écoulement « parallèle ». λ ne s'exprime plus en fonction de R_e

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2 \log \frac{\varepsilon/d_h}{3{,}7} \text{ (formule de Nikuradse)}$$

$$\text{d'où : } V = -4\sqrt{g\,a}\left(\log \frac{3{,}7}{\varepsilon/d_h}\right)\sqrt{i}$$

4° Domaine IV dit laminaire en écoulement « non parallèle ». Deux relations sont proposées :

$$\lambda = \frac{96}{Re}\left[1 + 17\left(\frac{\varepsilon}{d_h}\right)^{1,5}\right] \text{ (formule de Lomize)}$$

$$\lambda = \frac{96}{Re}\left[1 + 8{,}8\left(\frac{\varepsilon}{d_h}\right)^{1,5}\right] \text{ (formule de Louis)}$$

En prenant cette dernière :

$$V = -\frac{g\,a^2}{12\,\nu\left[1 + 8{,}8\left(\frac{\varepsilon}{d_h}\right)^{1,5}\right]} \cdot i$$

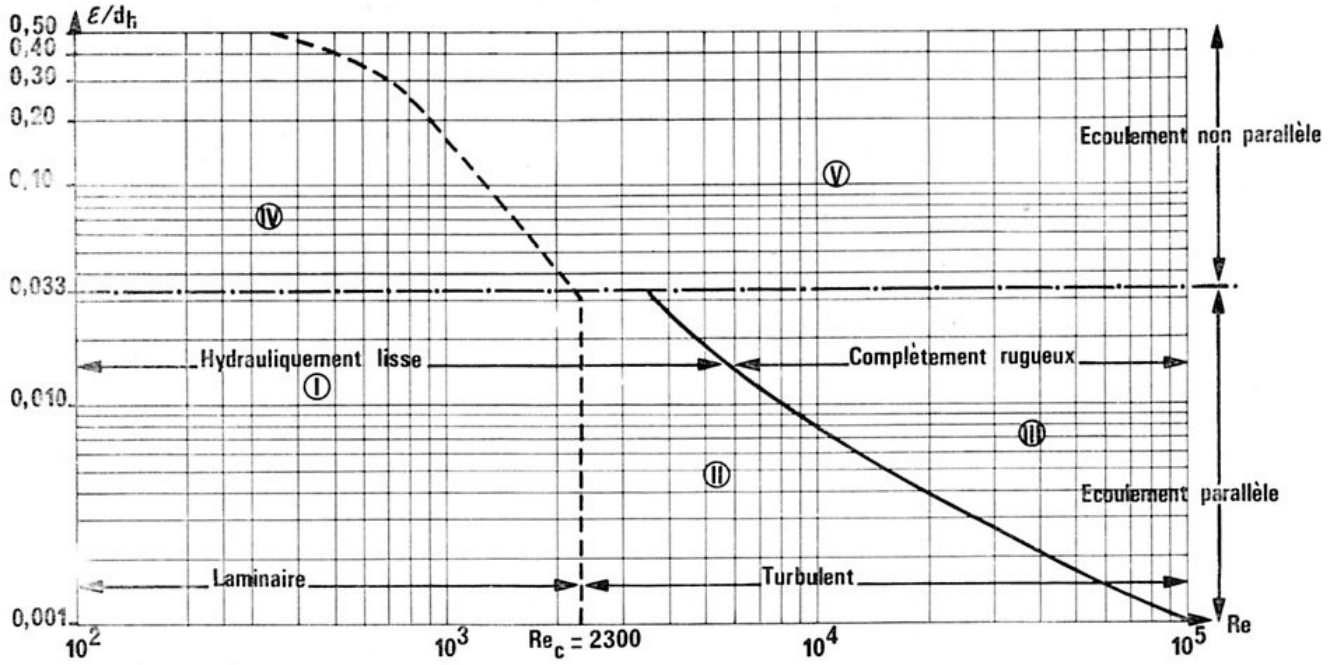


FIG. 3. — Domaines de validité des lois d'écoulement dans les fissures ou les conduits (d'après C. LOUIS).

5° Domaine V dit turbulent en écoulement « non parallèle » ; là aussi, deux relations sont proposées.

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2{,}55 \log \frac{\varepsilon/d_h}{1{,}24} \quad \text{(formule de Lomize)}$$

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2 \log \frac{\varepsilon/d_h}{1{,}9} \quad \text{(formule de Louis)}$$

Avec cette seconde relation :

$$V = -4 \sqrt{ga} \log \frac{1{,}9}{\varepsilon/d_h} \cdot \sqrt{i}$$

A travers ces différentes formules nous voyons qu'en écoulement rectiligne les pertes de charge ne sont linéaires que dans le cas d'un régime laminaire. Nous avons en effet :

$$V = -Ki$$

avec $K = \dfrac{g\,a^2}{12\,\nu}$ en écoulement «parallèle».

$$K = \frac{g\,a^2}{12\,\nu \left[1 + 8{,}8 \left(\dfrac{\varepsilon}{d_h}\right)^{1{,}5}\right]}$$ en écoulement « non parallèle ».

En écoulement « parallèle » ($\varepsilon/d_h \leq 0{,}033$) *le domaine de validité de la linéarité des pertes de charge est celui correspondant à un nombre de Reynolds inférieur à 2300* (domaine I).

En écoulement « non parallèle » ($\varepsilon/d_h > 0{,}033$) *ce domaine est encore plus limité, il diminue avec le nombre de Reynolds critique qui, pour* $\varepsilon/d_h = 0{,}5$, *est voisin de 300* (domaine IV). C. LOUIS envisage également le cas où les fissures sont colmatées par un remplissage. Dans ces conditions l'écoulement dépend de la perméabilité du remplissage en question.

4.1.2.2) EXEMPLES.

Afin d'illustrer ce qui précède nous examinerons quelques exemples relatifs au milieu karstique. Ceci conduit à rechercher les vitesses critiques pour lesquelles l'écoulement devient turbulent. Nous avons vu que tout dépendait du nombre de Reynolds. Or,

$$Re = \frac{4\,V\,d_h}{\nu} = \frac{2\,V\,a}{\nu}$$

d'où :

$$V = \frac{Re\,\nu}{4\,d_h} = \frac{Re\,\nu}{2\,a}$$

Dans ces relations intervient la viscosité cinématique $\dfrac{\mu}{\rho}$. Cette dernière varie avec la température. Pour des eaux douces A. LENCASTRE (1961) propose :

$1{,}77.10^{-6}$ m²/s	à 0°C
$1{,}57.10^{-6}$ m²/s	à 4°C
$1.31.10^{-6}$ m²/s	à 10°C
$1{,}01.10^{-6}$ m²/s	à 20°C
$0{,}83.10^{-6}$ m²/s	à 30°C

Par ailleurs, on sait que la viscosité dynamique varie en fonction des suspensions, de même que la

densité. Toutefois des calculs faits au niveau des systèmes karstiques étudiés ont montré que ces variations étaient négligeables. A titre indicatif des mesures de viscosité cinématique ont été réalisées sur des échantillons provenant de trois exutoires de systèmes karstiques qui seront ultérieurement décrits. Ces mesures ont été effectuées à 10°C au viscosimètre d'Ostwald.

Fontestorbes (15.7.1969) ... $\nu = 1{,}32.10^{-6}$ m²/s à 10°C
Baget (16.7.1969) ... $\nu = 1{,}295.10^{-6}$ m²/s à 10°C
Aliou (16.7.1969) ... $\nu = 1{,}3.10^{-6}$ m²/s à 10°C

Ces valeurs sont très voisines de celles données par A. LENCASTRE. Les températures moyennes de ces différents systèmes sont de l'ordre de 10°C : 9,2°C pour Fontestorbes, 10,15°C pour le Baget et 10°C pour Aliou. Aussi dans les exemples traités prendrons-nous pour ν la valeur de $1{,}3.10^{-3}$ m²/s.

Ainsi :

$$V = \frac{0{,}325.10^{-6}\ Re}{d_h} = \frac{0{,}65.10^{-6}\ Re}{a}$$

Nous pouvons alors, dans le cas de fissures et de conduits, estimer les vitesses au-delà desquelles l'écoulement devient turbulent.

a) *Cas des fissures.*

Les travaux de B. W. DERJAGIN et de P. A. REBINGER cités par C. LOUIS (1968) montrent que pour que l'eau puisse circuler il faut que l'ouverture des fissures dépasse 4 à 5 microns. Nous utiliserons la valeur de 5 µ comme ouverture minimale. Les calculs sont faits en considérant les fissures mouillées sur 1 m.

— *En écoulement parallèle* Rec = 2300. Pour que l'écoulement soit laminaire il faut que la vitesse de filtration soit inférieure à :

$\frac{0{,}65.10^{-6} \times 2300}{5.10^{-6}}$ = 299 m/s ..... pour 5 µ
29,9 m/s ..... » 10 µ
2,99 m/s ..... » 100 µ
0,299 m/s ..... » 1 mm
0,0299 m/s ..... » 1 cm
0,00299 m/s = 10,764 m/h ..... » 10 cm
$2{,}99.10^{-4}$ m/s = 1,076 m/h ..... » 1 m

— *En écoulement « non parallèle »*. Prenons le cas de $\varepsilon/d_h = 0{,}5$ où le nombre de Reynolds critique est voisin de 300, valeur que nous utiliserons. La vitesse de filtration V, pour que l'écoulement soit laminaire doit être inférieure à :

39 m/s ..... pour 5 µ
3,9 m/s ..... » 10 µ
0,39 m/s ..... » 100 µ
0,039 m/s ..... » 1 mm
0,0039 m/s = 14,04 m/h ..... » 1 cm
$3{,}9.10^{-4}$ m/s = 1,40 m/h ..... » 10 cm
$3{,}9.10^{-5}$ m/s = 0,14 m/h ..... » 1 m

$\varepsilon/d_h = 0{,}5$ correspond à des aspérités ou à des sinuosités égales au quart de l'ouverture de la fissure (figure 4).

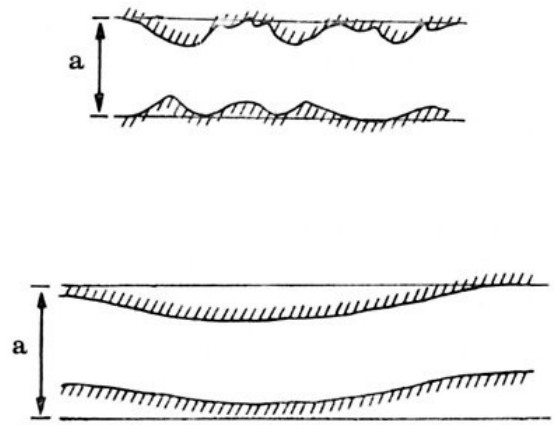


FIG. 4. — Représentation de l'aspect possible des fissures : avec aspérités des parois dans le premier cas, avec des parois sinueuses dans le second.

b) *Cas des rivières souterraines.*

Les exemples choisis tiennent compte de valeurs que l'on peut effectivement mesurer au niveau des rivières souterraines.

1er exemple : rivière de 1 m de large sur 0,20 m de profondeur, $d_h = 0{,}083$ m.

2e exemple : rivière de 1 m de large sur 0,50 m de profondeur, $d_h = 0{,}166$ m.

3e exemple : rivière de 2 m de large sur 0,50 m de profondeur, $d_h = 0{,}250$ m.

4e exemple : rivière de 3 m de large sur 1 m de profondeur, $d_h = 0{,}375$ m.

— *En écoulement « parallèle »* nous déterminerons, comme précédemment, la vitesse maximale au-delà de laquelle l'écoulement devient turbulent. En écoulement « parallèle » $\varepsilon/d_h \leq 0{,}033$, nous donnerons les dimensions des aspérités correspondant à $\varepsilon/d_h = 0{,}033$.

1er exemple : $V < 0{,}0090$ m/s = 32,4 m/h ..... $\varepsilon = 0{,}27$ cm
2e exemple : $V < 0{,}0045$ m/s = 16,2 m/h ..... $\varepsilon = 0{,}50$ cm
3e exemple : $V < 0{,}0030$ m/s = 10,8 m/h ..... $\varepsilon = 0{,}80$ cm
4e exemple : $V < 0{,}0020$ m/s = 7,2 m/h ..... $\varepsilon = 1{,}20$ cm

— *En écoulement « non parallèle »* nous prendrons la valeur de Rec = 300 pour $\varepsilon/d_h = 0{,}5$. Le même tableau que précédemment donne :

1er exemple : V < 0,0012 m/s = 4,32 m/h ..... ε = 4 cm

2e exemple : V < 0,00059 m/s = 2,12 m/h ..... ε = 8 cm

3e exemple : V < 0,00039 m/s = 1,40 m/h ..... ε = 12 cm

4e exemple : V < 0,00026 m/s = 0,94 m/h ..... ε = 18,75 cm

4.1.2.3) Conclusion.

Ces résultats, bien que schématiques, montrent, en ce qui concerne ce que l'on à l'habitude d'appeler conduits dans les karsts et en tenant compte des mesures de vitesses effectuées à ce niveau, que l'écoulement est généralement turbulent.

En revanche, pour des fissures de largeur inférieure au centimètre, en écoulement « parallèle » ou non, le régime d'écoulement a de grande chance d'être laminaire.

Toutes ces données ne sont valables que si l'on considère des portions de conduits ou de fissures rectilignes. Lorsque ce n'est pas le cas, il faut introduire les composantes transversales de la vitesse. Ceci restreint considérablement le domaine où les pertes de charge sont linéaires.

4.1.3) Validité de la loi de Darcy en fonction des forces d'inertie.

L'expérience montre que la déviation de la loi de Darcy par rapport à une loi linéaire apparaît pour un nombre de Reynolds faible. E. Lindquist (1933) est un des premiers à avoir attiré l'attention sur cette limite qui apparaît pour un nombre de Reynolds voisin de 4 alors que la turbulence s'installe pour un nombre de Reynolds beaucoup plus important (180).

Ce nombre de Reynolds limite qu'il ne faut pas confondre avec le nombre de Reynolds critique est une évidence expérimentale. Son explication physique assez délicate, a fait l'objet de nombreux travaux. Tous les auteurs sont d'accord pour voir se manifester au-delà du nombre de Reynolds limite les forces d'inertie négligées jusque là. Certains mettent ce phénomène en relation avec la géométrie de l'écoulement, d'autres en rapport avec la géométrie des pores. A. E. Scheidegger (1963) donne une interprétation statistique qui a le mérite de pouvoir être appliquée non pas au niveau des pores mais au milieu poreux pris dans son ensemble ce qui est conforme à la définition de la loi de Darcy. Toutefois cette démarche n'est pas sans critiques. On trouvera dans le travail de G. Chauveteau (1965) une analyse des différentes explications proposées ainsi que les résultats des expériences de l'auteur réalisées dans ce domaine. Au total, plusieurs points importants doivent être retenus.

— Il existe un nombre de Reynolds limite au-delà duquel les pertes de charge ne sont plus linéaires. Ce nombre est en relation avec la géométrie de l'écoulement ou des pores.

— En raison de cela, le nombre de Reynolds limite ne peut être unique. Les valeurs obtenues sont comprises entre 1 et 10. Ce nombre de Reynolds limite ne doit pas être confondu avec le nombre de Reynolds critique ; il ne présente aucune relation avec la turbulence.

— L'écoulement en milieu poreux peut s'effectuer suivant quatre types. Selon G. Chauveteau, il convient de distinguer :

1° Ecoulement laminaire à perte de charge linéaire Re < 1. Domaine de validité de la loi de Darcy.

2° Ecoulement laminaire à perte de charge non linéaire :

$$1 < Re < 80$$

3° Ecoulement mixte laminaire et turbulent pour :

$$80 < Re < 180$$

4° Ecoulement totalement turbulent : Re > 180.

Dans ces conditions l'expérience montre que par rapport à la vitesse de filtration, le gradient s'exprime de la manière suivante :

$$-i = \frac{V}{K}(1 + \beta V)$$

où β a pour dimension $[L^{-1}T^{1}]$ soit l'inverse d'une vitesse.

Si la loi de Darcy était vérifiée nous aurions :

$$-i = \frac{V}{K_a}$$

où K_a est appelé perméabilité apparente.

$$\text{D'où : } \frac{V}{K_a} = \frac{V}{K}(1 + \beta V)$$

$$\frac{K_a}{K} = \frac{1}{1 + \beta V}$$

Remplaçons V par $\frac{Re\,\nu}{4d_h}$

$$\frac{K_a}{K} = \frac{1}{1 + \frac{\beta\nu}{4d_h} Re}$$

posons $I = \frac{\beta v}{4 d_h}$, appelé terme d'inertie

$$\frac{K_a}{K} = \frac{1}{1 + IRe}$$

La correction d'inertie suivant les valeurs de I dépendra du nombre de Reynolds. D'après les valeurs de I que l'on obtient, on constate que dès que $Re \geq 1$ la correction d'inertie ne paraît plus négligeable.

Afin d'illustrer ce propos, nous prendrons comme précédemment quelques exemples en ne tenant compte que des fissures. Pour les conduits, les vitesses critiques deviennent en effet négligeables.

La vitesse critique est égale à :

$$V = \frac{0{,}65 \cdot 10^{-6}}{a}$$

(Ceci n'est valable que si la hauteur est égale à l'unité).

En conséquence, la loi de Darcy ne pourra être utilisée que pour des vitesses de filtration inférieures à :

0,130 m/s = 468 m/h	pour	5 µ
0,065 m/s = 234 m/h	»	10 µ
0,0065 m/s = 23,4 m/h	»	100 µ
$6{,}5.10^{-4}$ m/s = 2,34 m/h	»	1 mm
$6{,}5.10^{-5}$ m/s = 0,234 m/h	»	1 cm
$6{,}5.10^{-6}$ m/s = 0,0234 m/h	»	10 cm

On se rend compte avec ces exemples que la validité de la loi de Darcy est très vite limitée.

4.1.4) Discussion.

Les limites de validité de la loi de Darcy à cause des forces d'inertie, dépendent à la fois d'une part de la valeur des vitesses d'écoulement et d'autre part de l'ouverture des fissures ou de l'importance des conduits.

— En ce qui concerne les vitesses nous verrons ultérieurement que des variations importantes peuvent intervenir suivant l'époque où la circulation est analysée.

Il est assez rare que l'on puisse effectuer des mesures directes de vitesse permettant d'obtenir des valeurs précises comme c'est le cas au niveau de drains pénétrables.

Aussi utilise-t-on comme méthode l'emploi de traceurs. Toutefois avec les colorations les valeurs obtenues sont toujours sous-estimées car le trajet séparant le point d'injection du point de prélèvement est toujours considéré comme suivant une ligne droite. La vitesse obtenue est donc une vitesse apparente ; la vitesse réelle, liée en général à une distance plus grande, lui étant toujours supérieure.

Les mesures effectuées en période d'étiage indiquent des vitesses très faibles. En revanche, en dehors de cette période, les vitesses apparentes s'échelonnent entre 10 et plusieurs centaines de m/h (voir notamment B. GÈZE, 1957).

Dans ces conditions la plage de validité de la loi de Darcy est très restreinte. Elle reste essentiellement bonne pour des fissures d'ouverture inférieure à 100 µ, pour une hauteur mouillée de 1 m.

— La valeur de 100 µ pour l'ouverture des fissures est relativement faible. La karstification tend à élargir les fissures. Les indications fournies par les biospéléologues montrent que très souvent circulent dans ces fissures des animaux dont les dimensions sont supérieures à 300 - 400 µ. *Il résulte de ceci que la karstification limite très rapidement pour les écoulements l'utilisation de la loi de Darcy, ceci en dehors des périodes d'étiage.*

4.1.5) Forme de la loi de perte de charge en dehors des limites de validité de la loi de Darcy.

La plage de validité de la loi de Darcy comme nous venons de le préciser est assez restreinte dans le cas du karst. Aussi rechercherons-nous quelle est la forme de la loi de perte de charge et son utilisation possible.

En fonction du régime d'écoulement nous avons vu que, sauf pour le domaine dit turbulent hydrauliquement lisse en écoulement « parallèle »,

$V = -K'\sqrt{i}$ (formule de Chezy-Krasnopoliskii)

avec $K' = 4\sqrt{2 g d_h}\left(\log \frac{3{,}7}{\varepsilon/d_h}\right)$

ou $K' = 4\sqrt{2 g d_h}\left(\log \frac{1{,}9}{\varepsilon/d_h}\right)$

K' est appelé *perméabilité turbulente.*

Dans le domaine dit turbulent hydrauliquement lisse en écoulement « parallèle »,

$$V = -K' i^{4,7}$$

avec : $K' = \left[\frac{g}{0{,}079}\left(\frac{2}{V}\right)^{0,25} \times 2 d_h^{5,4}\right]^{4,7}$

Souvent est invoqué un régime intermédiaire turbulent-laminaire avec :

$$V = -K' i^n$$

où n serait compris entre 1 et 0,5.

Le passage entre écoulements turbulent et laminaire d'après les expériences qui ont été faites (voir

notamment C. Louis, 1968) est beaucoup plus rapide que ne semblent l'indiquer de nombreux auteurs.

Ainsi nous avons soit :

$$-i = \frac{1}{K'^2} V^2 \text{ en régime turbulent,}$$

soit comme nous l'avons vu précédemment :

$$-i = \frac{V}{K}(1 + \beta V)$$

Dans les deux cas la loi de perte de charge est quadratique. Elle entraîne la non-linéarité de l'équation de l'impulsion. Il en résulte que les lignes de courant ne peuvent être déterminées analytiquement que très difficilement, pour une géométrie donnée du milieu, même en régime permanent.

4.1.6) Conclusion.

La validité ou la non validité de la loi de Darcy au niveau du karst noyé est un point fondamental. Nous avons vu en effet que cette loi était utilisée comme équation de l'impulsion. Par ailleurs, le fait d'avoir une non-linéarité de la loi de perte de charge rend les solutions analytiques pratiquement impossibles (sauf dans des cas bien particuliers et très limités, que nous étudierons ultérieurement). La non-linéarité de la loi de perte de charge dépend du régime d'écoulement mais aussi de la valeur des forces d'inertie. Or ces dernières ne sont pas négligeables la plupart du temps dans les circulations en aquifères karstiques, d'après les mesures et observations qui peuvent y être faites, hormis pendant l'étiage.

Parmi les autres hypothèses faites au niveau des écoulements que nous discuterons plus loin, la validité de la loi de Darcy réapparaîtra souvent et comme on le verra les résultats obtenus à partir de ces discussions ne feront que confirmer les points auxquels nous aboutissons d'ores et déjà.

Il en est ainsi justement lorsque l'on étudie la propagation des impulsions. En effet, la loi de Darcy impliquant que les forces d'inertie sont négligeables, l'écoulement doit être considéré comme non visqueux.

4.2) PROPAGATION DES IMPULSIONS SUIVANT QUE L'ÉCOULEMENT PEUT ÊTRE CONSIDÉRÉ COMME VISQUEUX OU NON VISQUEUX.

Lorsqu'une variation de charge intervient sur la partie saturée de l'aquifère, elle se traduit par une crue.

Souvent entre deux points se pose le problème de la propagation d'une crue. Aussi allons-nous essayer d'étudier ce phénomène. La crue peut être considérée comme une onde qui se propage dans le sens de l'écoulement. Comme toute onde, elle sera caractérisée par une vitesse de propagation, une amplitude, une longueur et un taux d'amortissement.

Suivant la nature du milieu et le type d'écoulement, ces divers paramètres s'exprimeront de manière différente.

Nous supposerons l'*écoulement continu* et pour alléger les expressions analytiques nous prendrons un *écoulement monodimensionnel suivant* x (si l'on prenait les trois dimensions le raisonnement serait identique).

4.2.1) Propagation de l'impulsion en milieu poreux.

4.2.1.1) Vitesse de propagation de la crue.

L'écoulement est considéré comme visqueux. Dans ces conditions et avec les hypothèses et approximations faites précédemment, nous avons comme équation aux dérivées partielles :

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{en écoulement en charge,}$$

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{\omega}{T}\frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{en écoulement à surface libre.}$$

On va comparer la vitesse d'avancée de la crue, u, avec la vitesse moyenne qu'aura l'eau quand sera établi un écoulement permanent à peu près stabilisé. Nous prendrons comme gradient moyen entre l'amont et l'exutoire $i = \frac{h_o}{x}$ et nous considèrerons que h_o est instantanée et constant dans le temps. Le milieu est supposé infini à partir de ce point et homogène. C'est-à-dire que T, S ou ω sont constants. Nous avons, dans ces conditions, comme solution de l'équation aux dérivés partielles :

$$h = h_o\left(1 - \operatorname{erf}\sqrt{\frac{x^2 S}{4 T t}}\right)$$

en écoulement en charge,

$$h = h_o\left(1 - \operatorname{erf}\sqrt{\frac{x^2 \omega}{4 T t}}\right)$$

en écoulement à surface libre,

h est la charge à une distance x et un temps t.

A une distance x, pour que la variation soit sensible il faut que h soit différent de 0, c'est-à-dire que $\operatorname{erf}\sqrt{\frac{x^2 S}{4 T t}}$, par exemple, soit différent de 1.

La fonction erf ξ tend très rapidement vers 1. Pour $\xi = 2$, erf $\xi = 0{,}99532$. Dans ce cas, à 0,5 % près, erf ξ peut être estimée égale à 1. Nous prendrons cette valeur compte tenu du seuil de détection des appareils utilisés.

Il en résulte que la variation à une distance x sera sensible pour :

$$\sqrt{\frac{x^2 S}{4 T t}} \leq 2 \text{ en écoulement en charge}$$

d'où $\dfrac{x}{t} \leq \dfrac{16\ T}{x\ S}$

$u = \dfrac{x}{t}$ peut être assimilé à la vitesse de propagation de l'onde de crue déterminée par la variation de charge h_0, $u = \dfrac{16\ T}{x\ S}$ au seuil proposé.

En écoulement à surface libre :

$$\sqrt{\frac{x^2 \omega}{4 T t}} \leq 2$$

d'où $u = \dfrac{16\ T}{x\ \omega}$

Comme $T = eK$ (e étant l'épaisseur de la nappe et K le coefficient de Darcy) et si V est la vitesse réelle de propagation de l'eau :

$K = \dfrac{\omega\ V}{i}$, i étant le gradient hydraulique.

Il résulte de tout ceci que :

$$u = \frac{16\ e}{x\ i}\ V$$

Soit H la différence de la charge existant entre deux points séparés par une distance x. Nous avons :

$$i = \frac{H}{x}$$

d'où : $u = \dfrac{16\ e}{H}\ V$

4.2.1.2) APPLICATIONS.

Nous distinguerons les deux cas : écoulement en charge et écoulement à surface libre.

a) *Ecoulement en charge.*

La vitesse de propagation de l'onde de crue est :

$$u = \frac{16\ T}{x\ S}$$

$$T = \frac{e\ \omega\ V}{i}$$

Par ailleurs S, nous l'avons noté, s'exprime de la manière suivante :

$$S = \varrho\ g\ \omega\ e \left(\chi + \frac{C\ \alpha}{\omega} \right)$$

D'après S. W. LOHMAN (1972), C est pratiquement égal à la porosité en terrain karstique.

$$S = \varrho\ g\ \omega\ e\ (\chi + \alpha)$$

Calculons $\varrho\ g\ (\chi + \alpha)$ pour une température de 10°C :

$\varrho\ g\ (\chi + \alpha) = 981\ (5.10^{-11} + 2{,}5.10^{-12}) = 5.10^{-8}\ cm^{-1} = 5.10^{-6}\ m^{-1}$

d'où : $S = e\ \omega\ 5.10^{-6}$

Ainsi :

$$u = \frac{16\ e\ \omega\ v}{x\ i\ e\ \omega\ 5.10^{-6}} = \frac{3{,}2.10^6}{x\ i}\ V$$

$$= \frac{3{,}2.10^6}{H}\ V$$

$3{,}2.10^6$ est une dimension qui est exprimée en m.

On constate que la vitesse de propagation de l'onde est très grande.

b) *Ecoulement à surface libre.*

La vitesse de propagation de l'onde de crue dans ce cas est de la forme :

$$u = \frac{16\ e}{H}\ V$$

On remarque que le rapport entre la puissance de la nappe et la charge considérée joue un grand rôle.

Si ce rapport est égal à 1/16, u est égal à V. Il s'ensuit que : $H = 16\ e$.

Ainsi :

pour $H < 16\ e$, $u > V$
pour $H = 16\ e$, $u = V$
pour $H > 16\ e$, $u < V$

En général H est toujours petit devant la puissance de la nappe. Aussi la vitesse de propagation de l'onde est inférieure à la vitesse d'écoulement.

4.2.2) Propagation de l'impulsion en écoulement considéré comme non visqueux.

Avec les mêmes hypothèses que précédemment, à savoir un écoulement continu et monodimensionnel, nous allons analyser la propagation d'une onde de crue en écoulement non visqueux.

Il faut dans ce cas séparer l'écoulement en charge de l'écoulement à surface libre.

4.2.2.1) Propagation de l'impulsion en écoulement en charge.

L'équation de continuité en écoulement en charge est de la forme :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial (\rho V)}{\partial x} = 0$$

(ρ représente la masse spécifique, V la vitesse de circulation suivant x et t le temps).

L'équation d'Euler va s'écrire :

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial x} = 0$$

où P est la pression.

(L'équation est exprimée en coordonnées d'Euler ; pour une crue les quantités ne dépendent que de x et t).

Supposons *le mouvement adiabatique* ; V peut s'exprimer en fonction de la seule masse volumique ρ ; l'équation de continuité et l'équation d'Euler se mettant sous la forme :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial (\rho V)}{\partial \rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \left(V + \frac{1}{\rho}\frac{dP}{dV} \right) \frac{\partial V}{\partial x} = 0$$

Notant que :

$$\frac{\dfrac{\partial \rho}{\partial t}}{\dfrac{\partial \rho}{\partial x}} = - \left(\frac{\partial x}{\partial t} \right)_\rho$$

il découle :

$$\left(\frac{\partial x}{\partial t} \right)_\rho = \frac{d(\rho V)}{d\rho} = V + \rho \frac{dV}{d\rho}$$

et de même :

$$\left(\frac{\partial x}{\partial t} \right)_V = V + \frac{1}{\rho}\frac{dP}{dV}$$

Comme ρ détermine de manière univoque V, il est indifférent que la dérivée sont prise à ρ ou à V, d'où :

$$\rho \frac{dV}{d\rho} = \frac{1}{\rho}\frac{dP}{dV}$$

$$\frac{dP}{dV} = \frac{dP}{d\rho} \cdot \frac{dP}{dV}$$

Dans le cas d'un liquide compressible, une variation de pression se traduit par l'apparition d'une onde dont on démontre que la célérité c est égale à :

$$c^2 = \frac{dP}{d\rho}$$

Ainsi :

$$\frac{dP}{dV} = c^2 \frac{d\rho}{dV}, \text{ il s'ensuit } : \frac{dV}{d\rho} = \pm \frac{c}{\rho}$$

$$\left(\frac{\partial x}{\partial t} \right)_V = V + \frac{1}{\rho}\frac{dP}{dV} = V + c\,(V)$$

ou en intégrant :

$$x = [V \pm c\,(V)]\, t + f\,(V)$$

Les ondes se propagent dans le sens de l'écoulement, nous avons alors :

$$x = [V + c\,(V)]\, t + f\,(V)$$

$f\,(V)$ représente une fonction arbitraire de la vitesse ; $c\,(V)$ est déterminée d'après la relation donnée plus haut.

Compte tenu des hypothèses déjà formulées (propagation de l'onde se faisant de manière adiabatique) et en négligeant l'élasticité des parois du conduit ou de la fissuration envisagée, nous avons :

$$c = \sqrt{\frac{1}{\chi \rho}} \qquad (4)$$

en rappelant que χ est la compressibilité de l'eau. A 10°C et à la pression atmosphérique nous avions dit que $\chi \simeq 49.10^{-6}$ (kg/cm²)$^{-1}$ soit en unité homogène $\chi = 47{,}8.10^{-12}$ cm²/dyne ; pour cette température $\rho \simeq 1$ g/cm³

$$c = \sqrt{\frac{1}{47{,}8}}.10^{12} = 0{,}1446.10^6 \text{ cm/s} = 1446 \text{ m/s}$$

Si le long de x, proportionnellement à t, l'image du mouvement se conserve le *mouvement est dit autosimilaire*. A ce moment-là : $f\,(V) = 0$

et

$$x = V + c\,(V)\, t$$

x/t représente la vitesse du mouvement, nous l'appelerons u ; elle correspond à *la vitesse de propagation de l'impulsion*.

Pour une eau à la température de 10°C, la vitesse de propagation de l'impulsion sera de :

$$u = 1446 + V$$

u et V étant exprimés en m/s.

---

(4) Si l'on tient compte de l'élasticité du conduit, on utilise la formule d'Allievi :

$c^2 = \dfrac{c_i^2}{1 + \dfrac{D}{e} \cdot \dfrac{1}{E\gamma}}$ où c_i est la célérité de l'onde dans un tuyau indéformable, E le module de Young du matériau constituant la paroi, γ la compressibilité du fluide, D le diamètre de la conduite, e son épaisseur.

E est de l'ordre de 6.10^{11}, $1/E\gamma \simeq 3{,}5.10^{-2}$; e étant toujours très grand devant D, on voit qu'effectivement : $c \simeq c_i$.

4.2.2.2) PROPAGATION DE L'IMPULSION EN ÉCOULEMENT A SURFACE LIBRE.

En écoulement à surface libre, les équations de continuité et de l'impulsion s'écriront :

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial (Vs)}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V\frac{\partial V}{\partial x} = -g\frac{dh}{\partial x}$$

où s représente la section de la fissure ou de la conduite et h la profondeur que l'on peut assimiler à la charge. Le fluide est considéré comme incompressible (les variations de la compressibilité de l'eau sont négligeables devant les variations de h).

Si la profondeur est supposée constante suivant la largeur, l'équation de continuité devient :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial (Vh)}{\partial x} = 0$$

Nous retrouvons une formulation semblable à celle obtenue précédemment. La propagation de l'impulsion donne naissance à des ondes de gravitation dont on démontre en mécanique des fluides que la célérité est égale à :

$$c = \sqrt{gh}$$

ceci n'étant vrai qu'à la condition que la profondeur h ne soit pas trop grande.

La vitesse V peut s'exprimer en fonction de h seulement et nous obtenons :

$$g\frac{dh}{dV} = h\frac{dV}{dh}$$

d'où

$$\frac{dV}{dh} = \frac{c}{g}$$

Comme $\left(\frac{\partial x}{\partial t}\right)_V = V + g\frac{dV}{dh}$, nous retrouvons l'expression vue précédemment après intégration :

$$x = [V + c(V)]\, t + f(V)$$

Appelons u la vitesse de propagation de l'impulsion :

$$u = (V + \sqrt{gh}) + \frac{f(V)}{t}$$

Si le *mouvement est autosimilaire*, $f(V) = 0$; u correspond à la *vitesse de propagation de l'onde de crue*.

Que l'écoulement soit en charge ou à surface libre l'équation de la propagation de l'impulsion est la même, seule l'expression de la célérité diffère.

4.2.2.3) APPLICATIONS.

Lorsque l'écoulement est en charge si le mouvement est autosimilaire, la vitesse de propagation de l'onde est très rapide ; en effet :

$u = 1446$ cm/s + V pour une eau à 10°C et à la pression atmosphérique.

En écoulement à surface libre, toujours dans les mêmes conditions :

$$u = V + \sqrt{gh}$$

Ceci n'est valable que si h n'est pas trop grand ce qui est vérifié au niveau de drains ou de certaines fissures.

On voit que u reste assez grand. Pour une profondeur de 1 m par exemple :

$$u = V + \sqrt{9{,}81} = 3{,}13 \text{ m/s} + V.$$

Soulignons à ce niveau l'importance de la valeur de $\sqrt{gh}$ par rapport à V.

En effet :

— lorsque $V < \sqrt{gh}$ l'écoulement est dit *subcritique* (rivière) ;

— lorsque $V > \sqrt{gh}$ l'écoulement devient *supercritique* (torrent).

Ces notions sont d'un grand intérêt : le passage d'un écoulement subcritique à un écoulement supercritique *faisant apparaître une onde de choc.*

4.2.3) Discussion.

a) Il importe de noter tout d'abord que pour étudier le phénomène de propagation d'une onde de crue nous avons été amené à faire un certain nombre de simplifications.

Ainsi, en écoulement visqueux, nous avons supposé une variation h, instantanée et constante de la charge en un point ce qui n'est généralement pas le cas. Cela n'affecte pas les conclusions qui vont être déduites.

En écoulement non visqueux nous avons considéré le mouvement comme étant autosimilaire ce qui revient à négliger $f(V)$. Or, on sait que ce n'est pas exact lors de la montée des eaux ; il faut alors ajouter une valeur correspondant à $f(V)$; de même, à la décrue, il faut retrancher cette valeur. Cela traduit un débit complémentaire à ajouter lors de la crue et à retrancher lors de la décrue où il s'agit alors de l'atténuation ou de l'amortissement de l'onde.

b) Les données que nous pouvons avoir sur les aquifères karstiques sont relatives soit à des variations de débit donc à l'hydrogramme, soit à la vitesse réelle de propagation de l'eau (c'est le cas des colorations, de certains problèmes de chimie). Or, l'hy-

drogramme correspond à l'onde de crue dont nous venons de voir que les vitesses sont bien différentes des vitesses de l'eau elle-même. Ceci conduit à distinguer la notion de transfert de celle de transit.

— *Par transfert nous entendons la propagation de l'énergie,* par exemple la transmission de pression responsable de la variation de débit à un exutoire.

— *Le transit correspond à la propagation du fluide lui-même.*

La distinction faite à ce propos par certains hydrogéologues (Y. EMSELLEM, 1970) entre eau de transit (eau qui transite d'une portion du milieu poreux à une autre) et eau de transfert (eau injectée, pompée, évaporation, infiltration) est différente.

c) Plusieurs auteurs ont signalé le fait que l'onde de crue se propageait plus rapidement que l'eau elle-même dans le cas d'aquifère karstique (A. BURGER, 1959 ; H. PALOC, 1965). Ces rapports avancés entre la vitesse de l'onde et celle de l'eau sont de l'ordre de 20 à 25. H. PALOC précise même « c'est le cas général pour toutes les sources vauclusiennes ».

Considérons les rapports $\frac{u}{V}$ suivant les différents cas étudiés :

— en écoulement visqueux :

$\frac{u}{V} = \frac{2{,}2.10^6}{H}$ en écoulement en charge,

$\frac{u}{V} = \frac{16e}{H}$ en écoulement à surface libre.

— en écoulement non visqueux :

$\frac{u}{V} = 1 + \frac{1446}{V}$ en écoulement en charge,

$\frac{u}{V} = 1 + \frac{\sqrt{gh}}{V}$ en écoulement à surface libre.

D'après ces formules on constate que :

— en écoulement en charge le rapport $\frac{u}{V}$ est très grand, de l'ordre de 10^5 à 10^6 en écoulement visqueux. En écoulement non visqueux, ce rapport dépend de la vitesse. Plus cette dernière est lente, plus ce rapport se rapproche du précédent. Avec les valeurs de vitesse que l'on a pu mesurer dans le karst il serait de l'ordre de 10^2 à 10^4.

— en écoulement à surface libre, ce rapport est beaucoup plus faible. Il varie suivant le rapport e/H en écoulement visqueux.

En ce qui concerne l'écoulement non visqueux tout dépend du régime d'écoulement.

En écoulement supercritique :

$$V > \sqrt{gh}, \frac{\sqrt{gh}}{V} < 1, \text{ d'où } 1 < \frac{u}{V} < 2$$

En écoulement subcritique :

$$V < \sqrt{gh}, \frac{\sqrt{gh}}{V} > 1 \text{ et } \frac{u}{V} > 2.$$

Un rapport de l'ordre de 20 à 25 ne peut s'admettre qu'en écoulement à surface libre non visqueux, subcritique et à condition que la vitesse soit assez faible. En écoulement visqueux à surface libre e serait de 1,25 à 1,56 fois plus grand que H ce qui n'est guère pensable. Ainsi les écoulements en charge et notamment les dispositifs vauclusiens que nous examinerons dans le paragraphe suivant, sont caractérisés par des rapports $\frac{u}{V}$ infiniment plus grands que ceux généralement admis.

d) Il peut être intéressant parfois d'analyser le déphasage entre le transfert et le transit.

Soit une arrivée d'eau qui crée sur la zone saturée une impulsion dont la vitesse de propagation sera u, la vitesse de l'eau étant V et soit t_1 le temps mis par l'onde pour parcourir la distance x et t_2 celui mis par l'eau, en appelant τ le déphasage entre le transfert et le transit, on obtient :

$$\tau = t_2 - t_1 = \frac{x}{V} - \frac{x}{u}$$

Remarquons toutefois que si une impulsion prend naissance la vitesse va varier. C'est pourquoi le raisonnement qui suit suppose que l'on utilise des vitesses moyennes pour la durée du phénomène envisagé.

— En écoulement visqueux :

$$\tau = \frac{x}{V} - \frac{x}{\frac{3{,}2\ 10^6}{H} V} = \frac{x}{V}\left(1 - \frac{H}{3{,}2\ 10^6}\right) \simeq \frac{x}{V}$$

en écoulement en charge.

$$\tau = \frac{x}{V} - \frac{x}{\frac{16e}{H} V} = \frac{x}{V}\left(1 - \frac{H}{16e}\right)$$

en écoulement à surface libre.

Comme en général H est inférieur à 16e, dans ce cas :

$$\frac{x}{V} < \tau < \frac{2x}{V}$$

— En écoulement non visqueux :

$$\tau = \frac{x}{V} - \frac{x}{V + c} = \frac{x}{V\left(1 + \frac{V}{c}\right)}$$

$\frac{V}{c}$ en écoulement en charge est négligeable et $\tau \simeq \frac{x}{V}$

En écoulement à surface libre subcritique :

$$c < V, \quad 1 + \frac{V}{c} > 1$$

$$\tau < \frac{x}{2V}$$

En écoulement à surface libre supercritique $c > V$ et :

$$1 < 1 + \frac{V}{C} < 2$$

d'où :

$$\frac{x}{2V} < \tau < \frac{x}{V}$$

Ainsi, sauf dans le cas d'écoulement en charge, peut être mis en évidence le type d'écoulement.

Nous reprendrons ultérieurement ce problème dans le cas de l'interprétation de l'hydrogramme en relation avec les données relatives au transit pour les systèmes karstiques étudiés.

4.2.4) Conclusion.

Bien que la propagation de l'impulsion se fasse différemment lorsque l'écoulement est visqueux ou non visqueux, la vitesse de propagation de l'onde de crue qui a pris naissance donne dans ces deux types d'écoulement des résultats assez voisins. En revanche, cette vitesse est très différente suivant que l'écoulement est en charge ou à surface libre.

Le problème de l'onde de crue nous amène à souligner la distinction entre transfert et transit car, suivant le problème abordé, c'est l'un ou l'autre des mécanismes qui sera concerné.

En outre, les différences entre transfert et transit montrent que pour un type d'écoulement donné peuvent apparaître des conditions hydrauliques particulières ; c'est le cas notamment pour des écoulements subcritiques et supercritiques, le passage de l'un à l'autre faisant apparaître une onde de choc. L'analyse des rapports et des déphasages transfert-transit peut nous renseigner également sur le type d'écoulement et montrer si l'écoulement est visqueux ou non.

Nous avons constaté qu'il est important de savoir si l'écoulement est en charge ou à surface libre. Rappelons d'ailleurs que cette distinction s'était déjà avérée nécessaire lors de la recherche des équations aux dérivées partielles utilisées pour la circulation en milieu poreux saturé.

Dans le paragraphe qui suit, nous analyserons cette distinction qui, dans le cas des calcaires, n'est pas toujours réalisable.

4.3) ÉCOULEMENT EN CHARGE, ÉCOULEMENT A SURFACE LIBRE.

La difficulté de la mise en évidence d'un écoulement en charge et d'un écoulement à surface libre dans les calcaires tient au fait qu'ils constituent une roche peu perméable en soi ; la perméabilité définie dans un tel type d'aquifère est particulière et dite perméabilité en grand. Ainsi, outre la question lithologique, interviendra la notion d'échelle au niveau des rapports entre l'importance des circulations et celle des fissures ou conduits.

4.3.1) Écoulement en charge dû à la présence d'une couverture de terrains imperméables sur l'aquifère.

Lorsque, d'une part les terrains calcaires aquifères sont en partie recouverts par des formations non calcaires imperméables et que d'autre part la surface piézométrique du karst noyé est située à un niveau supérieur au toit de la couche calcaire, les conditions classiques d'une nappe captive sont réunies.

De nombreux exemples d'aquifères karstiques captifs en relation avec le contexte géologique existent et peuvent être aisément mis en évidence.

4.3.2) Écoulement en charge dans un aquifère uniquement calcaire.

Nous avons déjà souligné que le calcaire, en l'absence de fissuration importante, peut être considéré comme imperméable. L'apparition d'un écoulement dépend alors de modalités bien différentes et se manifeste à des échelles variables.

4.3.2.1) Dispositif vauclusien.

Nous donnons le nom de dispositif vauclusien au cas où une partie importante des circulations est conduite à s'effectuer sous le niveau de l'exutoire.

L'existence de voies de circulation en profondeur peut avoir des origines multiples telles que des variations structurales ou lithologiques, ou la présence d'un paléokarst par exemple. Un dispositif vauclusien s'apparente au cas de la nappe captive définie plus haut ; le toit n'est plus alors une roche imperméable quelconque, mais du calcaire.

Il résulte de ceci, qu'un tel dispositif n'est pas toujours facile à mettre en évidence.

4.3.2.2) Conduites forcées.

Un écoulement en charge peut apparaître lorsque la section des conduits ou des fissures est trop faible

par rapport aux débits véhiculés. Les fissures et les galeries se comportent alors comme des conduites forcées. Dans ce cas la notion d'échelle est importante et l'origine d'un tel écoulement très variable.

Ainsi, si l'on considère un réseau peu évolué, dont les fissures sont petites devant les débits véhiculés, l'ensemble des fissures sera en charge.

Dans d'autres cas une partie du karst noyé seulement peut présenter des circulations en conduites forcées. Enfin, dans une même galerie et suivant sa section, l'écoulement peut être tantôt en charge, tantôt à surface libre.

4.3.2.3) Voûte mouillante.

Le phénomène de voûte mouillante apparaît à une échelle encore différente de ce que nous avons dit précédemment : *c'est un phénomène local.*

Si, les parois d'une galerie étant considérées comme imperméables, la voûte de cette galerie passe localement à un niveau inférieur à celui de la surface d'écoulement, les circulations se font en charge.

Attirons l'attention sur la mauvaise utilisation, à notre point de vue, du terme de siphon auquel on fait souvent appel dans ce cas et dans celui du dispositif vauclusien. Tout d'abord, le terme est impropre car en hydraulique, dans un siphon, l'eau est amenée à circuler au-dessus de son niveau de charge. Ensuite, on confond voûte mouillante et dispositif vauclusien, ce qui revient à traiter de façon identique des phénomènes qui ne sont pas du tout à la même échelle.

Remarque :

Le temps intervient parfois dans la définition de l'écoulement en charge. En effet, il peut apparaître une certaine relativité de la notion de perméabilité. Soit par exemple une galerie surmontée de fissures très hautes et très fines ; suivant l'importance et surtout la durée d'une impulsion, seule la galerie sera intéressée par la circulation et l'écoulement sera en charge, ou bien les fissures interviendront également et l'écoulement sera à surface libre. Dans un tel cas, la vitesse de circulation devient extrêmement importante lors de la définition du type d'écoulement.

4.3.3) **Conclusion.**

Si le contexte géologique permet de mettre en évidence un aquifère karstique captif, l'écoulement doit être considéré comme étant en charge. Dans le cas contraire le problème est plus complexe. Si la loi de Darcy peut être utilisée il n'est plus possible de définir la nature de l'écoulement à partir des déphasages entre transfert et transit. Nous verrons toutefois plus loin que le problème n'est pas forcément insoluble.

Nous avons noté dans le paragraphe précédent que lorsque l'écoulement peut être considéré comme non visqueux, le déphasage entre onde de crue et vitesse effective de l'eau peut renseigner sur la présence d'un écoulement en charge important.

Dans le cas d'un écoulement de type vauclusien, l'étude géologique ou la prospection par forage peut permettre d'orienter le choix.

Il n'en reste pas moins que ce choix sera la plupart du temps difficile, d'autant plus qu'il pourra être différent suivant l'échelle, tant spatiale que temporelle, du phénomène étudié.

Lorsque l'écoulement est en charge, interviennent l'action de la compressibilité du réservoir et tout ce qui en découle. Inversement, les résultats obtenus à ce niveau permettront de savoir si l'écoulement est en charge ou non. Cette étude fait l'objet du chapitre suivant.

4.4) HYPOTHÈSE DE LA COMPRESSIBILITÉ DU RÉSERVOIR AQUIFÈRE ET LES CONSÉQUENCES QUI EN DÉCOULENT.

La compressibilité ou l'incompressibilité du réservoir aquifère est une notion importante, l'équation d'état intervenant à ce niveau. Le coefficient d'emmagasinement classique en hydrodynamique des terrains poreux en dépend en partie.

4.4.1) **Compressibilité du réservoir aquifère.**

En milieu poreux, nous avons vu que la porosité pouvait varier en fonction de la pression P :

$$\omega = \omega_o e^{-\alpha\ (P\ -\ P_o)}$$

avec α le coefficient de compressibilité du milieu.

En ce qui concerne les réservoirs karstiques, le problème se pose différemment, en effet, il ne s'agit plus de porosité, mais de fissuration avec présence de conduits de dimensions importantes.

La trame rocheuse limitant ces vides peut-elle se déformer sous l'action de pression ? Cela ne dépend plus de l'assemblage des éléments constitutifs les uns par rapport aux autres mais de la compressibilité du calcaire lui-même. Le coefficient de compressibilité du calcaire peut être déterminé à partir du module de Young. C'est ainsi que, pour les calcaires de Solenhofen en Bavière, le module de Young est de 5,77 à $6{,}27.10^{11}$ dynes/cm à la pression atmosphérique (cité dans : Handbook of physical constants, 1942). Le coefficient de Poisson pour ces mêmes calcaires étant de 0,25, on détermine comme valeur moyenne du coefficient de compressibilité $\alpha_c = 2{,}5.10^{-12}$ cm²/dynes, valeur que nous retiendrons.

Par rapport à la porosité de la roche, avec un tel coefficient, les variations de pression affectées d'un tel coefficient sont négligeables. Ne pouvant étudier directement les effets possibles de la compressibilité des calcaires sur l'ensemble de l'aquifère, nous tenterons d'en analyser les conséquences éventuelles. Elles portent sur les effets dus d'une part à la marée, d'autre part à la pression barométrique. Ces effets, peuvent en effet s'avérer des indices précieux dans le cas d'aquifères karstiques.

4.4.2) Phénomène de marée.

4.4.2.1) Observation du phénomène dans les aquifères karstiques.

Sur tous les systèmes karstiques que nous avons analysés dans les Pyrénées, nous avons pu constater la présence d'un phénomène d'oscillation du niveau piézométrique dont la période était semi-diurne.

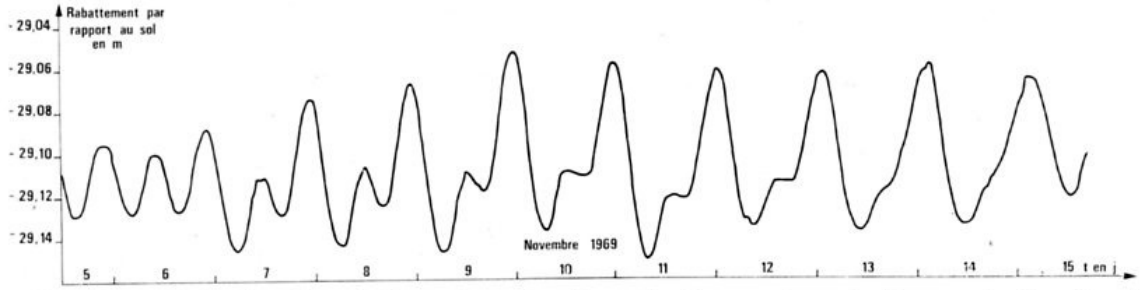


FIG. 5. — Evolution du rabattement en fonction du temps dans le forage de Lavelanet (Ariège). Ce limnigramme montre la présence d'un phénomène de marée.

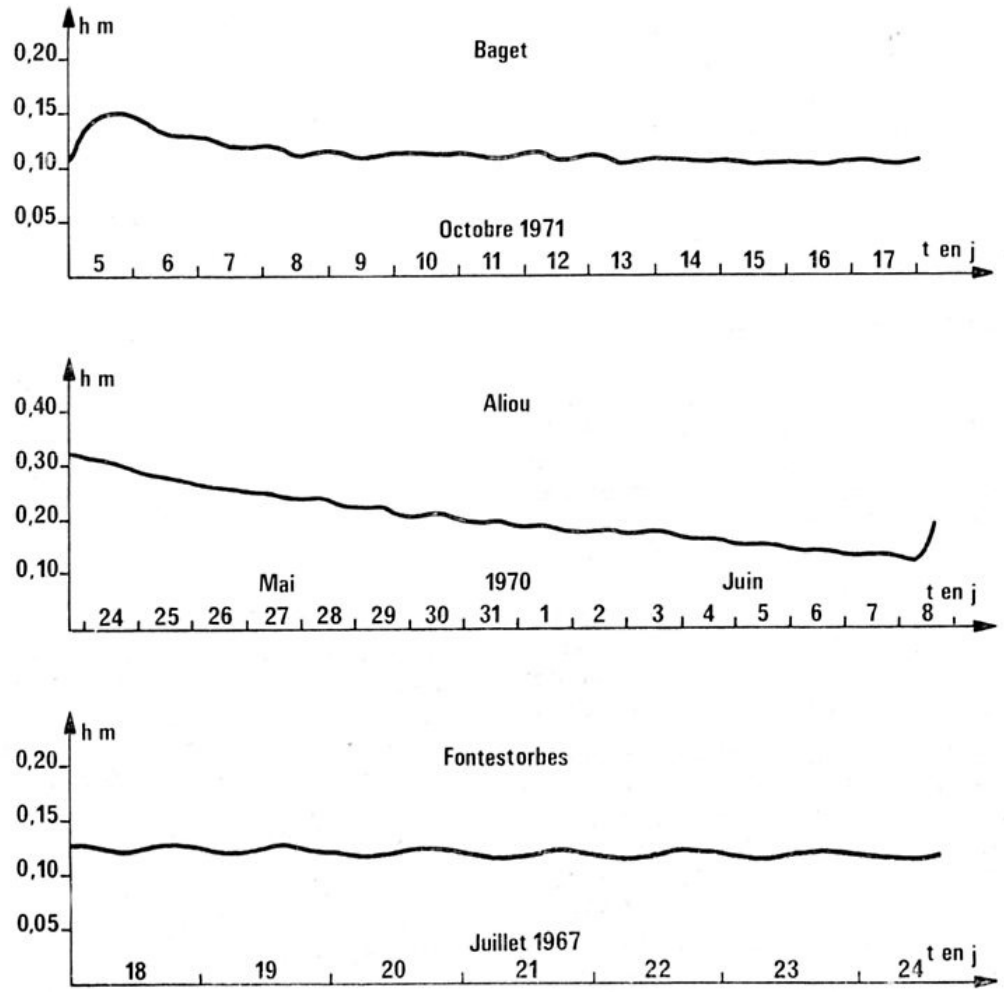


FIG. 6. — Limnigramme de période d'étiage aux sources karstiques du Baget, d'Aliou et de Fontestorbes mettant en évidence l'influence de la marée (pour la source de Fontestorbes, la courbe est obtenue en prenant les valeurs maximales des courbes d'intermittences).

Le plus bel exemple est celui de l'aquifère de Lavelanet (Ariège) où l'amplitude dans les forages atteint 0,10 m (fig. 5) (J. ROCHE, 1970). Nous avons observé des oscillations semblables, mais avec toutefois des amplitudes bien moindres, sur les systèmes karstiques ariégeois (Fontestorbes, Aliou et le Baget (fig. 6). Deux remarques s'imposent. Si l'on assiste à des variations semi-diurnes du niveau piézométrique ou du débit, il n'existe, sauf pour le cas de Lavelanet, aucune variation pouvant être mise en relation avec les variations barométriques. Par ailleurs, le phénomène d'oscillation n'apparaît que pendant les périodes de tarissement de l'aquifère.

De nombreuses observations relatives à des variations périodiques semi-diurnes du niveau piézométrique des aquifères figurent dans la littérature. Nous éliminerons celles dues à l'action directe de la marée océanique dont le mécanisme est bien connu (voir à ce propos, L. FERRIS, 1951), et qui ne concernent pas les exemples que nous envisageons. Lorsque l'aquifère n'est pas en contact avec la mer, ces variations semi-diurnes ont été mises en relation avec les effets de la marée terrestre.

Plusieurs travaux leur ont été consacrés tels ceux de F. KLONNE en 1880, dont les données ont été reprises par G. GROBLOVITZ (1880) dans des mines tchécoslovaques, ou ceux de A. YOUNG en Afrique du Sud (1913), de T. W. ROBINSON dans le Nouveau Mexique et l'Iowa (1939), de R. M. RICHARDSON dans l'est du Tennessee (1956), de P. MELCHIOR en Belgique (1956) et de P. MELCHIOR *et al.* (1964).

4.4.2.2) ORIGINE DU PHÉNOMÈNE.

La marée terrestre est un phénomène bien connu (A. E. LOVER 1911; NISHIMURA, 1950; G. JOBERT, 1952; P. MELCHIOR, 1966). Elle dérive d'un potentiel qui met en jeu des forces de direction radiale (marée gravimétrique) et des forces de direction tangentielle (marée clinométrique). L'action combinée de ces forces détermine une déviation de la verticale par rapport à la croûte terrestre, une variation dans l'intensité de la pesanteur, une déviation de la verticale par rapport à l'axe de la terre, une déformation linéaire (extension), une dilatation cubique et des fluctuations dans la vitesse de rotation de la terre.

C'est à la dilatation cubique que l'on rapporte les variations observées dans les aquifères. L'amplitude théorique de la dilatation due à la marée a une valeur de l'ordre de 1.10^{-8} (voir J. D. BREDEHOEFT, 1967). L'étude de ces variations a été faite notamment par P. MELCHIOR (1956), C. V. THEIS (1939) et C. E. JACOB (1940). On trouvera dans le travail de J. D. BREDEHOEFT (1967) une synthèse des études réalisées sur ce problème où l'auteur reprend également les résultats obtenus par H. H. COOPER (1966) et par H. H. COOPER, I. S. PAPADOPULOS, R. R. BENNETT et lui-même (1965). Citons également les mesures réalisées par D. N. STANLEY et G. M. MOORE (1965) dans les fissures du calcaire où des déplacements de 0,4 à 0,6 microns ont pu être notés à la suite de séismes.

4.4.2.3) ANALYSE DE L'EFFET DE MARÉE SUR UN AQUIFÈRE.

4.4.2.3.1) *Aquifère considéré comme une cavité.*

a) *Aquifère captif.*

Une première analyse consiste à considérer l'aquifère comme une cavité entourée de terrains imperméables. Si V est le volume de cette cavité, s la surface du puits débouchant sur cette cavité et h la charge à ce niveau, comptée à partir du sommet de la cavité, la masse M de ce système est :

$$M = \varrho\,(V + sh)$$

où ϱ est la masse volumique de l'eau.

Lors des fluctuations, la masse reste inchangée, $dM = 0$, d'où :

$$d\,\varrho\,(V + sh) + \varrho\,(dV + s\,dh) = 0$$

$d\varrho = dP\,(\varrho\chi)$ où χ est la compressibilité de l'eau et $P = \varrho g h$. Il s'ensuit en négligeant $\varrho g \chi s h$:

$$-dh = \frac{dV}{S + \varrho g \chi V}$$

dV/V correspond à la dilatation cubique Δt :

$$-dh = \frac{\Delta t}{\varrho g \chi + \dfrac{s}{V}}$$

Prenons l'eau à 10°C, $\varrho g \chi \simeq 5.10^{-8}$ en unité C.G.S.

$$-dh = \frac{1}{5 + \dfrac{s}{V}.10^{-8}}$$

avec dh exprimée en centimètres.

L'amplitude de la fluctuation sera maximale lorsque $s/V.10^{-8}$ peut être négligé. Cela suppose que s soit négligeable et V très grand c'est-à-dire bien supérieur à 10^8 cm^3. Dans ces conditions la valeur maximale de l'amplitude sera de 0,2 cm. Or nombreuses sont les observations qui indiquent des amplitudes 10 fois plus grandes et même au-delà.

b) *Aquifère à surface libre.*

Une étude analogue faite en aquifère à surface libre donne :

$$-dh = h\,\frac{\Delta t}{\omega}$$

où ω est la porosité.

Avec une puissance de l'aquifère de l'ordre de 100 m, il faudrait une porosité de l'ordre de 1.10^{-4} pour avoir une amplitude de fluctuation de 1 cm. On comprend alors que le phénomène soit extrêmement rare dans ces conditions.

4.4.2.3.2) *Introduction du coefficient d'emmagasinement.*

Compte tenu de ces résultats non conformes aux observations, J. D. BREDEHOEFT introduit la dilatation produite par la variation de pression en fluide Δ_h qui s'ajoute à Δ_t. Il en résulte :

$$\Delta_t = \omega\chi dP + \alpha dP$$

α étant le coefficient de compressibilité de la roche.

$$\Delta_t = -\varrho g\,(\alpha + \chi\omega)\,dh$$

$S_s = \varrho g\,(\chi\omega + \alpha)$ est appelé « specific storage » par C. E. JACOB et H. H. COOPER (1966), ses dimensions sont : $[L^{-1}]$. Comme $S_s = \frac{1}{V}\frac{dQ}{dh}$, $\frac{dQ}{V}$ représente la variation de l'emmagasinement par unité de volume, on obtient : $-dh = \frac{\Delta_t}{S_s}$.

Le coefficient d'emmagasinement S, d'après C. E. JACOB, en prenant un matériel non consolidé est égal à :

$$S = \varrho g e \omega \left(\chi + \frac{\alpha}{\omega}\right) = eS_s$$

e étant la puissance de la couche aquifère.

$$-dh = e\,\frac{\Delta_t}{S}$$

Cette équation est analogue à celle établie pour les aquifères à surface libre ; effectivement dans ce cas le coefficient d'emmagasinement est assimilé à la porosité.

Pour e = 100 m, une fluctuation de 10 cm du niveau piézométrique n'est possible que si S est de l'ordre de :

$$S = \frac{1.10^{4} \times 1.10^{-8}}{10} = 1.10^{-5}$$

De telles valeurs du coefficient d'emmagasinement sont obtenues au niveau d'aquifères captifs. Le phénomène peut apparaître dans ces conditions.

4.4.2.3.3) *Application aux aquifères karstiques.*

Lorsque l'aquifère est constitué de terrain calcaire, le milieu étant consolidé, d'après C. E. JACOB :

$$S = \varrho g \omega e \left(\chi + \frac{C\alpha}{\omega}\right)$$

En terrain karstique, comme nous l'avons vu précédemment :

$S = 5\ e\ \omega.10^{-6}$ en exprimant e en mètres.

Reprenons l'exemple précédant avec e = 100 m, $S = 1.10^{-5}$

$$\omega = \frac{1.10^{-5}}{5.10^{-6} \times 100} = 0{,}02 \text{ soit } 2\ \%$$

Pour les calcaires, une porosité de cet ordre est acceptable (voir G. CASTANY, 1963, p. 557).

Reprenons la formule :

$$-dh = e\,\frac{\Delta_t}{S}$$

et remplaçons Δ_t par sa valeur moyenne, et S par $5\ e\omega.10^{-6}$

$$-dh = \frac{2.10^{-3}}{\omega} \text{ m ou } \frac{0{,}2}{\omega} \text{ cm}$$

Cette relation n'est acceptable que si l'aquifère est captif, sinon :

$$-dh = \frac{h\ 10^{-8}}{\omega}$$

Par ailleurs, dans le cas d'une cavité, cela supposant que la porosité est égale à 1, nous retrouvons bien la valeur maximale de 0,2 cm (rappelons, toutefois, qu'implicitement, il est nécessaire que la cavité ait un très grand volume et que le conduit dans lequel s'effectue la variation *dh* soit négligeable devant la surface de la cavité). Les différents exemples où le phénomène de marée a pu être observé ne concernent pas uniquement des aquifères karstiques captifs. Si c'est le cas pour celui du synclinal de Lavelanet et pour le système de Fontestorbes (tout au moins en partie) ce ne l'est pas pour le système du Baget ou pour celui d'Aliou. Rappelons cependant que les écoulements peuvent être localement en charge sans que, pour autant, l'ensemble de l'aquifère soit captif. Dans ces conditions, si une grande partie de l'écoulement est en charge, le phénomène de marée peut alors devenir perceptible.

4.4.2.3.4) *Discussion.*

Dans les différents traitements que nous avons effectués, nous avons admis implicitement un certain nombre d'hypothèses.

En premier lieu, l'approche utilisée suppose la *loi de Darcy vérifiée* ; par ailleurs, la pression P est donnée égale à ϱgh ce qui implique que la composante verticale de la vitesse est négligeable. C'est essentiellement à la première hypothèse que nous nous attacherons car la seconde modifiera mais n'annulera pas l'effet de marée. Par contre, si la loi de Darcy n'est plus vérifiée, l'effet de marée devient négligeable. En effet, on démontre notamment que l'écoulement doit être laminaire car les variations de *h* en fonction de la vitesse masquent complètement l'effet de la marée (5). Or, nous avons vu que la

loi de Darcy pouvait, en particulier, ne plus être valable dès que les débits augmentaient. On comprend alors pourquoi pour un aquifère donné, le phénomène de marée peut apparaître en étiage mais disparaîtra brutalement dès que les débits augmenteront. Ceci a été observé sur l'aquifère du synclinal de Lavelanet (fig. 7) et sur les autres systèmes karstiques que nous avons étudiés.

Si l'aquifère constitue une vraie nappe captive, aux effets de marée doivent se superposer les effets barométriques puisque l'on voit que B n'est pas négligeable. En revanche dans le cas d'un écoulement en charge, où l'aquifère n'est pas captif, on verra apparaître le phénomène de marée sans effet barométrique, cette pression n'impliquant pas une dilatation ou une compression du réservoir.

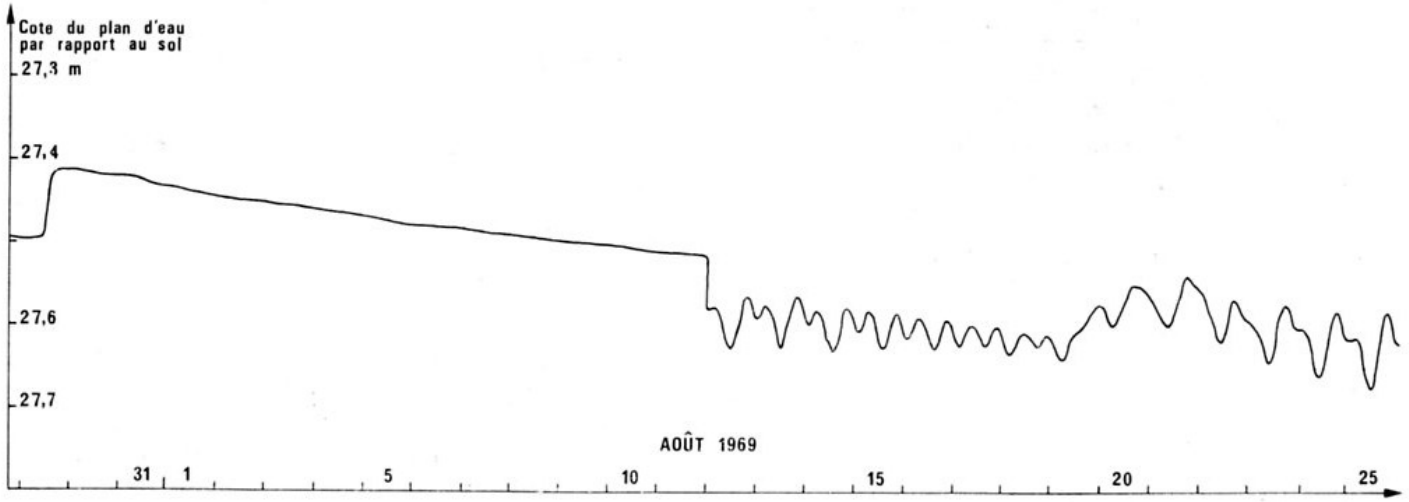


FIG. 7. — Variation piézométrique dans le forage de Lavelanet (Ariège) montrant l'apparition brutale du phénomène de marée.

Ainsi, lorsque le phénomène de marée apparaît à un moment donné dans un aquifère karstique, son apparition pourrait permettre de situer le seuil à partir duquel la loi de Darcy peut être utilisée.

Lors de l'étude des différents systèmes nous analyserons à nouveau la véracité de cette hypothèse.

4.4.3) Effets barométriques.

En ce qui concerne les variations barométriques C. E. JACOB (1940) met en évidence un « effet barométrique » B pour les nappes captives tel que :

$$dP_a = - B dP$$

où P_a est la pression atmosphérique et P la pression au niveau de la nappe. En outre il donne :

$$B = \frac{\varrho g \omega \chi}{S_s}$$

Remplaçons le coefficient S_s (specific storage) par les valeurs données précédemment,

$$B = \frac{1}{1 + \dfrac{\alpha}{\chi}} = 0{,}970$$

(5) A la charge h_s en un point s'ajoute la charge $h_v = V^2/2\,g$. Une variation sur h_s se traduit par une variation sur V et non sur la charge totale (théorème de Bernouilli). La loi de Darcy suppose que $V^2/2\,g$ soit négligeable.

4.4.4) Conclusion.

Le facteur de compressibilité du réservoir aquifère que l'on introduit lors de l'élaboration des équations aux dérivées partielles employées pour les circulations en milieu poreux saturé ne paraît pas important en lui-même et peut être négligé. Toutefois, certaines de ses conséquences qui, en aquifère poreux ne sont pas tellement utilisées, fournissent dans le cas des karsts des renseignements précieux.

Ces conséquences sont les effets de la marée terrestre et les effets barométriques. Nous avons pu constater que très souvent des oscillations semi-diurnes importantes existaient au niveau de la surface piézométrique durant la période des basses eaux. L'analyse de ces oscillations en fonction de la marée terrestre, phénomène auquel on les rapporte, implique que la loi de Darcy soit vérifiée et qu'une partie importante de l'écoulement soit en charge. Or, comme la connaissance de ces données est essentielle pour le traitement de l'aquifère par certain modèle mathématique, on comprend toute la valeur de ces indications.

Enfin, la superposition d'effets barométriques aux effets de la marée permet de se rendre compte si l'écoulement en charge est dû à une nappe captive ou non. Pour que les deux types de phénomènes

décrits se manifestent il faut que la composante verticale de la vitesse de circulation soit négligeable.

Avant d'envisager cette hypothèse, nous analyserons tout d'abord le caractère homogène ou hétérogène des circulations.

4.5) HÉTÉROGÉNÉITÉ DU MILIEU AQUIFÈRE.

La généralisation de la loi de Darcy conduit à la définition du coefficient de perméabilité K.

K est un tenseur qui s'exprime de la façon suivante, si x, y, z sont les directions principales d'anisotropie :

$$K = \begin{vmatrix} K_x & 0 & 0 \\ 0 & K_y & 0 \\ 0 & 0 & Kz \end{vmatrix}$$

Lorsque *le milieu est homogène*, K peut être considéré comme identique suivant les axes x, y et z ; nous avons vu alors que les équations différentielles se simplifiaient.

Dans le cas contraire, on doit garder les formules mises au point initialement. Leurs utilisations, par la suite, font alors appel à des techniques plus complexes.

4.5.1) Hétérogénéité due à la fissuration.

C'est en général ce caractère qui est pris en considération lorsque l'on analyse les aquifères dans les calcaires.

Les calcaires étant des roches fissurées, on définit les directions principales des réseaux de fissuration afin de réintroduire ces données au niveau du tenseur de perméabilité.

A. C. Scheidegger (1963) a déterminé l'écoulement en fonction du tenseur de perméabilité. Les travaux ont été repris par les hydrogéologues de Neuchâtel qui les ont appliqués à des roches calcaires fissurées (A. Burger, 1969 ; L. Kiraly, 1969 *a*, *b* ; L. Kiraly *et al.*, 1969).

Cette approche a été également utilisée pour l'interprétation de pompage (I. S. Papadopulos, 1965).

4.5.2) Hétérogénéité due à la karstification.

On sait que la karstification tend à élargir les fissures et les vides. De nombreux auteurs ont alors envisagé de distinguer deux types de porosité et par conséquent, deux types de perméabilité. La première est appelée « perméabilité de fissures » et la seconde « perméabilité de chenaux ».

Une telle analyse a été utilisée, en particulier, par N. E. Rofail (1965) lors de l'interprétation de pompage.

4.5.3) Discussion.

Une remarque fondamentale s'impose : l'utilisation du tenseur de perméabilité K suppose que la loi de Darcy soit vérifiée ; aussi n'est-ce que dans ce cas que l'on pourra employer les formules correspondant à un milieu homogène ou hétérogène suivant l'importance de la fissuration et l'orientation des réseaux de fissures. Ce qui précède s'applique à tout aquifère situé dans des formations fissurées.

Le phénomène de karstification introduit comme nous l'avons vu un autre type d'hétérogénéité. Toutefois, là encore, la distinction entre deux types de perméabilité et l'utilisation qui en est faite par les différents auteurs suppose la validité de la loi de Darcy.

En général, quand il est question de discuter le cas des aquifères karstiques, seule l'anisotropie de la fissuration ou la distinction de deux types de perméabilité est analysée.

Or, l'hétérogénéité due à la karstification peut introduire également au niveau du drainage des écoulements qui en aucun cas ne sauraient être étudiés à partir de la loi de Darcy.

Ce n'est donc par l'hétérogénéité telle que l'on a l'habitude de la considérer qui paraît importante mais celle due à la karstification.

4.5.4) Conclusion.

La distinction faite entre aquifère de terrains fissurés et aquifère karstique se marque par une hétérogénéité différente du milieu. Dans le premier cas, cette hétérogénéité conduit à introduire la perméabilité K sous forme d'un tenseur.

Dans le second cas, si la loi de Darcy est vérifiée, on peut faire l'analyse en introduisant deux types de perméabilité par exemple. Si la loi de Darcy n'est pas vérifiée, l'hétérogénéité du karst se marque justement par l'apparition de conduits ou de fissures élargis, dus à la karstification, où les mécanismes d'écoulement sont très différents.

4.6) HYPOTHÈSE DE DUPUIT.

Rappelons que lors de l'étude des écoulements à surface libre, nous avons introduit l'hypothèse de Dupuit selon laquelle le gradient hydraulique est identique en chaque point d'une verticale et correspond à la pente de la surface libre.

Cette hypothèse implique que $\frac{\partial \varphi}{\partial z}$ soit négligeable c'est-à-dire que la composante verticale de la vitesse V_z soit très petite devant V_x et V_y. L'hypothèse de Dupuit a été également utilisée dans le cas d'aquifères captifs. Le potentiel φ est assimilé à la pression hydrostatique. Il convient alors que les équipotentielles soient peu inclinées par rapport à la verticale.

L'hétérogénéité due à la karstification ne permet pas l'utilisation de l'hypothèse de Dupuit. En effet, des poches ou des vides importants existent souvent au sein de la roche fissurée. Si les fissures qui permettent la vidange de ces vides sont situées à leur base, la composante verticale de la vitesse n'est plus négligeable. Ceci peut être mis en évidence avec un colorant ; dans de tels vides on a pu se rendre compte que le colorant gagnait assez rapidement la profondeur.

Par ailleurs, le drainage d'une partie fissurée, par une galerie notamment, entraîne une augmentation notable du gradient hydraulique. Dans ces conditions les équipotentielles sont courbes (fig. 8). Il apparaît au niveau de la galerie, au-dessus du plan d'eau, sur les parois, une zone de suintement, zone analogue à celle que l'on observe dans les puits (N. S. Boulton, 1951 ; G. Nahrgang, 1956). Cette zone est souvent marquée par un concrétionnement normal ou particulier, souvent abondant.

Il résulte de ces remarques que, dans le karst noyé, certains des plans d'eau que l'on peut atteindre ne correspondent pas au niveau piézométrique.

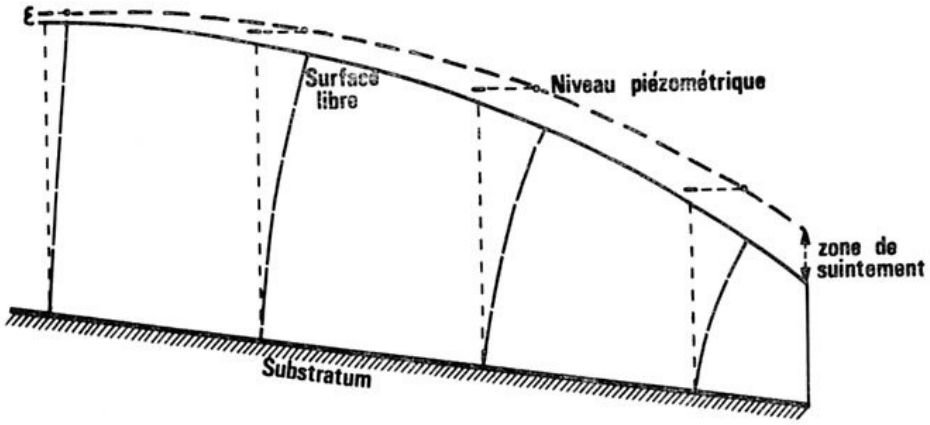


Fig. 8. — Schéma indiquant la position de la surface libre par rapport au niveau piézométrique lorsque les équipotentielles sont inclinées.

5. — ÉCOULEMENT EN MILIEU NON SATURÉ.

5.1) ÉCOULEMENT EN MILIEU POREUX NON SATURÉ.

Le milieu non saturé n'apparaît que dans le cas d'un aquifère à surface libre (unconfined). Il se développe ou s'étend entre la surface libre d'une part et la limite supérieure de la formation aquifère d'autre part.

Depuis plusieurs années on s'est aperçu de l'importance que revêtait la zone non saturée au niveau des écoulements dans les aquifères. C'est en effet à ce niveau, et notamment dans les premiers mètres de cette zone, que se font les échanges avec l'extérieur. Les travaux consacrés à cette question sont très nombreux. Citons les publications de C. H. M. Von Bavel, de A. A. Rode et de H. L. Penman parues en 1969 dans les actes du symposium de Wageningen qui résument les grands traits des progrès réalisés dans ce domaine. En France, il convient de signaler les travaux de A. Feodoroff et de G. Vachaud.

La caractéristique essentielle de cette zone consiste en *un écoulement diphasique* (air-eau).

5.1.1) Généralités et définitions.

L'étude de la zone non saturée faisant appel aux lois définies pour les écoulements diphasiques, il importe de définir quelques notions se rapportant à ces écoulements.

Nombreux sont les travaux ayant traité de ce problème ; nous ne rappellerons que certains d'entre eux : R. E. Collins (1961), A. E. Scheidegger (1963) et C. Marle (1972), que nous avons utilisés pour les définitions qui suivent.

a) L'écoulement diphasique implique la notion de perméabilité variable ; ceci est dû à la présence de

deux fluides, l'un considéré comme *mouillant* l'autre comme *non-mouillant*. Dans le cas des aquifères, le fluide mouillant est représenté par l'eau, le non-mouillant par l'air. L'écoulement ne dépend plus de la perméabilité vraie k, mais de la perméabilité k_e dite *perméabilité effective* qui tient compte non seulement de k mais aussi de la saturation en eau.

En fait, on considère la plupart du temps la *perméabilité relative* k_r telle que $k_r = k_e/k$. Cette perméabilité relative dépend de nombreux facteurs dont beaucoup sont négligés ; c'est en particulier le cas pour l'influence des forces d'inertie. *On admet ainsi que la loi de Darcy doit être vérifiée.*

En général les seuls facteurs retenus sont l'angle de mouillage et la saturation.

b) Si la saturation intervient dans l'écoulement, il faut également tenir compte des forces superficielles qui agissent sur l'interface entre les deux fluides et sur la ligne de raccordement de celle-ci avec le solide.

Les données nouvelles ainsi introduites sont :

— W qui représente la teneur en eau et qui par conséquent est nécessairement inférieure à la porosité ω (si $W = \omega$ le milieu est saturé).

— ψ, appelé *succion* qui équivaut à une charge hydraulique.

$$\psi = \frac{Pe - Pa}{\varrho_e g}$$

où Pe est la pression de l'eau, Pa celle de l'air, ϱ_e la masse volumique de l'eau.

Le *potentiel de succion*, appelé également *potentiel capillaire*, est défini de la façon suivante :

$$\varphi = \psi - z$$

Ce potentiel est fonction de la teneur en eau W. Sa connaissance permet de définir, à partir du signe des gradients, la direction des transferts. Vers le haut il s'agit de l'*évaporation* et de *l'évapotranspiration*, vers le bas de l'*infiltration* (alimentation de la zone saturée).

c) Grâce au potentiel, l'eau va s'écouler. Si le milieu avant l'écoulement était rempli d'air, il y a *imbibition*. On remarque que, pour une pression capillaire nulle, il reste de l'air et on parle de *saturation résiduelle*.

Le processus inverse de l'imbibition, qui consiste donc au remplacement progressif de l'eau par de l'air est habituellement appelé « *drainage* » (nous garderons ce terme entre guillemets car au niveau de la zone saturée nous l'utiliserons dans un sens différent). Une certaine quantité d'eau reste dans les conduits, même aux pressions élevées ; elle correspond à *l'eau de rétention* et provoque ce qui a été nommé la *saturation irréductible*.

Il ne peut y avoir écoulement en milieu non saturé que si la saturation en eau est supérieure à la saturation irréductible.

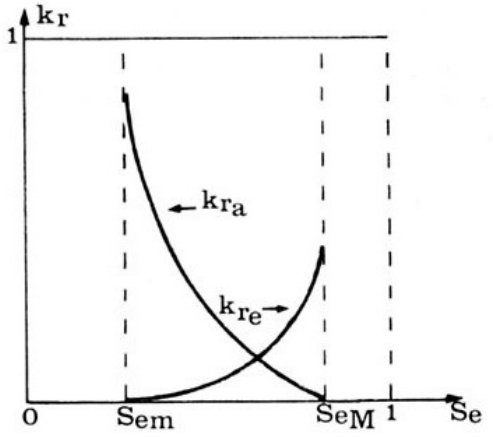


FIG. 9. — Variation des perméabilités relatives (kr) en fonction de la saturation en eau (Se) (d'après C. MARLE).
k_{ra} : perméabilité relative de l'air, k_{re} : perméabilité relative de l'eau. Sem : saturation irréductible, (1 - Sem) : saturation résiduelle.

d) L'expérience montre que la perméabilité de l'eau est nettement inférieure à celle de l'air lors des saturations respectives. Ceci indique que la présence de la saturation irréductible en eau gêne peu l'écoulement de l'air ; tandis que la présence d'air résiduel gêne notablement l'écoulement de l'eau (fig. 9). En outre les perméabilités relatives, tout comme la pression capillaire, dépendent de la façon dont les deux fluides sont répartis ; il en résulte plusieurs courbes de perméabilités relatives possibles. Ainsi, selon que le processus engagé peut se rapporter à de l'imbibition ou à du « drainage », un

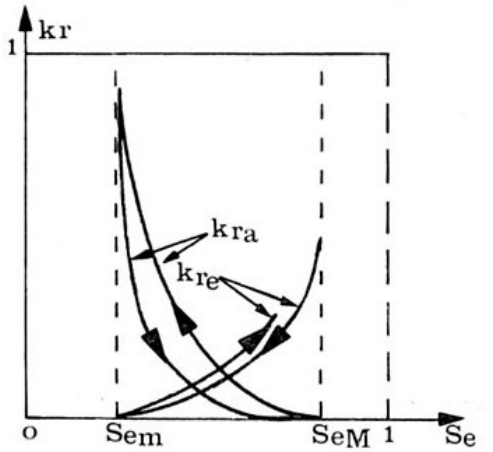


FIG. 10. — Hystérésis des perméabilités relatives en milieu poreux non saturé (d'après C. MARLE). Même légende que la figure 9.

phénomène d'hystérésis (fig. 10) va apparaître au niveau des perméabilités relatives. Ces différentes notions vont permettre d'aborder les équations des écoulements en milieu non saturé.

5.1.2) Systèmes d'équations pour les écoulements diphasiques (air-eau).

A l'équation d'état et à celle de continuité, on doit ajouter *la loi liant la pression capillaire à la saturation.*

Quant à l'équation de l'impulsion, elle est remplacée par les équations des perméabilités relatives qui se présentent en fait comme une généralisation de la loi de Darcy.

Les équations auxquelles on aboutit étant très complexes et difficilement utilisables on a recherché un certain nombre d'approximations.

L'une d'entre elles consiste à supposer que *le fluide air est immobile et qu'il se trouve à la pression atmosphérique.* On ne tient compte ainsi que de l'écoulement de l'eau. Les équations de base sont alors les suivantes :

$$1)\quad \vec{V} = -K\,(\vec{\text{grad}}\ \varphi)$$

où K représente la perméabilité à l'eau. Cette perméabilité est fonction de W la teneur en eau.

Le potentiel $\varphi = \psi - z$, φ correspondant à la succion.

$$2)\quad \frac{\partial w}{\partial t} = \text{div}\,(K\ \vec{\text{grad}}\ \varphi)$$

K et φ étant fonction de W, les équations ne seront pas linéaires d'où une grande difficulté d'intégration. C'est pourquoi est introduite une simplification supplémentaire. On suppose l'écoulement *unidimensionnel,* dans le sens vertical.

L'équation de Darcy devient :

$$V = -K\frac{d\varphi}{dz}$$

Combinée avec la deuxième équation, on obtient la la formule suivante :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[K\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1\right)\right]$$

D. A. Rose (1969) à partir de cette équation pose :

$$D\frac{\partial w}{\partial z} = K\frac{\partial \psi}{\partial z}$$

D est appelé *coefficient de diffusivité capillaire* ; il a pour dimension $[L^2\,T^{-1}]$. Nous avons alors :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D\frac{\partial w}{\partial z}\right) - \frac{\partial K}{\partial z}$$

C. A. Richard (1928, 1931) a obtenu une formulation semblable. Les solutions d'une telle équation sont assez délicates à obtenir et souvent au prix d'approximations successives.

Citons les solutions proposées par H. Kobayashi (1969), J. Rubin (1969), F. D. Whisler et A. Klute (1969), J. R. Philip (1969), S. Irmay (1969) et L. N. Burejev et Z. M. Burejeva (1969).

Toutes montrent à l'évidence la difficulté de l'analyse de l'écoulement en milieu poreux non saturé.

5.1.3) Problème des structures sèches et des barrières capillaires.

Le problème posé ici concerne l'écoulement en milieu non saturé et multicouche.

Dans un tel milieu l'eau progresse sous l'action conjuguée des forces de succion et de la gravité.

A l'interface des deux couches, l'eau est soumise à l'action du potentiel de succion de la couche supérieure et de la couche inférieure ainsi qu'à la pesanteur.

Les travaux de D. Rançon (1972) ont montré que si la couche supérieure est constituée de sable fin et la couche inférieure de sable grossier, l'eau ne pénètre pas dans le sable grossier. Ceci s'explique par le fait que la gravité est faible devant les potentiels de succion et que par ailleurs le potentiel de succion du sable fin est bien plus élevé que celui du sable grossier.

L'étude de cet auteur a porté ensuite sur la forme de l'interface ce qui l'a conduit à réaliser une poche de sable grossier au sein du sable fin. Tant que le milieu n'est pas saturé l'eau évite la poche de sable grossier appelée *structure sèche* par l'auteur. Les expériences effectuées au laboratoire de Cadarache par D. Rançon ont été filmées et montrent bien comment le phénomène se passe. Nous sommes conduits à admettre que, à la *limite, si la structure sèche est constituée par une cavité en milieu non saturé si la gravité est faible devant le potentiel de succion, l'eau évitera la cavité.*

5.2) ÉCOULEMENT EN MILIEU KARSTIQUE DANS LA ZONE NON SATURÉE.

A la lumière des différents résultats énoncés ci-dessus nous essaierons de voir comment peuvent se poser les problèmes de l'écoulement en milieu non saturé dans le karst.

5.2.1) Différents types d'écoulement.

Nous avons vu qu'une des caractéristiques de la karstification était d'élargir les fissures et les fentes préexistantes dans le calcaire. Or, nous savons que les forces de succion dépendent de la largeur des fissures.

Par ailleurs, les forces de succion varient en fonction de la teneur en eau. C'est ainsi qu'elles diminuent lorsque la teneur en eau augmente, et deviennent maximales lorsque le milieu est sec. Dans ces conditions les forces de succion sont égales à la hauteur d'ascension capillaire h

$$h = \frac{4\ \sigma}{\varrho\ g\ d} \cos\ \alpha$$

En remplaçant d par a, largeur des fissures,

$$h = \frac{2\ \sigma}{\varrho\ g\ a} \cos\ \alpha$$

α représente l'angle de mouillage et σ qui varie avec la température correspond à la tension superficielle de l'eau et a pour valeur 75 dynes/cm à 20°C. A 10°C, $\frac{2\ \sigma}{\varrho\ g}$ est sensiblement égal à : 0,15. Par ailleurs, on négligera cos α (cela supposerait pour la fissure des parois en verre chimiquement propre et de l'eau pure).

On obtient alors :

$$h = \frac{0{,}15}{a}$$

d'où les valeurs qui suivent :

pour a = 5 µ	h = 300 cm d'eau
10 µ	150
100 µ	15
1 mm	0,5
1 cm	0,15

Ainsi peut-on admettre que pour des fissures dont la largeur est égale à 1 cm, les forces de succion deviennent négligeables. Au niveau de la zone non saturée des karsts nous aurons deux types d'écoulement.

— Lorsque les fissures offrent une certaine largeur, le potentiel de succion devient négligeable et l'*eau s'écoule par ruissellement.*

— Lorsque les fissures sont étroites et fines, le potentiel de succion devient au contraire très important au point même que la gravité peut être alors considérée comme négligeable. Les lois sont celles de l'écoulement diphasique.

5.2.2) Validité des lois utilisées en milieu poreux non saturé.

Les lois utilisées pour l'écoulement en milieu poreux non saturé ne sont pas acceptables dès lors que les fissures offrent une certaine largeur. Si les fissures présentent une faible ouverture et si le potentiel de succion devient important plusieurs problèmes se posent.

L'utilisation des équations classiques implique que la loi de Darcy soit vérifiée, ce qui ne sera pas toujours le cas selon la dimension des fissures et les vitesses de transit. En outre il est toujours supposé que l'écoulement de l'eau n'entraîne pas celui de l'air ; ceci est souvent inexact ; les mouvements d'air observés au niveau de fissures étroites dans les grottes l'ont notamment montré.

On peut conclure que les mécanismes d'infiltration dans les terrains karstiques sont encore mal connus et d'approche très difficile.

5.2.3) Écoulement au niveau d'une cavité.

Soit une cavité recoupant le passage de fissures verticales. Si les fissures sont suffisamment larges, notamment à proximité de la cavité, l'eau qui arrive par ruissellement continue de ruisseler sur les parois ou encore s'écoule sous forme de pluie.

Si au contraire, les fissures sont étroites, en raison de celles qui entourent la cavité et qui sont dues aux phénomènes de détente (Ph. RENAULT, 1968), la cavité peut être alors considérée comme une structure sèche. L'eau aura tendance à éviter la grotte et se propagera tout autour.

Les résultats des mesures effectuées dans la nouvelle galerie de la grotte de Niaux (Cl. ANDRIEUX, 1974) ne peuvent être interprétés et compris qu'en faisant intervenir ce phénomène.

Ceci montre que l'étude de l'infiltration à partir des arrivées d'eau dans une grotte ne peut donner de renseignements que sur l'infiltration par ruissellement des fissures larges, ou encore sur le drainage de la zone de fines fissures entourant la cavité, lorsqu'à ce niveau le milieu devient localement saturé.

5.2.4) Remarques à propos des termes « circulation vadose» et « circulation phréatique » utilisés en karstologie.

Parmi les définitions proposées en karstologie on retrouve le terme de « zone vadose » pour nommer le milieu non saturé et celui de « zone phréatique » pour la zone saturée, la surface libre étant désignée par le terme anglo-saxon de « water table ».

O. E. MEINZER (1923) indiquait que dans la zone non saturée se trouvait de l'« eau vadose » et dans la zone saturée de l'« eau phréatique ». Nous avons déjà souligné combien ces termes d'eau vadose et

d'eau phréatique étaient discutables ; le premier ayant perdu, même pour les Anglo-Saxons, son sens original depuis fort longtemps ; le second est habituellement lié à « la nappe souterraine la plus proche de la surface du sol, généralement libre et qui est atteinte et exploitée par la plupart des puits ordinaires » (J. MARGAT).

Chez les karstologues, les termes eau vadose — eau phréatique sont devenus zone vadose — zone phréatique, puis circulation vadose — circulation phréatique (J. NICOD, 1972), enfin écoulement vadose — écoulement phréatique, galeries vadoses — galeries phréatiques (M. M. SWEETING, 1972).

Cette évolution paraît due à une suite de confusions. Pour ces derniers auteurs tout d'abord la vitesse de l'eau caractériserait ces circulations. Ainsi J. NICOD écrit que la circulation vadose « se compose essentiellement de cascades et torrents souterrains » ou encore que « le torrent souterrain passe par un siphon à débit rapide ». Or les circulations peuvent être extrêmement lentes dans la partie non saturée, très rapides dans la partie saturée et inversement. La notion de vitesse de circulation n'est absolument pas liée à la zone saturée ou non saturée.

Pour M. M. SWEETING, l'écoulement vadose est synonyme d'écoulement libre. Il ne s'agit plus de la distinction faite au niveau de la saturation ou de la non saturation, mais de celle entre écoulement à surface libre et écoulement en charge, notion qui intervient comme l'une des conditions aux limites de la zone saturée. Si ces conditions influent sur le comportement global de l'aquifère, elles ne déterminent pas de modifications profondes dans le mode d'écoulement. Par ailleurs, nous avons également noté que, dans le cas des karsts, l'écoulement en charge peut apparaître suivant des modalités très différentes. Il semble ici que l'interprétation donnée aux termes phréatiques et vadose se rapporte respectivement à l'écoulement sous pression ou non.

D'une part sont abusivement associées zone saturée avec écoulement en charge et zone non saturée avec écoulement à surface libre ; d'autre part, il faut remarquer que le régime d'écoulement et sa vitesse ne sont liés ni à la saturation, ni à l'existence ou la non existence d'une surface libre.

Enfin la galerie ou le conduit dans lesquels s'effectue un type d'écoulement ne peut s'identifier à cet écoulement. Parler d'une « galerie vadose » pour un « écoulement vadose » revient, par exemple, à parler de « galerie turbulente » pour un écoulement de ce type.

Il nous semble préférable d'abandonner ces termes.

5.3) CONCLUSION.

Nous retiendrons que l'étude des écoulements en milieu non saturé s'avère difficile par suite de l'adjonction du potentiel de succion aux autres potentiels. A cette difficulté s'ajoute le fait que la perméabilité varie en fonction de la teneur en eau.

En milieu karstique, il convient de remarquer en outre que les approximations faites dans le cas d'un écoulement en milieu poreux ne sont pas toujours acceptables.

La mise en œuvre d'étude tensiométrique, par exemple pour déterminer le potentiel capillaire, pose dans les calcaires des problèmes non encore résolus.

Au total, il convient d'admettre deux types d'écoulements dans les calcaires, l'un correspondant à un ruissellement lorsque les fissures sont suffisamment larges, l'autre à un écoulement diphasique pour les fissures plus étroites.

6. — CONCLUSIONS A PROPOS DES LOIS COMMUNÉMENT UTILISÉES.

En matière d'études des aquifères existe, à l'heure actuelle, tout un ensemble de lois basées sur l'analyse des écoulements en milieux poreux. Ces lois font appel à un certain nombre d'hypothèses et nécessitent parfois quelques approximations.

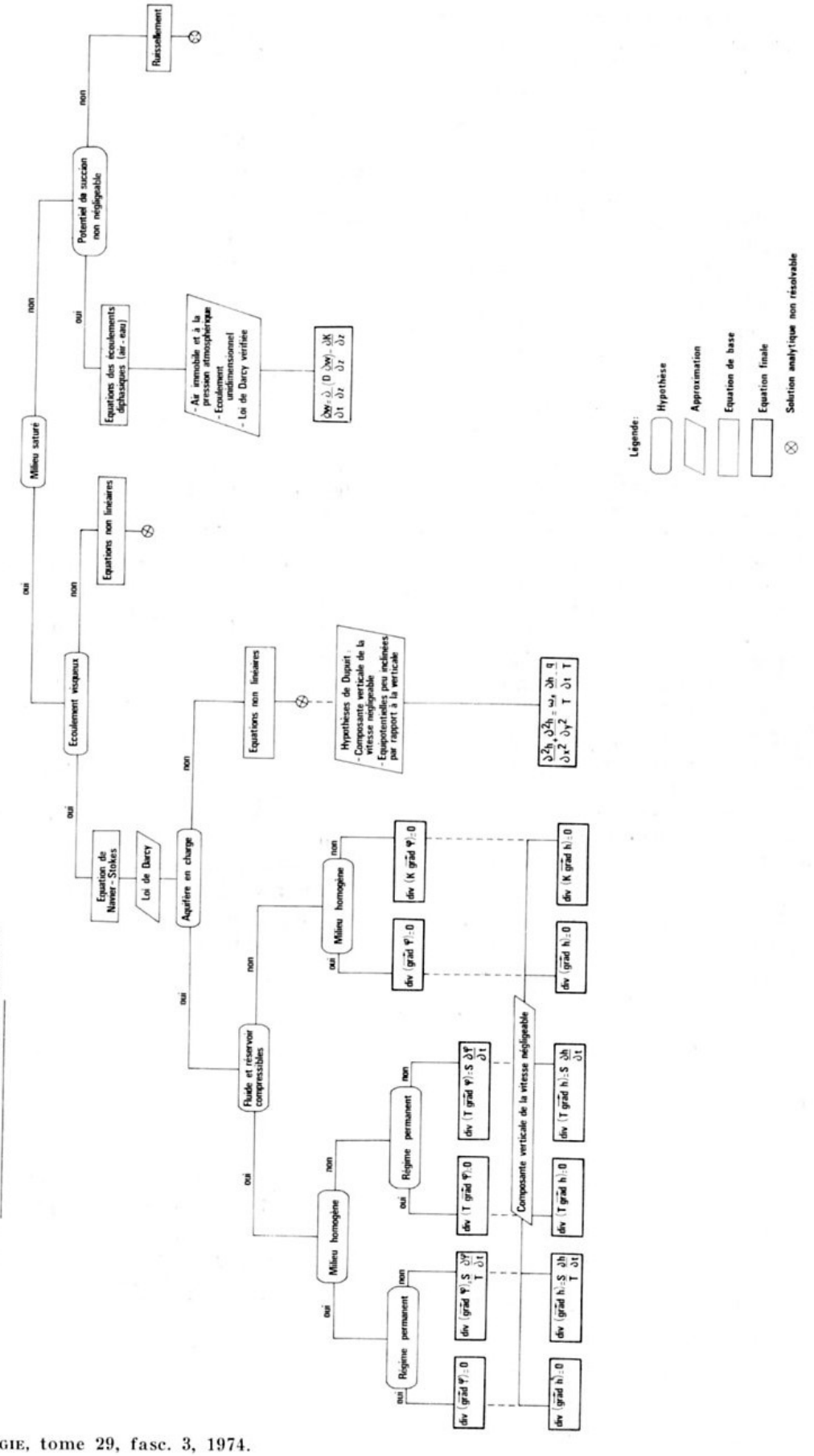
Le tableau I résume ces hypothèses et ces approximations. A sa lecture, un certain nombre de constatations se dégagent.

Que les écoulements soient envisagés en milieu non saturé, ou en milieu saturé, on s'aperçoit que la validité de la loi de Darcy est fondamentale.

En effet, dès que cette loi n'est plus vérifiée, les équations obtenues sont non-linéaires et, exceptés quelques cas particuliers, aboutissent à des solutions analytiques quasiment impossibles à déterminer. Or, nous avons vu, compte tenu des vitesses moyennes observées dans les karsts en dehors des périodes d'étiage, que la plage de validité de la loi de Darcy n'est acceptable que pour des fissures d'ouverture de 5 à 100 μ pour une hauteur mouillée de 1 m. Rappelons à ce sujet que les biospéléologues constatent aussi bien au niveau de l'infiltration que dans la zone saturée, des transits d'animaux dont la taille

TABLEAU I.

ÉQUATIONS AUX DÉRIVÉES PARTIELLES POUR L'ÉTUDE DES ÉCOULEMENTS



est souvent supérieure à 500 µ. Leurs résultats laissent supposer qu'en dehors des conduits, les fentes et les fissures présentent la plupart du temps des largeurs supérieures à 100 µ. Par voie de conséquence l'utilisation de la loi de Darcy paraît discutable.

En revanche, lors des étiages, les vitesses de circulation peuvent devenir très faibles. Dès lors, la loi de Darcy sera vérifiée pour des fissures dont la largeur est supérieure à 100 µ.

Pour le karst noyé le type d'écoulement en charge ou à surface libre est important à connaître mais difficile à mettre en évidence. Les relations entre vitesse de propagation des ondes de crue et vitesse de l'eau peuvent apporter une solution à ce problème. Ainsi est-on conduit à faire la distinction entre *transfert et transit*.

De même, toujours pour le karst noyé, si un « phénomène de marée » apparaît, il implique que la loi de Darcy soit vérifiée. Les limites de validité de cette loi sont alors données par celles entre lesquelles ce phénomène est marqué. Or, l'expérience montre que le « phénomène de marée » n'est enregistré dans les karsts que nous avons étudiés, qu'au moment de l'étiage. Cela corrobore des données théoriques fournies par les valeurs concernant à la fois les vitesses de circulation et l'ouverture des fissures qui indiquent un bon ajustement de la loi de Darcy pour cette période seulement.

En dehors de cette condition fondamentale qui, si elle n'est pas remplie, rend particulièrement difficile voire impossible l'utilisation de solutions analytiques, il en est d'autres que l'on doit également admettre. Pour celles-là nous distinguerons le milieu saturé du milieu non saturé.

a) En milieu saturé, le tableau I indique trois conditions importantes.

La première consiste à savoir si l'aquifère est en charge ou non. En effet, dans le cas où l'écoulement est à surface libre, de nombreuses approximations sont nécessaires, approximations qui ne sont pas toujours admissibles dans les calcaires, surtout à proximité des drains. Dans les aquifères non karstiques, le fait que l'aquifère soit captif ou non est toujours facile à mettre en évidence. Dans le karst, le problème est différent et l'écoulement peut être en charge sans que l'aquifère soit captif. Par ailleurs, la nature de l'écoulement peut dépendre de l'échelle tant spatiale que temporelle suivant laquelle on se place.

Les deux autres conditions sont beaucoup moins contraignantes car elles permettent d'aboutir à des solutions analytiques résolvables. Il est à remarquer que c'est l'une d'elles (milieu hétérogène) que l'on a l'habitude de considérer pour caractériser les aquifères karstiques.

b) En milieu non saturé, l'importance de l'ouverture des fissures joue un rôle déterminant ; pour les fissures dont la taille est supérieure à 1 cm, l'écoulement s'effectue par ruissellement et, dans ces conditions, aucune loi n'a pu être obtenue.

En conclusion, il résulte de cet ensemble de considérations que, sauf pour des plages étroites, en étiage par exemple, les lois d'écoulement communément utilisées ne peuvent être appliquées dans la partie saturée des aquifères karstiques. En milieu non saturé le problème paraît particulièrement complexe.

Les lois admises pour les écoulements en milieux poreux, partent de la géométrie de l'aquifère pour déterminer les fonctions de transfert. Devant la difficulté et parfois l'impossibilité d'utilisation de ces lois nous inverserons le problème et chercherons à déterminer les fonctions de transfert afin de définir la géométrie de l'aquifère. Ce sont ces concepts qui feront l'objet du chapitre suivant.

(A suivre).

Ann. Spéléol., 1974, 29, 4, p. 495-601.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE HYDRODYNAMIQUE DES AQUIFÈRES KARSTIQUES.

Deuxième partie.

CONCEPTS MÉTHODOLOGIQUES ADOPTÉS. SYSTÈMES KARSTIQUES ÉTUDIÉS,

par Alain MANGIN (1)

Résumé.

La deuxième partie de ce travail sur l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques est relative aux concepts et à la méthodologie employée ainsi qu'à la description des systèmes karstiques utilisés.

Partant d'un point de vue global et en raison de l'hétérogénéité du milieu, il est apparu intéressant de faire appel aux principes de l'analyse des systèmes.

Après une définition de ces derniers et de la terminologie employée, un protocole d'étude a été élaboré à partir de ces concepts de base. Il s'agit, en effet, de transposer au karst la notion de système et d'aménager son analyse aux problèmes posés. Cela a conduit à préciser les techniques de mesures adoptées, leurs valeurs, leurs limites et certains de leurs traitements.

Les systèmes karstiques qui ont servi de base à ces études sont ceux du Baget, d'Aliou et de Fontestorbes, situés tous les trois dans les Pyrénées (France) à proximité du Laboratoire souterrain de Moulis. Le premier, par son infrastructure, peut être considéré comme un véritable karst expérimental ; les deux autres, compte tenu de leurs situations dans des contextes différents, apportent un complément d'information.

Une description de chaque système a été donnée ainsi qu'une analyse critique des mesures dont ils ont fait l'objet. Le fonctionnement d'ensemble de ces systèmes a pu alors être défini.

Abstract.

The second section of this work on the hydrodynamic study of the karstic aquifers deals with the concepts and the methodology applied, and with the description of the karstic systems used as models.

---

(1) *Laboratoire souterrain du C.N.R.S., 09410 Moulis, France.*

Avertissement. Cet article constitue la deuxième partie d'un mémoire présenté en vue de l'obtention d'un Doctorat d'Etat. La suite et les travaux cités paraîtront dans le fascicule suivant des Annales de Spéléologie.

Considering a global view-point on the one hand, and taking into account heterogeneity of the medium on the other hand, it seemed that the principles of system analysis could be applied profitably.

These principles and the terminology used having been defined, a protocol has been established for the study in which the notion of system has been transposed to the karst ; the analysis has been adapted to the problems involved. The above induces to specify the measurement techniques adopted, their value, their limits and some processing aspects.

The karstic systems used as models in the present work are those of the Baget, of Aliou and of Fontestorbes, all three located in the Pyrenees (France), in the vicinity of the Laboratory of Moulis. The first of these systems may be considered as an actual experimental karst, because of its equipment. The other two are located in different environments and give additional information on this subject.

Each system is described and a critical analysis of the measurements to which it has been subjected is made. Finally, the general operation of these systems has been established.

*
**

SOMMAIRE DE LA DEUXIÈME PARTIE.

	Pages
1) Introduction	498
2) Concepts méthodologiques adoptés	498
2.1) Principes de base	498
2.1.1) Définitions	498
2.1.1.1) Processus	498
2.1.1.2) Système	498
2.1.1.3) Modèles	499
2.1.2) Analyse des systèmes	499
2.1.2.1) Principes	499
2.1.2.2) Propriétés du système influençant la fonction de transfert	499
2.2) Application au karst	500
2.2.1) Le système karstique, définition	500
2.2.2) Problèmes posés	500
2.2.2.1) Choix d'un système karstique	500
2.2.2.2) Obtention des fonctions d'entrée et de sortie	500
2.3) Protocole d'étude	501
2.3.1) Etude d'un système karstique	501
2.3.2) Techniques utilisées, discussion	502
2.3.2.1) Mesures des hauteurs d'eau	502
2.3.2.2) Les jaugeages	503
2.3.2.2.1) Méthodes de jaugeage	503
2.3.2.2.2) Jaugeage au moulinet hydrométrique par intégration	504
2.3.2.3) Discussion des résultats obtenus	505
2.3.2.4) Conclusion	510
2.3.3) Utilisation de l'analyse des liaisons corrélatives et de l'analyse de covariance	510
2.3.3.1) Problème posé	510
2.3.3.2) Analyse des liaisons corrélatives	511
2.3.3.2.1) Corrélation	511
2.3.3.2.2) Régression	511
2.3.3.2.3) Calcul et expression des résultats.	512
2.3.3.3) Analyse de covariance	512
2.3.3.4) Conclusion et remarque	513
2.4) Conclusion sur les concepts méthologiques adoptés	513
3) Systèmes karstiques étudiés	514
3.1) Situation des systèmes karstiques étudiés	514
3.1.1) Principaux types de karst français	514
3.1.2) Répartition des systèmes karstiques étudiés	515
3.2) Le système karstique du Baget	517
3.2.1) Caractéristiques physiques du système	517
3.2.1.1) Caractéristique géologique	577
3.2.1.2) Etendue et paramètres physiques du système	519
3.2.1.3) Renseignements apportés par les colorations	520
3.2.1.4) Caractères morphologiques et botaniques du bassin versant du Baget	522
3.2.2) Aménagement et équipement du système karstique du Baget	522
3.2.2.1) Distribution des points de surveillance	522
3.2.2.2) Secteur de Las Hountas et point de surveillance en aval	522
3.2.2.2.1) Station A_2	523
3.2.2.2.2) Station B_1	523
3.2.2.2.3) Corrélation entre les hauteurs d'échelles limnimétriques A_2 et B_1.	523
3.2.2.2.4) Station B_2	524
3.2.2.2.5) Station B_{25}	525
3.2.2.2.6) Station B_3	525
3.2.2.2.7) Corrélations entre les hauteurs d'échelles limnimétriques B_3 et B_1.	527
3.2.2.2.8) Laboratoire de terrain de Las Hountas	528
3.2.2.3) Secteur du Moulo de Jaur	528
3.2.2.3.1) Stations M_1 - M_2	528
3.2.2.3.2) Corrélations entre les hauteurs d'eau mesurées en M_1 et M_2	529
3.2.2.4) Secteur de la Hillère	531
3.2.2.4.1) Station HR_0	531
3.2.2.4.2) Station P_1	532
3.2.2.4.3) Station Lt_3	533
3.2.2.4.4) Station HR_{20}	533
3.2.2.4.5) Piézomètre HR_{25}	534
3.2.2.5) Secteur de P_{15}	534
3.2.2.6) Secteur de la Peyrère	534
3.2.2.6.1) Station P_2	534
3.2.2.6.2) Station P_3	535
3.2.2.6.3) Piézomètre P_4	535
3.2.2.7) Gouffre de Sainte-Catherine (Sc)	535
3.2.2.8) Remarques à propos des données sur les stations de mesures	536
3.2.2.9) Conclusion	537
3.2.3) Fonctionnement du système du Baget	537
3.2.3.1) Fonctionnement de l'ensemble	537
3.2.3.2) Précisions sur le fonctionnement du système du Baget par l'étude des liaisons corrélatives entre différents points d'observation	538
3.2.3.2.1) Analyse des liaisons corrélatives entre les débits des stations B_3 et B_1	538
3.2.3.2.2) Analyse des liaisons corrélatives entre les débits des stations M_1 et B_1	541
3.2.3.2.3) Analyse des liaisons corrélatives entre les débits des stations HR_0, P_1, HR_{20}, Lt_3, P_2, B_2 et ceux de B_1.	542
3.2.3.2.4) Analyse des liaisons corrélatives entre le niveau piézométrique en HR_{25} et les débits en B_1	544

	Pages
3.2.3.2.5) Conclusion	544
3.2.3.3) Fonctionnement de détail au niveau de certains points	545
3.2.3.4) Renseignements apportés par les colorations au sujet des trop-pleins	545
3.2.3.5) Renseignements apportés par l'observation sur le gradient hydraulique	545
3.2.4) Résultats hydrologiques	546
3.2.5) Conclusion	550
3.3) Le système karstique d'Aliou	551
3.3.1) Caractéristiques physiques du système.	551
3.3.1.1) Caractéristiques géologiques	551
3.3.1.2) Etendue et paramètres physiques du système	553
3.3.1.3) Renseignements apportés par les colorations	554
3.3.1.4) Caractères morphologiques et botaniques du bassin versant d'Aliou	554
3.3.2) Aménagement et équipement du système karstique d'Aliou	554
3.3.3) Résultats hydrologiques	556
3.3.4) Conclusion	557
3.4) Le système karstique de Fontestorbes	558
3.4.1) Caractéristiques physiques du système	560
3.4.1.1) Caractéristiques géologiques	560
3.4.1.2) Délimitation du bassin versant et organisation de l'aquifère	561
3.4.1.3) Etendues et paramètres physiques du système	562
3.4.1.4) Caractères morphologiques et botaniques	563
3.4.2) Aménagement et équipement du système karstique de Fontestorbes	563
3.4.3) Le phénomène d'intermittence	564
3.4.4) Résultats hydrologiques	566
3.4.5) Conclusion	567
3.5) Autres systèmes karstiques utilisés	568
3.5.1) Dans les Pyrénées	568
3.5.2) Karsts non pyrénéens	569
4) Conclusions sur le concept méthodologique adopté et sur les systèmes karstiques étudiés	569

1. — INTRODUCTION.

Les conclusions de la première partie de ce travail rejoignent le problème posé par la définition à la fois précise et concise de la notion de karst. Le karst, milieu très hétérogène, ne peut, en effet, répondre à des caractères bien déterminés et faciles à mettre en évidence. En quelque sorte il ne paraît guère possible de définir l'entité que représente le karst et d'utiliser sa connaissance pour dégager les lois qui régissent les écoulements dans ce milieu.

Le problème n'est pas insoluble pour autant et « après avoir étudié les choses selon ce qu'elles sont, il convient de les examiner en fonction de ce qu'elles peuvent, c'est-à-dire de leurs effets »... (grande Encyclopédie du XVIII^e siècle, partie physique).

Dans le cas présent, *devant l'échec d'une définition du karst en tant que ce qu'il est, nous sommes contraints d'en analyser les effets.*

Cette démarche nous apparaît particulièrement riche pour différentes raisons. D'abord pour beaucoup de physiciens « cette attitude est seule logique tant il est vrai que l'homme ne peut pas prétendre connaître physiquement les choses, mais ne perçoit que des effets, seules réalités tangibles » (A. Ducrocq, 1960). Ensuite ce point de vue fait appel à un ensemble de techniques connues sous le vocable d'*analyse des systèmes* particulièrement bien développée grâce aux outils mathématiques de la recherche opérationnelle. L'objet de notre étude se rapporte précisément à un effet ; or, parmi les effets possibles à analyser, les séries chronologiques de débits résultant de l'état du karst constituent un élément de choix. On a vu qu'il existe des relations étroites entre karstification et circulation d'eau. Ceci va nous conduire à préciser les grands principes employés, et la méthodologie qui en découle, et à définir les vocables utilisés. De l'analyse de ces méthodes résulte l'obligation de passer d'une recherche extensive à une recherche intensive réalisée sur un nombre restreint de systèmes karstiques qui seront étudiés de façon continue.

2. — CONCEPTS MÉTHODOLOGIQUES ADOPTÉS.

Dans cette partie seront traitées les notions relatives à l'analyse des systèmes. Les méthodes d'obtention des données seront ensuite discutées.

2.1) PRINCIPES DE BASE.

Le karst étant analysé par ses effets, il est considéré, dans une première approche, comme une boîte noire appelée *système* ; l'effet analysé est le résultat d'un *processus* réalisé dans cette boîte noire. L'étude sera alors menée à partir de *modèles*.

Nous allons définir ces termes et donner les caractéristiques de l'analyse des systèmes.

2.1.1) **Définitions.**

2.1.1.1) Processus.

Le processus correspond à la schématisation d'un phénomène qui va subir une variation soit continue, soit périodique, en fonction du temps. Les paramètres qui sont à l'origine du processus constituent des séries chronologiques ; il existe ainsi une suite des événements, respectée dans le temps.

Dans le problème qui nous occupe, les paramètres de ces séries chronologiques sont, d'une part les variables atmosphériques (précipitations, températures, rayonnement, humidité), d'autre part les variables liées au système (débits, niveaux piézométriques, concentrations chimiques, variations thermiques, transports solides, populations des espèces hypogées ou épigées).

2.1.1.2) Système.

La définition de système est empruntée à J. Jacquet (1971). Un système est « *toute structure, dispositif ou procédé réel ou abstrait qui relie, avec un pas de temps donné, une entrée, une cause ou une impulsion* (de matière, d'énergie ou d'information) *à une sortie, un effet ou une réponse* (de matière, d'énergie ou d'information) ». L'auteur indique également qu'« un système est *un groupement ou un ensemble d'objets liés par une certaine forme d'interaction ou d'interdépendance régulière. Le système est dynamique s'il est le siège d'un processus. Un système séquentiel comprend une entrée, un parcours et une sortie* ».

Les paramètres qui caractérisent le système seront, ici, les paramètres géographiques, géologiques, pédologiques, botaniques et zoologiques.

L'impulsion que nous utiliserons au niveau de l'hydrodynamique correspondra aux précipitations (moins éventuellement l'évapotranspiration) ; la réponse concernera les débits issus du système. Ce dernier devient alors une unité, siège d'un processus qui fait passer du hyétogramme à l'hydrogramme et qui se traduit par la *fonction de transfert*. Cette fonction est encore appelée *réponse impulsionnelle* ; c'est l'*hydrogramme unitaire*.

2.1.1.3) Modèles.

Pour résoudre les problèmes nous disposons de deux types de paramètres : les uns caractérisant les séries chronologiques, les autres le complexe physique, au sens large, du système.

La première démarche consiste à définir puis à classer ces différents paramètres. Ensuite, à partir de ces paramètres, il convient de chercher un modèle qui permettra de rendre compte des événements observés. En fait, le modèle destiné à être utilisé comme un outil constitue une représentation plus ou moins simplifiée d'un ensemble de phénomènes. De tels modèles peuvent être mathématiques, physiques, numériques ou analogiques. Il est important de souligner que le modèle à utiliser doit être choisi en fonction du problème posé. Ainsi serons-nous amenés à prendre plusieurs types de modèles qu'il faudra bien se garder de comparer ou d'associer car ils seront bâtis sur des définitions différentes des paramètres, avec des approximations qui ne seront pas les mêmes.

Si l'on tient compte des variations aléatoires des phénomènes, ce qui dans les cas qui nous concernent devrait être nécessaire, on introduit alors le concept de probabilité dans la formulation du modèle. Toutefois, avant d'employer des *modèles probabilistes*, une *approche déterministe* est indispensable. Dans ce cas, les relations de cause à effet sont prises comme des variables de la physique classique.

Dans la suite de ce travail nous n'aborderons pas l'aspect probabiliste. Parmi les modèles déterministes et en fonction du problème posé, nous ferons souvent appel aux « *modèles dits paramétriques* » qui supposent le minimum d'hypothèses sur la physique des transferts, et parmi ceux-ci, nous utiliserons essentiellement les *modèles conceptuels*. Ils sont basés sur des théories ou des concepts physiques du comportement du système, tels que par exemple des réservoirs qui se remplissent et se vident.

Avant de passer à l'application au karst des principes énoncés, précisons les grands traits dont nous aurons besoin dans l'analyse des systèmes.

2.1.2) Analyse des systèmes.

2.1.2.1) Principes.

Le système, permettant de passer d'une grandeur d'entrée à une grandeur de sortie, apparaît comme un *opérateur*. Le problème consiste à rechercher la forme mathématique de cet opérateur. Les grandeurs d'entrée et de sortie sont comme nous l'avons dit des fonctions du temps et seront désignées respectivement par $e(t)$ et $s(t)$; elles seront considérées comme des fonctions définies pour toutes les valeurs de t, mais nulles pour $t < t_0$. Ainsi, pour chaque excitation définie par la fonction $e(t)$, nous avons une réponse définie par $s(t)$. Cet opérateur est une distribution fonction du temps, soit $Z(t)$. La fonction de sortie correspond donc à un produit de distribution (L. Schwartz, 1965), conventionnellement notée :

$$s = Z * e,$$

et désignée sous le terme de convolution.
Lors d'une excitation, $e(t)$ d'abord nulle devient très grande pendant un temps très court et redevient nulle. Dans ces conditions :

$$s(t) = Z(t).$$

$Z(t)$ est la réponse à l'impulsion unité, *réponse impulsionnelle* désignée comme l'hydrogramme unitaire c'est-à-dire la fonction de transfert du système.

2.1.2.2) Propriétés du système influençant la fonction de transfert.

a) *Invariabilité dans le temps.*

Propriété importante, elle signifie que si à $e(t)$ correspond $s(t)$, à $e(t - t_1)$ correspond $s(t - t_1)$, le décalage dans le temps étant identique pour la fonction d'entrée et la fonction de sortie.

Si l'on considère une excitation décalée dans le temps $(t - \tau)$, la réponse correspondante est $s(t) = Z(t - \tau)$. Lorsque cette propriété n'est pas respectée, il existe des techniques permettant de rendre compte de l'évolution du système.

b) *Linéarité.*

Il s'agit là d'un problème fondamental. La fonction de transfert est linéaire si elle possède les propriétés de proportionnalité et de superposition.

Dans ces conditions, et compte tenu de la propriété précédente :

$$s(t) = e(t) * Z(t),$$

qui peut se mettre sous la forme :

$$s(t) = \int_0^t e(\tau)\, Z(t - \tau)\, d\tau.$$

Ce problème de linéarité de la fonction de transfert, et donc du système étudié, est souvent posé mais non toujours admis essentiellement dans le cas de bassin hydrogéologique. C'est ainsi que J. Amorocho (1963), S. L. S. Jacoby (1966) proposent l'utilisation de fonctions non linéaires du type :

$$s(t) = \sum_{i=1}^{n} \int_{(1)0}^{t} \cdots \int_{(n)0}^{t} Z_n(\tau_1 \ldots \tau_n) \prod_{j=1}^{k} e(t - \tau_k)\, d\tau_1 \ldots d\tau_n,$$

où le symbole $\prod_{J=1}^{k}$ représente le produit des facteurs de la forme $e(t - \tau_k)$. L'étude de systèmes non linéaires n'est pas toujours possible et demeure dans tous les cas délicate.

c) *Existence de rétroactions.*

C'est le cas où les réponses d'un système ont des répercutions sur les entrées ; il faut alors utiliser des schémas de dépendances.

2.2) APPLICATION AU KARST.

2.2.1) Le système karstique, définition.

L'application au karst des notions qui viennent d'être rappelées conduit à définir le système karstique.

La circulation des eaux à l'intérieur du karst représente le processus envisagé. Les précipitations brutes, ou efficaces, constituent la fonction d'entrée ; la réapparition des eaux en surface correspond à la fonction de sortie.

Le système défini par rapport à ce processus sera une unité relative à la circulation des eaux. Nous proposons la définition suivante : *le système karstique est représenté par l'ensemble au niveau duquel les écoulements souterrains de type karstique s'organisent pour constituer une unité de drainage.*

Cette définition est celle du bassin hydrogéologique d'une source karstique ou d'un groupe de sources karstiques obligatoirement liées les unes aux autres. Ce système ne sera pas forcément constitué de terrains uniquement karstiques. Mais les terrains non karstiques appartiennent au système uniquement lorsque les écoulements dont ils sont le siège sont drainés en totalité par les terrains karstiques.

Si l'on suppose une rivière arrivant sur des terrains calcaires et subissant à ce niveau des pertes partielles qui aboutissent à une résurgence, le système karstique défini à partir de cette dernière ne comprendra pas le bassin versant de la rivière en amont des pertes. Ces pertes seront considérées comme des entrées supplémentaires dans le système. Offrant deux entrées, l'étude d'un tel système sera complexe puisque la fonction de transfert sera non linéaire.

2.2.2) Problèmes posés.

Les problèmes qui se posent sont relatifs soit au système lui-même, soit aux séries chronologiques d'entrée ou de sortie.

2.2.2.1) Choix d'un système karstique.

Des considérations qui précèdent, il apparaît que trouver un système karstique bien délimité et bien défini n'est pas toujours aisé. Par ailleurs, d'autres impératifs se présentent lors du choix d'un système (facilité d'accès en tout temps et à tout moment ; étendue réduite pour deux raisons essentielles : coût de la mise en place d'une infrastructure importante et d'un aménagement sérieux, obligatoires pour l'obtention de données nombreuses et précises ; système maniable afin de permettre la réalisation d'expériences en des temps raisonnables). Il paraît enfin souhaitable que le système soit le plus représentatif possible ce qui nous ramène au problème de ses dimensions ; en effet, il semble justifié de choisir parmi ceux qui sont le plus fréquemment répandus plutôt que de prendre un cas unique.

Le problème d'homogénéité d'un système karstique se pose souvent. Il est difficile *a priori* de pouvoir juger de son homogénéité ou de son hétérogénéité. Mais, cet aspect n'est pas très gênant si l'analyse porte à la fois sur l'ensemble du système et en des points particuliers ce qui permet de déterminer sa variabilité spatiale.

C'est pourquoi, lors de l'analyse d'un système ne faudra-t-il pas se borner à considérer uniquement les fonctions d'entrée ou de sortie. La représentativité d'un système peut être également contrôlée à partir de mesures plus restreintes faites sur d'autres systèmes de dimensions différentes, placés dans des conditions géographiques et climatologiques variables et correspondant à des structures géologiques et des textures lithologiques non identiques.

2.2.2.2) Obtention des fonctions d'entrée et de sortie.

L'obtention des fonctions d'entrée et de sortie est importante puisque c'est par leur intermédiaire que peut se déterminer la fonction de transfert. Cela suppose que le système karstique choisi fasse l'objet d'une étude intensive.

Nous avons écrit que les circulations d'eau représentent le processus envisagé. Les fonctions d'entrée et de sortie correspondent respectivement aux séries chronologiques des précipitations d'une part et des débits d'eau issus du système d'autre part.

Soit en prenant un système linéaire :

$$Q = Z * e$$

$$\text{ou : } Q_{(t)} = \int_0^t e(\tau)\ Z(t - \tau)\ d\tau,$$

τ étant le temps de réponse du système.

Il est possible par le choix du système de maîtriser parfaitement la fonction Q.

En revanche la fonction e pose de nombreux problèmes. En effet, elle peut correspondre soit aux séries chronologiques des précipitations brutes, soit à celles de l'infiltration efficace.

Dans le premier cas, on intègre dans le système les mécanismes d'évapotranspiration qui, en fait, n'en font pas partie, ce qui peut déformer la fonction de transfert du système.

Dans le deuxième cas, il est nécessaire de déterminer la valeur de l'évapotranspiration pour obtenir l'infiltration efficace. Or, on connait toute la difficulté d'évaluer l'évapotranspiration. Cette évaluation procède habituellement de trois types d'approche : le premier est fondé sur l'utilisation de formules empiriques ; le deuxième repose sur des formules semi-empiriques où interviennent certains facteurs conditionnels ; le troisième enfin diffère des précédents par la prise en compte de l'étude physique du phénomène (C. W. Thornthwaite, 1954 ; A. Coutagne, 1954 ; L. Turc, 1954 ; H. L. Penman, 1956 a et b ; R. J. Bouchet, 1964 ; M. Bakalowicz et G. Oberlin 1972). Il n'est pas de notre propos de discuter ces différentes méthodes.

Soulignons toutefois que si l'infiltration efficace correspond bien à l'entrée du système karstique étudié, son obtention ne représente qu'une approche du paramètre recherché. Par ailleurs, avec les problèmes d'évapotranspiration apparaissent au niveau du système des phénomènes de rétroaction. Enfin, la valeur des précipitations n'est connue qu'avec une mauvaise précision. Il est en effet délicat d'avoir une idée précise sur la représentativité des mesures obtenues à partir de quelques stations pluviométriques.

Ainsi, avec la détermination de la fonction d'entrée, nous heurtons-nous à la première difficulté relative à l'utilisation de la méthode proposée. Ceci va nous conduire à aménager cette méthode.

Notons tout d'abord qu'intervient une question d'échelle. Si l'on veut connaître, dans ses grandes lignes, la fonction de transfert ou répondre à certains problèmes de prévision ou de récupération de données manquantes, nous pourrons utiliser la méthode telle quelle. Cela ne sera plus possible s'il est nécessaire d'entrer dans le détail et de préciser les réponses aux problèmes posés, aspect qui nous préoccupera dans la suite de ce travail. Pour pallier cette difficulté nous proposerons plusieurs fonctions de transfert qui seront calées sur la fonction de sortie par approximations successives tout en restant en accord avec les données, même approchées, de la fonction d'entrée.

Pour ce faire, nous avons envisagé d'autres paramètres que ceux relatifs aux seules circulations d'eau, mais tous en liaison avec elles. Ce sont les *concentrations chimiques*, les *variations thermiques*, les *transports solides*, (voire l'évolution des populations de faune aquatique hypogée ou épigée). Les séries chronologiques de ces paramètres traduisent au niveau de la sortie non seulement les influences propres aux paramètres envisagés mais aussi celles dues au système karstique, puisque ces paramètres sont liés aux circulations d'eau. Il en résulte que si l'on analyse séparément chacune de ces séries chronologiques, toutes doivent avoir comme dénominateur commun la constitution du système karstique. Procédant par approximation, l'étude de ces paramètres peut permettre d'orienter le choix de ces approximations ; inversement toute représentation du système karstique doit être en accord avec l'interprétation des séries chronologiques de ces paramètres. Dans ces conditions, le système doit faire l'objet d'une étude abordée par une équipe pluridisciplinaire

2.3) PROTOCOLE D'ÉTUDE.

2.3.1) Étude d'un système karstique.

Le système karstique choisi doit correspondre, le plus possible, aux critères qui ont été établis. Ce système est celui du Baget, situé à quelques kilomètres du Laboratoire souterrain de Moulis ; son étendue est de 13,25 km² et il est facile d'accès, quelle que soit la saison. Du point de vue géologique et hydrographique, le système karstique du Baget est bien défini et constitue ainsi l'unité que nous recherchions. Sa description sera faite ultérieurement.

A partir de ce système le protocole d'étude porte sur plusieurs points : l'analyse précise des débits au niveau des sorties ; l'appréciation la plus poussée possible des entrées, c'est-à-dire des précipitations et du phénomène d'évapotranspiration. Ceci impli-

que, la mise en place de stations de mesures pour déterminer la variabilité spatiale du système, la constitution d'une équipe se répartissant l'étude des différents paramètres, enfin l'équipement d'autres systèmes permettant de rechercher la représentativité de celui du Baget.

a) Le premier point a conduit à répertorier tous les *exutoires pérennes ou temporaires du système*, correspondant au drainage et au fonctionnement de trop-pleins. Ces sorties ont ensuite été équipées de stations limnigraphiques pour suivre dans le temps les variations de débits de la fonction de sortie.

b) L'appréciation de la fonction d'entrée a été tentée à partir de plusieurs *stations météorologiques* (deux réalisées par le Laboratoire de Moulis). La première, datant d'avril 1970 est située à peu près à l'altitude moyenne du bassin versant ; la seconde mise en place en août 1973 est implantée à proximité immédiate de la partie aval. A 10 km au N. E. du système du Baget, existe une station synoptique de la Météorologie Nationale, la station d'Antichan. En outre une série de quatre pluviomètres complète l'équipement de ce secteur.

Cette infrastructure permet par la connaissance des précipitations brutes, de rechercher la pluie représentative du système du Baget. Par ailleurs, les mesures de températures, celles d'ensoleillement et d'humidité relatives à la station d'Antichan sont employées pour la recherche des valeurs de l'évapotranspiration. L'ensemble de ce travail est réalisé par C. Andrieux et M. Bakalowicz (1974) ; c'est à lui que référence sera faite chaque fois que la fonction d'entrée sera utilisée.

c) En ce qui concerne l'étude de la *variabilité spatiale du système* du Baget, des *stations piézométriques* ont été équipées au niveau du karst noyé chaque fois que cela était possible. De même certains apports au karst par ruissellement de surface sur les terrains imperméables appartenant au système ont fait l'objet de contrôle.

d) A l'heure actuelle, plusieurs disciplines sont concernées par l'étude du Baget en dehors de l'aspect hydrogéologique au sens strict. C'est ainsi que sont représentées : la géochimie des eaux, soit classique par M. Bakalowicz et A. Aminot (M. Bakalowicz, 1974 *a* et *b* ; A. Aminot et M. Bakalowicz, 1974), soit isotopique par M. Bakalowicz, B. Blavoux et P. Eberentz (M. Bakalowicz, B. Blavoux, A. Mangin, 1974) ; la thermique des eaux par C. Andrieux (C. Andrieux, 1972) ; l'étude des transports solides par M. Bakalowicz ; la biologie par R. Rouch, H. Décamps et H. Laville (R. Rouch, 1968, 1970, 1972, 1974 ; H. Décamps et R. Rouch, 1973).

e) Les autres systèmes choisis pour tester les méthodes mises au point sur le Baget afin d'en déterminer sa représentativité appartiennent à deux types. Il s'agit soit d'équiper des systèmes à ces fins, tels celui d'Aliou près du Baget et celui de Fontestorbes à 100 km à l'est, soit de systèmes étudiés par d'autres organismes qui ont bien voulu nous fournir leurs résultats. Ces systèmes feront l'objet d'une description.

Ainsi le système karstique du Baget, véritable outil dans la mise au point d'une méthodologie, fut-il d'abord un système d'investigation avant de devenir un véritable karst expérimental ; l'extension de son équipement a été grandement facilitée par la participation de l'équipe pluridisciplinaire à l'A.T.P. d'Hydrogéologie du C.N.R.S. à partir d'avril 1973.

2.3.2) Techniques utilisées, discussion.

Les techniques discutées ici ont trait aux données qui peuvent être quantifiées.

En ce qui concerne la thermique, la chimie, les transports solides et la biologie, chacune des techniques utilisées dans le cadre de ces disciplines a fait l'objet d'une mise au point par les différents spécialistes qui travaillent sur le système karstique du Baget. C'est également le cas pour les valeurs de précipitations et d'évapotranspiration qui ont été établies par C. Andrieux et M. Bakalowicz. En conséquence ce seront essentiellement les moyens d'obtention des valeurs piézométriques et des valeurs de débits qui seront analysés ci-après.

2.3.2.1) Mesures des hauteurs d'eau.

Les mesures des hauteurs d'eau sont effectuées au niveau soit de piézomètres soit de station de jaugeage destinées à l'obtention de valeur de débit.

Exceptés deux limnigraphes Richard, les appareils utilisés sont des O.T.T. 16. Actuellement des capteurs de pression sont à l'essai. Les problèmes posés par les stations portent sur leur implantation, le batillage et la précision des mesures.

a) Les *piézomètres* ne posent en général pas de problème en ce qui concerne la stabilité de la station et sa sensibilité. Cependant, l'implantation de limnigraphes à flotteurs dans des piézomètres naturels tels les grottes ou les gouffres n'est pas toujours possible et rend nécessaire l'utilisation de capteurs de pression.

Il ne nous a jamais été possible de construire des *stations de jaugeages* complètes, comprenant une section régularisée, un dispositif de stabilisation du régime d'écoulement et la mise en place d'un puits filtrant. C'est pourquoi toutes les installations ont été établies au fil de l'eau ; toutefois, la plupart d'entre elles possèdent un seuil en béton. Lorsqu'il a été impossible de construire un tel seuil, des jaugeages de contrôle ont été réalisés régulièrement afin de surveiller la stabilité de la station.

Les seuils en béton sont épais et barrent l'ensemble du cours d'eau. Si leur utilisation fait perdre de la sensibilité, ils n'en paraissent pas moins préférables dans notre cas aux seuils à paroi mince et en V. En effet, en l'absence de plan d'eau suffisant pour stabiliser le régime, l'expérience a montré que nous obtenions une courbe de tarage peu précise avec un seuil en V. Ceci est sans doute dû au fait que la lame d'eau n'aborde pas toujours perpendiculairement le seuil ; l'angle d'attaque varie avec le débit et s'avère aléatoire si le régime d'écoulement est très capricieux. Le phénomène perd beaucoup de son importance pour devenir pratiquement négligeable avec un seuil épais barrant tout le cours d'eau. Pour illustrer un tel propos nous donnons une courbe de tarage d'une station équipée avec un seuil à lame mince en V (fig. 1) ; le procédé de jaugeage utilisé est le même qu'avec des seuils épais ; on constate que la relation débit - hauteur présente des variations importantes. En conclusion, si des seuils épais offrent une sensibilité moindre, ils n'en assurent pas moins une certaine fidélité dans les conditions où ils ont été utilisés, c'est-à-dire sur des cours d'eau ne présentant ni élargissement ni rétrécissement avec des vitesses rapides et des variations de débits énormes.

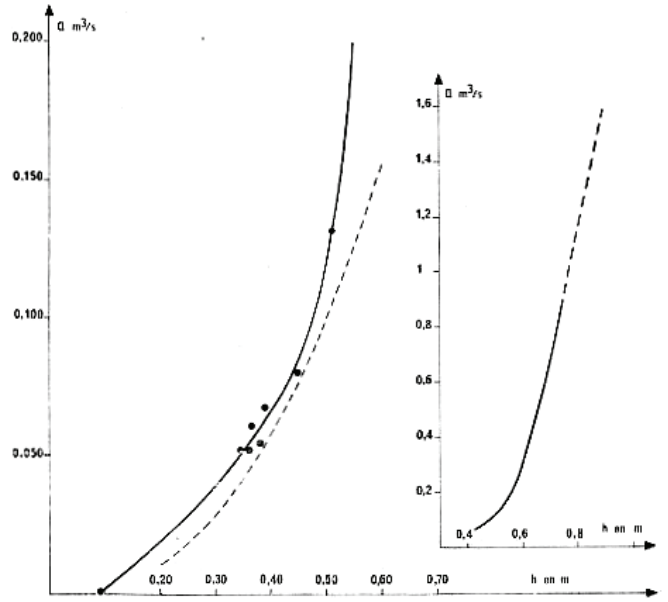


FIG. 1. — Courbe de tarage de la source de La Bièle (Moulis, Ariège). La courbe théorique du déversoir en V équipant la station est indiquée en pointillé fin.

b) Le régime d'écoulement au niveau des stations est responsable d'un *important batillage.*

Le régime étant turbulent, le module du vecteur vitesse le long de l'axe de l'écoulement varie. Il en résulte que la hauteur dynamique $h_d = \frac{V^2}{2g}$ oscille. D'après les mesures effectuées, les vitesses pour les très forts débits seraient de 2,4 m/s et la variation de cette vitesse, quoique difficile à estimer, serait de l'ordre de 0,1 m/s.

Ainsi pour 2,4 m/s, h_d = 29,35 cm,
2,3 m/s, h_d = 26,96 cm.

Pour de telles valeurs le batillage atteindrait 2,4 cm.

En outre les obstacles dans le lit en amont des stations créent des ondes de gravitation qui sont souvent responsables d'un important batillage. Ces obstacles ne sont pas toujours faciles à éliminer.

Pour pallier cet inconvénient, le tube dans lequel se trouve le flotteur du limnigraphe a été obturé à sa base ; seul un orifice de faible dimension met en relation l'intérieur du tube avec le cours d'eau. Le société O.T.T. propose pour cette ouverture une section qui représenterait le 1/200 de celle du tube. Pour des tubes de 18 cm de diamètre, ont été d'abord réalisés des orifices de 12 mm environ. Après plusieurs essais, ce diamètre a été encore réduit et ramené à 6 mm. Le batillage est alors éliminé de façon satisfaisante sans pour autant qu'apparaisse une inertie entre les fluctuations du niveau d'eau dans le tube et celles du cours d'eau.

La meilleure position de l'orifice est située près du fond à l'endroit où la vitesse varie le moins et où les ondes de gravitation sont amorties. En outre il doit être placée perpendiculairement à l'écoulement ; en effet, le tube créant une pression dans sa partie dirigée vers l'amont et une dépression à l'opposé, produit un batillage parasite. Entre l'amont et l'aval existe un point neutre qui ne subit pratiquement aucune variation.

c) La précision absolue sur la hauteur d'eau est déterminée soit par la lecture directe faite au niveau de l'échelle limnimétrique où elle est de 0,5 cm pour les stations de jaugeages, soit au niveau du limnigraphe et sa valeur dépend de la réduction (la précision relative étant inchangée). Ceci n'est possible qu'après élimination du batillage et en calant régulièrement les enregistrements par rapport à des lectures d'échelles limnimétriques placées aux stations de jaugeage.

Pour les piézomètres cette précision varie ; d'après les enregistrements que nous possédons, on peut estimer que l'erreur relative est de l'ordre de 0,5 %.

2.3.2.2) LES JAUGEAGES.

Il existe plusieurs méthodes permettant d'évaluer les débits ; bon nombre d'entre elles peuvent difficilement être mises en œuvre sur le terrain car elles font appel à des travaux de génie civil considérables. Parmi les méthodes nécessitant une infrastructure réduite, celles communément utilisées relèvent de deux principes ; la première consiste à mesurer la vitesse en différents points à l'aide d'un moulinet, la seconde est fondée sur l'évaluation de la concentration d'un produit chimique introduit dans le cours d'eau.

Dasn le cas de déversoirs, compte tenu des régimes d'écoulement observés, il n'est pas possible d'utiliser les formules établies à cet effet ; un étalonnage par une des deux méthodes citées s'avère nécessaire.

2.3.2.2.1) *Méthodes de jaugeage.*

Les problèmes posés par le jaugeage de sources karstiques sont essentiellement de trois ordres :

1° Le régime d'écoulement est turbulent, torrentiel (ou supercritique) et varié (les caractéristiques de l'écoulement changent d'une section à l'autre) ; parfois même, l'écoulement n'est plus parfaitement irrotationnel.

2° De plus, le régime n'est pas toujours permanent car souvent les variations dans le temps sont très rapides et très fortes. Ainsi, pour la source d'Aliou : le 24 mars 1974

entre 15 h 35 et 16 h 05, la cote au limnigraphe a varié de — 1,100 à — 1,055, ce qui représente une variation de débit de 2,900 m³/s à 3,150 m³/s en 30 minutes. Cet exemple correspond à une variation moyenne pour cette station.

3° Il paraît enfin nécessaire de recueillir les données en des points très précis car sur de faibles distances dans le karst peuvent apparaître des pertes importantes ou au contraire des arrivées d'eau abondantes. C'est ainsi qu'au Baget entre la station B_1 et un point situé 100 m en aval, se perdent environ 50 l/s pour des débits de 0,950 m³/s.

La méthode de jaugeage à adopter doit donc être rapide en raison du régime non permanent, ne pas nécessiter de distances trop élevées et rester précise malgré le régime d'écoulement.

Pour respecter ces critères, nous avons tout d'abord abandonné après essais, les jaugeages chimiques qui pourtant satisfaisaient pleinement aux conditions du 1° ; sauf dans le cas de la méthode globale ils exigent un temps de mesure assez long et doivent être réalisés sur une distance suffisante afin que le mélange soit homogène. Au Baget en choisissant la station B_1 comme point d'injection et en effectuant les prélèvements 100 m en aval, le mélange s'est avéré parfaitement homogène ; le débit obtenu a été de 0,915 m³/s par la méthode chimique et de 0,949 m³/s par la méthode du moulinet ; l'écart relatif de l'un par rapport à l'autre atteint 3,72 %. Une partie de l'eau se perdant avant que le mélange ne soit fait, la concentration au point de prélèvement est plus élevée qu'elle ne devrait être ; on sous-estime ainsi la valeur du débit calculé (2).

Les méthodes au moulinet hydrométrique relèvent de deux techniques, l'une dite « par points », l'autre « par intégration ». La première s'avère longue et ne répond pas ainsi aux conditions du 2°, mais permet d'obtenir des données ponctuelles dans l'espace. La méthode par intégration présente en revanche de nombreux avantages qui satisfont à peu près aux conditions imposées. C'est pourquoi nous l'étudierons plus longuement.

2.3.2.2.2) *Jaugeage au moulinet hydrométrique par intégration.*

La technique utilisée par le moulinet hydrométrique consiste en une mesure de vitesse de courant. Dans le cas du procédé « par intégration », le moulinet est remonté à une vitesse pratiquement constante. Ainsi la vitesse du courant est-elle mesurée de façon continue le long d'une verticale. Plusieurs procédés sont employés (voir à ce propos M. A. Diconne, 1972) ; nous avons utilisé l'appareil conçu par A. Duboë (3). Nous discuterons ce matériel connu sous le nom de perche Agar 2. Le moulinet équipé d'une dérive est fixé à l'extrémité d'un ruban métallique perforé qui remonte le long d'une tige sous l'action d'un petit moteur électrique alimenté par piles. Un tachymètre permet de contrôler la vitesse de remontée et de la garder constante.

La gamme de vitesse à l'intérieur de laquelle cet appareil a donné satisfaction en utilisant un micromoulinet O.T.T. s'étend en vitesse moyenne de 0,080 m/s à 1,8 m/s. En dehors de ces limites, les erreurs sont relativement importantes. L'appareil a été employé pour des profondeurs allant de 0,15 m à 0,80 m.

a) Compte tenu de ces plages d'utilisation un certain nombre de calculs ont été réalisés pour estimer les erreurs :

1° Une première erreur provient de la vitesse de remontée du moulinet.

En règle générale, la vitesse choisie variait de 0,010 à 0,012 m/s la vitesse moyenne de l'eau la plus faible que nous ayons mesurée atteignait 0,080 m/s. A partir de ces valeurs nous pouvons effectuer un calcul d'erreur. La vitesse réelle (V_r) mesurée est la résultante de la vitesse de l'eau (V_e) et de la vitesse de remontée du moulinet (V_m), soit :

$$V_r = \sqrt{V_e^2 + V_m^2},$$

avec $V_e = 0{,}080$ m/s et $V_m = 0{,}010$ m/s, $V_r = 0{,}0806$ m/s : d'où une erreur relative de 0,75 %.

Pour des vitesses de l'eau plus rapide, l'erreur devient négligeable.

2° Une autre erreur provient du fait que l'on n'obtient pas immédiatement la vitesse de remontée choisie. Dans ce cas l'erreur maximale a été estimée à une demi-seconde. Calculons l'erreur relative pour les profondeurs minimales que nous avons mesurées soit 0,15 m.

Le temps de remontée théorique pour une vitesse de 0,01 m/s est de 15 s. Admettons que le temps mesuré soit de 15,5 s ; l'erreur relative sur la vitesse de remontée atteint 0,97 %.

3° Une erreur systématique apparaît dans la mesure de la vitesse le long d'un profil vertical, car il n'est pas possible d'effectuer des mesures au niveau du fond en raison du diamètre de l'hélice. Cette erreur est d'autant plus faible que la profondeur est grande. Dans le cadre des mesures réalisées les vitesses enregistrées lors des premiers centimètres de remontée étaient pratiquement nulles, à cause du substrat toujours irrégulier. Dans le cas contraire à faible profondeur (inférieure à 0,30 m) nous avons choisi une autre section de jaugeage. Toutefois il est possible d'utiliser aussi des corrections données, par ce que l'on appelle des constantes de fond. Celles fournies par la littérature indiquent une erreur relative négligeable pour les mesures effectuées.

4° Une erreur assez importante pour les faibles profondeurs intervient au niveau de l'évaluation de la profondeur. En effet, cette mesure se fait à 0,5 cm près, c'est-à-dire avec une erreur de ± 0,25 cm. Pour les profondeurs les plus faibles mesurées, soit 15 cm, nous avons alors une erreur relative de 1,66 %. Pour les profondeurs plus grandes l'erreur diminue et devient négligeable.

Le calcul montre que l'erreur sur la largeur du cours d'eau est faible voire insignifiante.

5° Au moment du dépouillement, chaque verticale permet d'obtenir une vitesse moyenne. Deux techniques peuvent ensuite être mises en œuvre : soit porter les valeurs trouvées sur un graphique et planimétrer, soit déterminer la moyenne arithmétique de ces valeurs. En général, il a été choisi de prendre un nombre suffisant de profils verticaux pour pouvoir utiliser la deuxième méthode. Quelle peut être l'erreur commise en agissant ainsi ? Prenons le

---

(2) Les jaugeages chimiques sur le Baget ont été effectués par Messieurs Pourciel et Laville, du Laboratoire de Benlève de Toulouse, que nous tenons à remercier bien sincèrement.

(3) Ingénieur à l'Agence Financière de Bassin Adour-Garonne.

jaugeage réalisé à la station B_1 du Baget le 23 décembre 1973. Avec la première méthode, on obtient (fig. 2) un débit de 0,494 m³/s ± 0,0008. La seconde méthode donne comme débit 0,490 m³/s. Ainsi l'erreur relative est de 0,82 %. Cette opération répétée au hasard pour plusieurs jaugeages a montré que l'erreur relative réalisée ne dépasse pas 1 %.

Il résulte de ces quelques observations que l'utilisation de la perche Agar 2, dans les conditions exposées, se révèle une méthode très précise ; encore faut-il qu'elle réponde aux impératifs imposés.

b) A condition de procéder à des mesures de vitesse sur un nombre suffisant de verticales, on peut obtenir une excellente précision malgré le régime capricieux du cours d'eau. Quel nombre de verticales donne le maximum

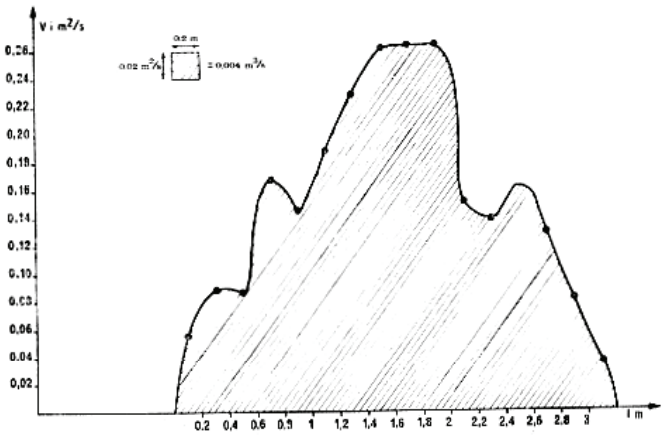


FIG. 2. — Graphique des champs de vitesse le long de la section d'un cours d'eau (Station B_1 du Baget). La surface de la courbe obtenue est égale au débit.

de précision et, par là même, quelle distance convient-il de choisir entre ces verticales ? D'après notre expérience la distance minimale ne doit pas être inférieure à 0,20 m ; en deçà de cette valeur les résultats deviennent aberrants ; ceci tient essentiellement aux conditions particulières de régime.

La valeur de 0,20 m en revanche parait excellente. Par ailleurs, un compromis semble nécessaire entre la durée de l'opération sur le terrain, qui doit être la plus courte possible en raison du régime non permanent, et le nombre de verticales dont dépend la précision finale de la mesure. En général, sauf si la largeur du cours d'eau est inférieure à 2 m, dix verticales au minimum sont réalisées. Etant données les largeurs habituellement rencontrées (inférieures à 6 m), il convient de choisir un pas de 0,20 m (le plus courant), de 0,30 m et même de 0,50 m. Pour chaque verticale le temps de remontée varie suivant la profondeur et s'étend entre 15 secondes et 1 minute environ dans les cas étudiés. Statistiquement, nous avons établi qu'entre chaque mesure sur une verticale, en tenant compte des incidents qui surviennent, la durée de mise en place de la perche était de 43 secondes. Au total, l'ensemble des opérations de mesure sur le terrain a varié de 10 à 30 minutes au maximum. Ceci permet d'espérer une bonne précision pour les faibles débits ; en revanche dès que les débits sont assez forts, le régime non permanent restreint considérablement cette précision.

2.3.2.3) DISCUSSION DES RÉSULTATS OBTENUS.

a) Si la méthode utilisée semble présenter, tout au moins de façon théorique et pour des débits peu élevés, une bonne précision, seuls les résultats obtenus permettent d'en apprécier la valeur. Pour ce faire, la station B_1 du Baget servira d'exemple.

TABLEAU I.

Jaugeages au niveau de la station B_1.

Dates	Echelles m	Débits m³/s
22 mars 1968....	0,250	0,507
24 mai 1968....	0,260	0,537
29 mai 1968....	0,420	1,340
9 oct. 1968....	0,090	0,083
25 nov. 1968....	0,095	0,072
13 févr. 1969....	0,350	0,862
12 mars 1969....	0,200	0,352
25 mars 1969....	0,380	0,989
14 avril 1969....	0,160	0,219
1 juil. 1969....	0,130	0,137
17 juil. 1969....	0,105	0,095
30 juil. 1969....	0,330	0,778
3 sept. 1969....	0,095	0,090
23 oct 1969....	0,090	0,080
12 nov. 1969....	0,090	0,070
2 déc. 1969....	0,470	1,798
9 déc. 1969....	0,390	1,029
10 déc. 1969....	0,305	0,696
12 déc. 1969....	0,260	0,521
17 déc. 1969....	0,680	3,600
18 déc. 1969....	0,605	2,995
24 déc. 1969....	0,540	2,322
26 déc. 1969....	0,375	0,985
27 déc. 1969....	0,340	0,832
23 sept. 1970....	0,075	0,054
26 fév. 1971....	0,445	1,442
1 mars 1971....	0,425	1,381
2 mars 1971....	0,350	0,998
4 mars 1971....	0,265	0,626
5 mars 1971....	0,245	0,514
7 mars 1971....	0,215	0,399
9 mars 1971....	0,200	0,349
12 mars 1971....	0,195	0,324
22 mars 1971....	0,555	2,480
23 mars 1971....	0,450	1,587
24 mars 1971....	0,315	0,889
25 mars 1971....	0,325	0,938
26 mars 1971....	0,365	1,084
8 avril 1971....	0,305	0,819
17 mai 1971....	0,180	0,309
2 juin 1971....	0,335	0,949
10 juin 1971....	0,325	0,921
9 juil. 1971....	0,145	0,163
31 oct. 1972....	0,115	0,097
3 mars 1973....	0,315	0,804
15 mars 1973....	0,185	0,227
31 mars 1973....	0,415	1,347
12 mai 1973....	0,405	1,369
9 août 1973....	0,130	0,134
20 déc. 1973....	0,255	0,490

De mars 1968 à décembre 1973, 50 jaugeages ont été exécutés en cette station. En l'absence de seuil en béton,

le seuil naturel s'est modifié lors de deux crues : une première fois le 20 février 1971, une seconde fois le 24 février 1973 ce qui a conduit à établir trois courbes de tarages. Ces courbes de tarages (tableau 1, fig. 3 et 4), montrent bien qu'il existe plusieurs seuils naturels suivant la valeur du débit ; ils se traduisent par des cassures nettes sur la courbe. Un premier détarage correspond à l'érosion de l'un d'eux, le second au contraire à un léger colmatage.

Théoriquement la forme de la courbe de tarage $Q = f(h)$ où Q est le débit et h la hauteur d'eau au niveau de la section a été définie pour différentes formes géométriques simples de la section :

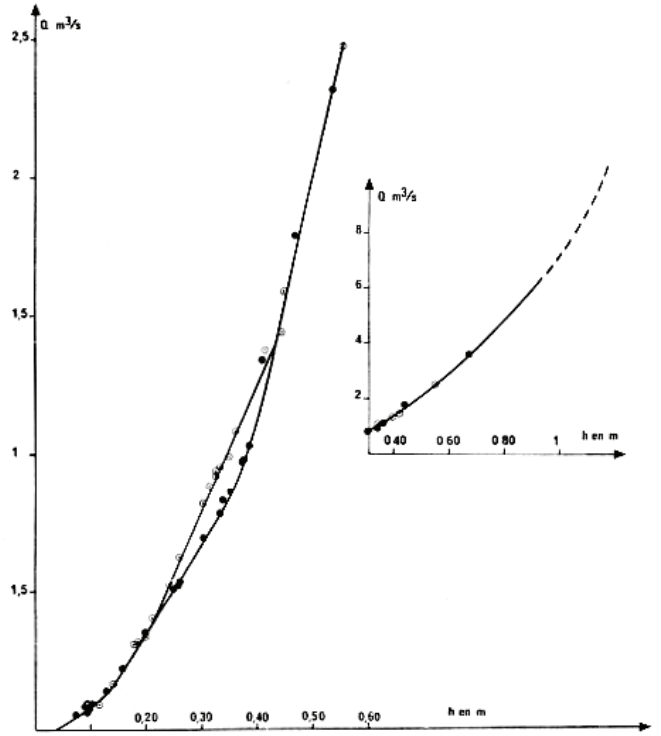


FIG. 3. — Courbes de tarage de la station B_1 (Baget) de juin 1969 à février 1973. Les cercles noirs correspondent à la première courbe de tarage, les points cerclés à la seconde.

$Q = Kh^{1,5}$ pour une section rectangulaire,

$Q = Kh^{2}$ pour une section concave en forme de segment parabolique,

$Q = Kh^{2,5}$ pour une section triangulaire.

La régression $\log Q = f(\log h)$ a été établie pour les trois périodes correspondant aux trois courbes de tarage (4) :

1re période : $Q = 6{,}742\ h^{1{,}877}$ (1,18), $r = 0{,}998$ (25 mesures) ;

2e période : $Q = 8{,}095\ h^{1{,}977}$ (1,155), $r = 0{,}996$ (19 mesures) ;

3e période : $Q = 8{,}106\ h^{2{,}012}$ (1,087), $r = 0{,}999$ (6 mesures).

(4) La forme suivant laquelle sont présentés les résultats est explicitée au paragraphe 2.3.3.2.3.

Pour rechercher l'écart-relatif δ entre les points effectivement mesurés et la courbe, on part de l'erreur-standard sur la régression.

$$Q = Kh^{n}\ (c),$$

c est le terme de correction égal à $\log(\sigma t)$ (voir paragraphe 2.3.3.2.3) t est choisi au seuil de 5 %.

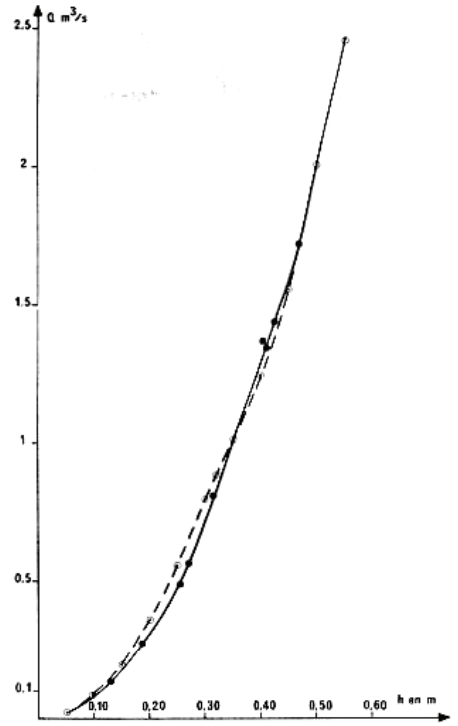


FIG. 4. — Courbes de tarage de la station B_1 (Baget) indiquant le détarage de février 1973. Les cercles noirs correspondent à la courbe de tarage antérieure, les points cerclés à la courbe de tarage postérieure à février 1973.

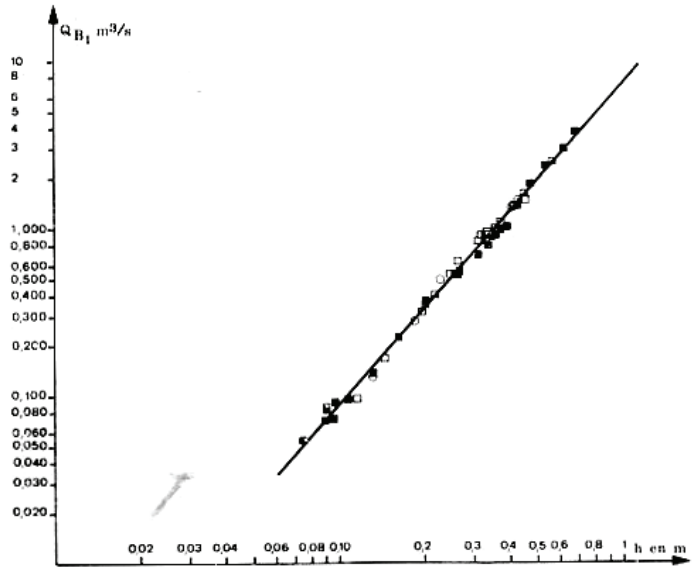


FIG. 5. — Courbes de tarage de la station B_1 (Baget) en coordonnées logarithmiques. Les carrés noirs sont relatifs à la 1re courbe, les carrés blancs à la 2e, les cercles blancs à la 3e.

Pour une valeur de débit Q, la variation indique que les points mesurés sont compris entre Q_1 et Q_2 avec $Q_1 = cQ$ et $Q_2 = Q/c$.

L'écart par rapport à la courbe est donc de :

$$\text{écart} = \frac{cQ - Q/c}{2}.$$

On obtient ainsi comme écart-relatif :

$$\delta = \frac{cQ - Q/c}{2\,Q} = \left(\frac{c}{2} - \frac{1}{2c}\right) 100. \qquad (5)$$

La valeur de c pour les trois périodes étant de 1,18, 1,155 et 1,087 les écarts-relatifs sont de 16,62 %, 14,46 % et 8,35 %.

Une analyse de covariance effectuée entre chaque période fournit les résultats suivants :

1re période - 2e période : F = 4,58 pour 41 degrés de liberté, soit une différence significative au seuil de 5 %, non significative au seuil de 1 %.

2e période - 3e période : F = 2,75 pour 22 degrés de liberté, soit aucune différence significative.

1re période - 3e période : F = 0,18 pour 28 degrés de liberté, soit aucune différence significative.

La corrélation globale pour les trois périodes donne (fig. 5) :

$Q = 7{,}228\ h^{1{,}912}$ (1,17), r = 0,997 (50 mesures).

Ainsi, au seuil de 5 % l'écart relatif par rapport à la courbe est de 16 %. Ces résultats appellent plusieurs remarques :

1° L'utilisation d'une même courbe pour l'ensemble des mesures peut être considérée comme une approximation qui, dans la partie où nous possédons des mesures, permet d'avoir une précision de 16 % avec 95 chances sur 100.

Cette courbe établie à partir de 50 mesures intègre les détarages. Ceci montre que les courbes réelles sont beaucoup plus précises. Cette incertitude tient au fait que l'utilisation d'une seule équation pour l'ensemble de la courbe et malgré de bons coefficients de corrélation suppose une géométrie bien déterminée de la section. Dans ce cas, la section aurait une morphologie située entre la section rectangulaire et la section concave en forme de segment parabolique et serait plus près de cette dernière. En réalité, la section n'est pas parfaite et la courbe réelle oscille autour de celle que nous avons déterminée par régression. Le calcul d'erreur prend en compte ces variations de la section.

2° L'extrapolation de la courbe de tarage pour les forts débits ne peut être envisagée que si, pour les hauteurs d'eau élevées, la section n'est pas modifiée et présente une géométrie aussi parfaite que possible et demeurant identique à celle que l'on connaît pour les valeurs plus basses.

3° L'analyse des relations corrélatives hauteur-débit n'est pas assez fine pour mettre en évidence les détarages ; il faudrait qu'ils soient très importants. Encore une fois, ce sont les modifications de la section par rapport à une forme géométrique bien définie qui en sont la cause.

4° Il est nécessaire de faire appel à une autre méthode, si l'on veut définir la précision de la courbe de tarage.

b) L'évaluation des erreurs faites sur la mesure ne peut résoudre le problème de la précision des courbes de tarage. En effet, si l'on effectue plusieurs mesures à la suite les unes des autres et dans les mêmes conditions, sauf apparition d'une erreur grossière, on retrouve la précision du dispositif de mesure du débit. Il convient d'ajouter à cela l'élément de hasard, inhérent à la mesure, qui est dû essentiellement aux variations de régime d'écoulement, aux modifications éventuelles de la section et parfois à des évolutions très faibles du seuil. Par ailleurs, nous venons de voir que la courbe de tarage de forme irrationnelle ($Q = K h^n$) conduit en certaines de ses parties à commettre une très forte erreur sur Q pour une faible erreur sur h.

On est donc obligé, partant des courbes obtenues expérimentalement, de faire appel à une méthode autre que celle des corrélations. Dans ce but est introduite l'approximation selon laquelle la courbe tracée à partir des points expérimentaux est proche de la réalité.

— *Principe de la méthode.*

Soit y la variable de mesure ; dans la théorie des erreurs, on estime que la moyenne vraie d'une série de n mesures est voisine de :

$$\bar{y} = \frac{\sum_i^n y_i}{n},$$

avec une dispersion sur cette moyenne, appelée erreur-type, égale à :

$$\sigma = \frac{S}{\sqrt{n}},$$

où S est l'écart-type estimé :

$$S = \sqrt{\frac{\sum_i^n (y_i - \bar{y})^2}{n-1}}.$$

Si μ est la moyenne réelle, la variable aléatoire t, telle que :

$$t = \frac{\bar{y} - \mu}{S}\sqrt{n},$$

doit avoir une distribution de Student.

A partir de cette distribution on va pouvoir déterminer l'intervalle de confiance que l'on peut avoir sur la moyenne (voir tableau I en annexe de la 2e partie) suivant le degré de liberté $(n - 1)$. Définissons le coefficient de variation sans dimension C_v :

$$C_v = \frac{S}{\bar{y}} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_i^n (y_i - \bar{y})^2}{n-1}}}{\bar{y}} = \sqrt{\frac{\sum_i^n \left(\frac{y_i}{\bar{y}} - 1\right)^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum_i^n (k_i - 1)^2}{n-1}}$$

dans laquelle : $k_i = \frac{y_i}{\bar{y}}$.

(5) A titre d'exemple pour différents c donnons les valeurs de δ correspondantes :

c = 1..... δ = 0 % c = 2..... δ = 75 %
c = 1,5... δ = 42 % c = 2,5... δ = 105 % c = 3... δ = 133 %

Dans l'étude de la répartition des erreurs par rapport à la moyenne, il est supposé que la distribution de ces erreurs suit une loi normale. Supposons qu'il en est de même pour les valeurs de y par rapport aux valeurs $\hat{y}$ estimées correspondantes (le principe de la régression utilise la même hypothèse).

Dans ce cas :

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i}^{n} (y_i - \hat{y})^2}{n-1}}, \quad \sigma = \frac{S}{\sqrt{n}}, \quad C_v = \frac{S}{\hat{y}} =$$

$$= \sqrt{\frac{\sum_{i}^{n} (k_i - 1)^2}{n-1}} \quad \text{avec } k_i = \frac{y_i}{\hat{y}},$$

la valeur d'un y probable à un seuil déterminé (nous choisirons en général le seuil de 5 %) est de :

$$y \text{ probable} = \hat{y} \pm \sigma t.$$

L'incertitude relative δ sur cette valeur est alors :

$$\delta = \frac{\hat{y} + \sigma t - \hat{y}}{\hat{y}} = \frac{\sigma t}{\hat{y}}.$$

Or $C_v = \frac{S}{\hat{y}}$, d'où :

$$\delta = \frac{C_v t}{\sqrt{n}}.$$

Inversement, on pourra calculer le nombre n_o de points expérimentaux, correspondant à une incertitude relative déterminée, compte tenu de l'écart-type obtenu sur les mesures réalisées.

$$n_o = \frac{C_v^2 t^2}{\delta^2}.$$

L'inconvénient de cette méthode réside dans le fait que $\hat{y}$ est une valeur estimée à partir d'une courbe elle-même obtenue par des points expérimentaux dont on veut tester l'incertitude. Ainsi, si l'on n'avait que deux points on ferait passer la courbe par ces deux points et l'erreur relative serait nulle, ce qui est absurde.

Aussi est-il nécessaire de posséder dans la plage d'exploration de la courbe un nombre suffisant de points pour que les probabilités d'obtenir une courbe proche de la courbe réelle soient acceptables. Nous avons estimé dans le cadre de cette étude, et à condition que la plage ne soit pas trop grande, qu'il fallait au moins dix points pour construire la courbe en prenant garde que ces points soient bien répartis suivant cette plage de la courbe.

— *Application.*

La courbe de tarage (fig. 3) est divisée en trois plages :

1° de 0,050 m³/s à 0,150 m³/s,

2° de 0,150 m³/s à 1 m³/s,

3° de 1 m³/s à 4 m³/s.

D'après le tableau 2 nous voyons que la première plage comprend 10 mesures. A partir des formules établies, le calcul donne :

$$\delta = 7{,}4\ \%,$$

($\sigma = 0{,}002549$ et au seuil de 5 % pour 9 degrés de liberté, $t = 2{,}26$).

TABLEAU 2.

Débits inf. à 0,150 m³/s			Débits entre 0,150 et 1 m³/s		Débits sup. à 1 m³/s	
mesurés	d'après la courbe		mesurés	d'après la courbe	mesurés	d'après la courbe
0,083	0,070	avant Février 1971	0,507	0,505	1,340	1,275
0,072	0,078		0,537	0,540	1,798	1,720
0,095	0,092		0,862	0,855	1,029	1,030
0,090	0,078		0,352	0,355	3,600	3,600
0,080	0,070		0,989	0,985	2,995	3,100
0,070	0,070		0,219	0,225	2,322	2,365
0,054	0,055		0,778	0,770	1,442	1,500
0,097	0,108		0,696	0,690	1,381	1,360
0,137	0,135		0,521	0,545	2,480	2,490
0,134	0,135		0,985	0,965	1,587	1,550
			0,832	0,810	1,084	1,075
		de Fév. 1971 à Fév. 1973	0,998	1,010	1,347	1,400
			0,626	0,620	1,369	1,350
			0,514	0,520		
			0,399	0,400		
			0,349	0,355		
			0,324	0,340		
			0,938	0,900		
			0,889	0,860		
			0,819	0,820		
			0,309	0,290		
			0,949	0,950		
			0,921	0,900		
			0,163	0,175		

Pour une précision de 6 % il aurait fallu 15 mesures.

» 5 % » 22 »

» 4 % » 34 »

» 3 % » 61 »

En ce qui concerne les débits de 0,150 m³/s à 1 m³/s, sont considérées la courbe précédant le détarage de février 1971 et celle lui succédant.

Dans le premier cas, avec 11 mesures allant de 0,219 à 0,989 m³/s nous obtenons :

$$\delta = 1{,}4\ \%,$$

($\sigma = 0{,}003907$, au seuil de 5 % pour 10 degrés de liberté $t = 2{,}23$).

Dans le second cas, avec 13 mesures de 0,163 à 0,998 m³/s le résultat est le suivant :

$$\delta = 2{,}2\ \%$$

($\sigma = 0{,}004891$, toujours au seuil de 5 % et pour 12 degrés de liberté $t = 2{,}18$).

Après le détarage de janvier 1973, le nombre de points est insuffisant pour effectuer ce type de calcul.

Il est intéressant de déterminer si dans les deux cas examinés les précisions sont comparables. Pour cela on recherche si les erreurs types trouvées dans les deux séries présentent des différences significatives ou non c'est-à-dire si la différence d'estimation de la précision est due à une fluctuation statistique ou à une autre influence. Une nouvelle variable aléatoire est considérée :

$$F = \left(\frac{S_1}{S_2}\right)^2 \text{ avec } S_1 > S_2,$$

où S représente les écarts-types relatifs aux deux séries.

Cette nouvelle variable suit une famille de lois de distribution dite de F. de SNEDECOR (R. L'HERMITE, 1959).

Dans le premier cas : $S = 0{,}003907 \sqrt{11} = 0{,}012958$.

Dans le second cas : $S = 0{,}004891 \sqrt{13} = 0{,}017634$.

$$F = \left(\frac{0{,}017634}{0{,}012958}\right)^2 = 1{,}85,$$

les degrés de libertés sont respectivement 12 et 10 ; au seuil de 5 % dans ces conditions : F = 2,91 (tableau III en annexe de la 2e partie). Il en résulte que les deux distributions ne peuvent être distinguées suivant une probabilité de 95 %. De 0,150 à 1 m³/s nous estimerons l'erreur relative à 2 % environ.

Pour les débits supérieurs à 1 m³/s et jusqu'à 3,6 m³/s valeurs la plus forte qui ait été mesurée :

$$\delta = 1{,}8\ \%$$

($\sigma = 0{,}014255$ avec 12 degrés de liberté au seuil de 5 % t = 2,18) ; l'erreur relative est du même ordre de grandeur que précédemment. Donc de 0,150 m³/s à 3,600 m³/s l'erreur relative sur les données de tarage peut être estimée aux environs de 2 % ce qui est une bonne précision. Pour des débits inférieurs à 0,150 m³/s l'erreur relative augmente beaucoup puisqu'elle est de l'ordre de 7,5 % ; en effet, pour les faibles débits la précision de la mesure en général est bien moins bonne et demande de grandes précautions. En outre, c'est vraisemblablement la lecture de h qui, dans ce cas, est le facteur le plus imprécis. On sait que la courbe de tarage correspond à une forme irrationnelle du type $Q = Kh^n$ où Q est exprimé en m³/s et h en cm. L'erreur absolue sur h est de 0,5 cm.

$$Q + \Delta Q = K(h + \Delta h)^n = Kh^n \left(1 + \frac{\Delta h}{h}\right)^n.$$

L'erreur relative sur Q en fonction de Δh est déterminée par l'expression :

$$\delta Q = \frac{\Delta Q}{Q} = \frac{Kh^n \left(1 + \frac{\Delta h}{h}\right)^n - Kh^n}{Kh^n} = \left(1 + \frac{\Delta h}{h}\right)^n - 1.$$

Décomposons le terme $\left(1 + \frac{\Delta h}{h}\right)^n$ en binome de Newton :

$$\left(1 + \frac{\Delta h}{h}\right)^n = 1 + n \frac{\Delta h}{h} + \frac{n(n-1)}{2!} \frac{\Delta h^2}{h^2} + \frac{n(n-1)(n-2)}{3!} \frac{\Delta h^3}{h^3} + \ldots$$

n étant de l'ordre de 2 et $\frac{\Delta h^4}{h^4}$ égalant 0,000003 pour h = 10 cm, on peut considérer uniquement les trois premiers termes du binome. D'où :

$$\delta Q = n \frac{\Delta h}{h} + \frac{n(n-1)}{2} \frac{\Delta h^2}{h}.$$

Avec $n = 2$ et $\Delta h = 0{,}5$ cm,

$\delta Q \simeq 10$ %, pour h = 10 cm ;
$\delta Q \simeq 3$ %, pour h = 50 cm.

— *Erreurs grossières. Mise en évidence des détarages* (6).

Connaissant la moyenne et l'écart-type d'une série de mesures, si la distribution des erreurs est supposée normale, il est possible de choisir l'écart limite à partir duquel l'erreur peut être considérée comme ne faisant plus partie de celles qui sont acceptées par la distribution autour de la moyenne et compte tenu de l'écart-type.

En fait, le plus souvent, ce ne sont pas la moyenne et l'écart vrai qui sont connus, mais la moyenne et l'écart-type relatifs.

Formons la variable aléatoire :

$$\rho_i = \frac{x_i - \bar{x}}{S\sqrt{\frac{n-1}{n}}}.$$

ρ suit une loi de distribution dite de ρ, le degré de liberté étant $(n - 2)$ (R. L'HERMITE, 1959) (tableau IV en annexe de la 2e partie).

Si l'on prend un seuil de probabilité de 0,1 %, et que le ρ_i trouvé soit supérieur à celui donné par la loi de distribution de ρ, il est raisonnable de considérer la mesure comme étant en dehors de ce qui est acceptable. Il arrive parfois que, pour des raisons inconnues, l'on ait lors d'un jaugeage une valeur apparemment aberrante ; ce test permet de l'éliminer ou au contraire de la conserver.

Si à partir d'une époque déterminée les valeurs se trouvent systématiquement en dehors de ce qui était acceptable jusqu'alors, il y a eu détarage.

Ce test permet de définir le seuil à partir duquel l'on doit tenir compte d'un détarage. (Ce test est bâti à partir des hypothèses formulées précédemment et, rappelons-le, dans ces conditions, il est nécessaire que l'on ait déjà au moins 10 mesures pour l'obtention d'une courbe de tarage avant de pouvoir l'effectuer). Prenons l'exemple des deux détarages relatifs à la station B_1 :

1° Nous avons vu que pour des valeurs comprises entre 0,150 m³/s et 1 m³/s avant le premier détarage, S = 0,012958 pour 11 mesures.

Considérons deux résultats de jaugeages obtenus après le détarage présumé :

Dans le premier cas, $Q_1 = 0{,}889$ m³/s alors que pour une même hauteur d'eau, la valeur lue sur la courbe indique 0,720 m³/s.

Dans le second cas $Q_2 = 0{,}626$ m³/s au lieu de 0,550 m³/s.

$$\rho_1 = \frac{0{,}889 - 0{,}720}{0{,}012958\sqrt{\frac{10}{11}}} = 13{,}68,$$

$$\rho_2 = \frac{0{,}626 - 0{,}550}{0{,}012958\sqrt{\frac{10}{11}}} = 6{,}15.$$

Pour 9 degrés de liberté, au seuil de 0,1 %, ρ devrait être inférieur à 2,678.

Ces deux résultats devraient donc être normalement rejetés. Le phénomène se répétant, il ne s'agit plus d'une erreur grossière mais d'un détarage.

2° Toujours dans cette même partie de la courbe examinons si les modifications apportées dans les valeurs à partir de février 1973 correspondent bien à un détarage.

Pour cette seconde série de mesures nous avons : S = 0,017634 avec 13 mesures.

(6) Les détarages peuvent être mis en évidence par l'établissement d'une corrélation graphique entre deux échelles placées en des points différents, mais pas trop éloignés, d'un cours d'eau ou d'un système.

Soit deux cas où nous avons obtenu après mesure, $Q_1 = 0{,}490$ m³/s et $Q_2 = 0{,}804$ m³/s alors que, après lecture d'échelle, nous aurions dû avoir selon les courbes : 0,560 et 0,860 m³/s. On en déduit :

$$\rho_1 = \frac{0{,}560 - 0{,}490}{0{,}017634\sqrt{\frac{12}{13}}} = 4{,}13,$$

$$\rho_2 = \frac{0{,}860 - 0{,}804}{0{,}017634\sqrt{\frac{12}{13}}} = 3{,}31.$$

Pour 11 degrés de liberté au seuil de 0,1 %, ρ devrait être inférieur à 2,764. Il s'agit bien dans ce cas également d'un détarage.

3° En revanche, étudions des valeurs importantes du débit avant et après février 1971 et février 1973 ($S = 0{,}051397$ avec 13 mesures). Soit entre février 1971 et février 1972 la valeur de débit mesurée $Q = 1{,}587$ m³/s et celle lue sur la courbe $Q = 1{,}550$ m³/s. Il en résulte :

$$\rho = \frac{1{,}587 - 1{,}550}{0{,}051397\sqrt{\frac{12}{13}}} = 0{,}75.$$

De même, après février 1973, considérons $Q = 1{,}347$ m³/s valeur mesurée et $Q = 1{,}305$ m³/s valeur correspondante sur la courbe :

$$\rho = \frac{1{,}347 - 1{,}305}{0{,}051397\sqrt{\frac{12}{13}}} = 0{,}85.$$

Pour 11 degrés de liberté, au seuil de 0,1 %, ρ doit être inférieur à 2,764. Les deux valeurs mesurées ne sont pas aberrantes.

Les détarages ne concernent donc pas toute la courbe de tarage, mais une partie seulement.

2.3.2.4) Conclusion.

Parmi les différentes techniques utilisées, seules ont été analysées et discutées, dans ce chapitre, celles relatives aux données hydrométriques. Les mesures piézométriques, réalisées au niveau de puits verticaux en relation avec le karst noyé, ne posent pas de problème quant à leur obtention et leur précision. L'obtention de données à partir de grottes en liaison avec le karst noyé s'avère beaucoup plus délicate. Dans ce cas, il convient d'utiliser des capteurs de pression ; la longueur du câble de transmission des informations implique, le plus souvent, des solutions onéreuses dont l'obligation de disposer d'une énergie électrique importante n'est pas la moindre. Les mesures concernant les exutoires pérennes ou de trop-plein, les problèmes posés ont trait à l'établissement des stations d'une part et aux mesures de débit d'autre part.

Les stations de mesures limnigraphiques et limnimétriques doivent répondre à deux critères très importants : leur stabilité et leur sensibilité. La stabilité est indispensable si l'on veut avoir une relation biunivoque entre variation de hauteur d'eau et variation de débit. Dépendant essentiellement du régime d'écoulement elle est en général obtenue par construction d'un seuil artificiel ; il convient de la surveiller par des mesures de contrôle. La sensibilité correspond au rapport dh/dQ ; elle caractérise la station et dépend de la géométrie de la section, du seuil, de la pente et de la rugosité du lit et du tirant d'eau. Il faut rechercher souvent un compromis entre la stabilité et la sensibilité.

Les jaugeages demeurent toujours indispensables même si la station est équipée de déversoirs. La technique à utiliser doit répondre à un certain nombre de critères ; en effet, la mesure doit être rapide dans le temps, compte tenu du régime non permanent du cours d'eau (en général moins d'une demi-heure), elle doit être exécutée en un point précis et ne pas exiger une portion importante en raison des pertes et des arrivées d'eau classiques en milieu karstique, elle doit enfin rester très précise.

Ces différentes raisons conduisent à écarter les méthodes chimiques. Au contraire, le jaugeage au moulinet hydrométrique par intégration (perche Agar 2, mise au point par A. Duboë) répond aux impératifs imposés. Cette méthode permet des mesures en un temps très court et dans un espace réduit ; elle offre en outre l'avantage d'être précise. Dans la plage de débit de vitesse et de profondeur étudiée au cours de ce travail, l'analyse théorique de cette précision conduit à estimer l'erreur relative sur les mesures comme étant de l'ordre de 1 %.

En revanche, l'étude de la précision à partir des courbes de tarage obtenues offre des résultats un peu différents. Pour les faibles valeurs de débit, étant donnée la forme même de la courbe de tarage, la précision est de l'ordre de 5 à 10 %. Pour les débits moyens et même relativement forts cette précision est de 2 %. A ce niveau c'est essentiellement la lecture d'échelle qui est responsable des imprécisions sur les courbes de tarage. L'analyse des courbes de tarage par régression, malgré les très bons coefficients de corrélation qui en découlent, ne reste qu'une approximation.

2.3.3) Utilisation de l'analyse des liaisons corrélatives et de l'analyse de covariance.

2.3.3.1) Problème posé.

Dans le cadre de la méthodologie proposée nous faisons appel à la notion de système. Or, dans la définition d'un système, intervient « le groupement ou l'ensemble d'objets liés par une certaine forme d'interaction ou d'interdépendance régulière ». Il importe donc de pouvoir mettre en évidence certaines dépendances entre deux paramètres, voire même le degré de dépendance.

Le lien existant entre deux paramètres, dans les problèmes que nous traitons, correspond rarement à une dépendance fonctionnelle, c'est-à-dire établi de façon biunivoque et les variables traitées sont souvent aléatoires. C'est pourquoi utilisons-nous l'analyse des liaisons corrélatives.

De même la comparaison entre deux liaisons corrélatives nous conduit à utiliser l'analyse de covariance. Ce type d'analyse se révèle un outil très puissant, d'emploi assez général, même si parfois sa mise en œuvre et l'interprétation des résultats sont délicates.

Cet outil étant largement employé nous en décrirons les principes.

2.3.3.2) Analyse des liaisons corrélatives.

2.3.3.2.1) *Corrélation.*

La recherche d'une dépendance entre deux variables x et y conduit à déterminer des couples de valeur x_i, y_i. Chaque couple correspond à un point de coordonnée x_i, y_i dans un système cartésien. Le résultat est souvent la constitution d'un nuage de points de densité variable indiquant qu'à une valeur d'une des variables correspond une courbe de fréquence de l'autre.

On peut donc déterminer les variances des deux distributions marginales :

$$\sigma_x^2 = \Sigma\ (x_i - x_o)^2\ fi,$$
$$\sigma_y^2 = \Sigma\ (y_i - y_o)^2\ fi,$$

avec x_o et y_o les coordonnées du centre de gravité du nuage *fi* représente la fréquence relative, rapport entre le nombre de résultats faisant apparaître un évènement *i* sur le nombre d'observations total.

Ajoutons à ces données le produit d'inertie :

$$\sigma_{xy}^2 = \Sigma\ (x_i - x_o)\ (y_i - y_o)\ fi.$$

Ces éléments conduisent à la définition du coefficient de corrélation r qui s'exprime par la relation :

$$r = \frac{\sigma_{x,y}^2}{\sigma_x\, \sigma_y}$$

La distribution bidimensionnelle est ajustée sur une surface que l'on considère comme une distribution normale à deux dimensions. On démontre en statistique que les lignes de niveau d'une telle surface sont des ellipses concentriques (R. Lhermite, 1959). Le rapport des axes a et b de chacune de ces ellipses a pour forme :

$$\frac{a}{b}\sqrt{\frac{1-r}{1+r}}.$$

Ainsi, on se rend compte que pour $|\,r\,| = 1$, l'ellipse est réduite à son grand axe ; la relation entre x et y est fonctionnelle. Si $r = 0$ l'ellipse est un cercle. Entre ces deux limites existe pour x et y une relation corrélative ; il importe de tester la valeur de cette liaison. Pour cela on calcule la probabilité qu'une corrélation survienne par hasard dans une population.

Si n est le nombre de mesure, r_{xy} le coefficient de corrélation, on forme la variable :

$$\varrho = r_{xy}\sqrt{n-1}.$$

On démontre que cette variable suit une loi de distribution dite de ϱ, le degré de liberté étant $(n - 2)$ (voir paragraphe 2.3.2.3).

En général on préfère déterminer directement la valeur de r_{xy} au seuil choisi à partir des valeurs de ϱ. Ceci donne alors la valeur du coefficient de corrélation critique ; pour qu'il y ait une liaison corrélative avec la probabilité choisie (en général 95 % ou 99 %, seuil de 5 % et 1 %) il faut que le coefficient de corrélation soit supérieur ou égal à cette valeur critique.

Soulignons cependant que, excepté un échantillonnage très grand, le coefficient de corrélation r trouvé n'est qu'une approximation du coefficient de corrélation réel. Il importe donc de définir l'intervalle de confiance à donner à r.

a) Si le nombre de mesures est grand ($n \geqslant 300$) (M. Lamotte, 1962), la distribution d'échantillonnage du coefficient de corrélation peut être considérée comme normale, d'où une erreur-standard de :

$$\sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}} \simeq \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}.$$

Il existe alors 95 % ou 99 % de chance d'avoir le coefficient de corrélation réel compris dans l'intervalle $r \pm 1{,}96\ \sigma_r$ ou $r \pm 2{,}58\ \sigma_r$.

b) Si le nombre de mesures est plus réduit, la distribution d'échantillonnage cesse d'être normale, aussi passe-t-on par l'intermédiaire d'un paramètre transformé z lié à r et tel que $z = \frac{1}{2}\,\mathrm{Log}\,\frac{1+r}{1-r}$; ce paramètre est distribué normalement avec une erreur-standard de $\frac{1}{\sqrt{n-3}}$ t (t : test de Student).

La démarche à suivre consiste donc, à partir d'une valeur de r, à chercher le paramètre transformé z puis à déterminer l'intervalle de z au seuil choisi et enfin, connaissant les formes z_1 et z_2 de cet intervalle, à revenir aux valeurs de r_1 et r_2. La valeur de r est comprise entre r_1 et r_2. Pour l'intervalle de confiance on choisit en général pour r le seuil de 5 %. Afin de ne pas avoir à exécuter ce calcul laborieux pour chaque corrélation nous avons déterminé, compte tenu des valeurs critiques de r et à l'aide de ce paramètre transformé, la borne supérieure en dessous de laquelle la liaison corrélative devra être rejetée au seuil choisi, pour des nombres de mesures allant jusqu'à 300 ; c'est le cas général des problèmes traités par cette méthode. Le tableau V, en annexe de la 2e partie, fournit les valeurs critiques de r ainsi calculées.

2.3.3.2.2) *Régression.*

L'étude de deux phénomènes présentant des relations mutuelles conduit à prendre l'un d'eux comme variable indépendante et l'autre comme variable dépendante. La fonction de régression est la fonction qui relie le deuxième phénomène au premier. On constate ainsi que la notion de régression élargit celle de corrélation.

Aux multiples valeurs de x dues au caractère aléatoire de cette variable, on fera correspondre une seule valeur de y soit Y.

Nous avons :

$$Y = a + bx + cx^2 + dx^3 + \ldots,$$

b, c, d... sont les coefficients de régression.

Dans les problèmes que nous avons traités, nous n'avons considéré que les régressions linéaires de la forme :

$$Y = a + bx.$$

Toutes les fois que la relation n'était pas linéaire nous avons préféré faire un changement de variable pour linéariser la fonction recherchée. Dans le cas d'une droite, on démontre facilement que le coefficient de régression est défini de la façon suivante :

$$b_{y/x} = \frac{\Sigma\,(x_i - \bar{x})\ (y_i - \bar{y})}{\Sigma\ (x_i - \bar{x})^2},$$

où $\bar{x}$ est la moyenne des x et $\bar{y}$ celle des y.

On voit que :

$$b_{y/x} = r\,\frac{\sigma_y}{\sigma_x}.$$

Notons qu'il est important de bien déterminer la variable indépendante. En effet, la régression peut être modifiée par le choix de la variable dépendante, les régressions Y(x) et X(y) ne coïncident généralement pas.

2.3.3.2.3) *Calcul et expression des résultats.*

Calculons tout d'abord le coefficient de corrélation :

$$r = \frac{\Sigma (y_i - \bar{y})(x_i - \bar{x})}{\sqrt{\Sigma (y_i - y)^2 \Sigma (x_i - x)^2}} = \frac{n \Sigma y_i x_i - \Sigma y_i \Sigma x_i}{\sqrt{[n \Sigma y^2 - (\Sigma y)^2][n \Sigma x^2 - (\Sigma x)^2]}}.$$

Si $r < 300$ on regarde si la valeur trouvée est inférieure à la valeur critique au seuil choisi d'après la table donnée en annexe.

Si $r > 300$:

$$\sigma_r = \frac{(1 - r^2)}{\sqrt{n}}.$$

On peut alors facilement calculer avec la loi de distribution de r, la valeur critique du coefficient de corrélation. Le résultat de r est donné soit seul, soit avec l'intervalle de confiance au seuil choisi (en général 5 %) et avec toujours le nombre de mesures correspondant.

ex : r = 0,968 (61 mesures), r = 0,957 ± 0,036 (312 mesures).

Nous exprimons la droite de régression sous la forme :

$$y = Rx + b \pm \sigma.$$

R est le coefficient de régression :

$$R = r \sqrt{\frac{\Sigma (y - \bar{y})^2}{\Sigma (x - \bar{x})^2}} = r \sqrt{\frac{n \Sigma y^2 - (\Sigma y)^2}{n \Sigma x^2 - (\Sigma x)^2}}.$$

Avec les symboles utilisés :

$$b = \bar{y} - R\bar{x}.$$

L'erreur-standard sur la corrélation est définie de la façon suivante :

$$\sigma = \sqrt{\frac{\Sigma (y - \bar{y})^2}{n - 1}} \cdot \sqrt{1 - r^2} = \sqrt{\frac{[n \Sigma y^2 - (\Sigma y)^2](1 - r^2)}{n(n - 1)}}.$$

Pour avoir l'intervalle de confiance on choisit la valeur du test de Student au seuil choisi (en général nous prenons celui de 5 %).

Ex : lors de l'analyse de la liaison corrélative entre deux échelles limnimétriques nous avons obtenu :

$r = 0{,}981$ avec 120 mesures,

$R = 1{,}771$, $b = -0{,}539$, $\sigma = \pm 0{,}033$,

avec 119 degrés de liberté $t = 1{,}96$ au seuil de 5 %.

Le résultat sera indiqué comme suit :

$y = 1{,}771\,x - 0{,}539 \pm 0{,}065$, $r = 0{,}981$ (120 mesures).

Dans le cas d'une régression curviligne où les variables utilisées correspondent aux logarithmes des variables (exemple des courbes de tarage), après obtention de la régression linéaire nous effectuons le changement de variable pour revenir à la variable d'origine.

Posons $n = R$, $a = \log b$ si $b > 0$, $a = \frac{1}{\log b}$ si $b < 0$. Ajoutons à cela un terme de correction c, tel que $c = \log(\sigma t)$. Nous avons :

$$\frac{a}{c} x^n < y < acx^n.$$

Le résultat sera donné de la façon suivante :

$$y = ax^n \text{ (c)},$$

ex : $Q = 0{,}9\ h^{1{,}98}$ (1,155), $r = 0{,}996$ (19 mesures).

2.3.3.3) Analyse de covariance.

Dans cette analyse, il s'agit de comparer deux valeurs de y après avoir éliminé les variations inhérentes à x. On procède à une analyse de variance sur les y ajustés et non plus sur les y mesurés.

Pour ce faire, on utilise la méthode des y réduits (L. Lison, 1958, p. 230). On part des y ajustés mais en compensant le biais dû au fait que le coefficient de régression est soumis à une erreur d'estimation. Comme il serait trop long d'expliciter ici la démarche de cette méthode, nous ne donnerons qu'un bref résumé de la suite des calculs effectués.

Désignons par A et B chacune des corrélations liant la variable y à x.

Les variances sur x et y sont les suivantes :

$$\sigma_y^2 = \frac{\Sigma y^2 - \frac{(\Sigma y)^2}{n}}{n - 1}, \quad \sigma_x^2 = \frac{\Sigma x^2 - \frac{(\Sigma x)^2}{n}}{n - 1}.$$

On définit la covariance comme étant égale à :

$$\sigma_{xy}^2 = \frac{\Sigma xy - \frac{(\Sigma xy)^2}{n}}{n - 1}$$

Appelons S la variation égale au quotient de la variance sur le nombre de degré de liberté (S est désigné par S_{y^2}, S_{x^2}, S_{xy} suivant la variable intéressée).

La variation de l'erreur (sens statistique du terme) est égale à :

$$S_E = S_T - S_G$$

où S_T est la variation totale et S_G la variation intergroupe.

D'où :

$$S_{y^2E} = \Sigma y^2 - \frac{(\Sigma y_A)^2}{n_A} - \frac{(\Sigma y_B)^2}{n_B}; \quad S_{y^2T} = \Sigma y^2 - \frac{(\Sigma y)^2}{n};$$

$$S_{x^2E} = \Sigma x^2 - \frac{(\Sigma x_A)^2}{n_A} - \frac{(\Sigma x_B)^2}{n_B}; \quad S_{x^2T} = \Sigma x^2 - \frac{(\Sigma x)^2}{n};$$

$$S_{xyE} = \Sigma xy - \frac{(\Sigma x_A)(\Sigma y_A)}{n_A} - \frac{(\Sigma x_B)(\Sigma y_B)}{n_B};$$

$$S_{xyT} = \Sigma xy - \frac{\Sigma x \Sigma y}{n};$$

le degré de liberté étant $(n - 2)$ puisque le terme de correction est introduit deux fois.

On calcule la variation réduite en tenant compte de la variation due à la régression soit :

1° $S_{y\,red}^2 = S_{y^2E} - \frac{(S_{xyE})^2}{S_{x^2E}}$ pour la variation de l'erreur.

Le degré de liberté devient alors $(n-3)$ par introduction du terme de correction dû à la régression.

2° $S^{2}_{y\,red} = S_{y^2T} - \frac{(S_{xyT})^2}{S_{x^2T}}$ pour la variation totale,

le degré de liberté étant là aussi $(n-3)$.

On définit le test F (Fisher) quotient de la variance calculée par la variance de l'erreur réduite :

$$F = \frac{S^{2}_{\sigma red}}{\sigma^{2}_{E\,red}}$$

d'où

$$F = \frac{S'y^2_{red} - Sy^2_{red}}{Sy^2_{red}/(n-3)} = (n-3)\left(\frac{S'y^2_{red}}{Sy^2_{red}} - 1\right).$$

Pour le test F, les degrés de liberté sont figurés au numérateur $(k-1)$ où k est le nombre de groupe. Dans les cas qui nous ont occupé, n'ayant toujours comparé que deux corrélations, ce degré de liberté est égal à 1 et la table de distribution de F (tableau II en annexe de la 2e partie) correspond uniquement à 1 degré de liberté au numérateur ; au dénominateur il faut prendre le degré de liberté de la variance réduite soit $(n-3)$.

Si la valeur de F est supérieure à celle donnée par la table au seuil choisi, par exemple 1 %, il y aura 99 % de chances pour que les deux corrélations analysées correspondent à des liaisons différentes.

En général nous prendrons le seuil de 1 % pour marquer une différence significative, le seuil de 5 % pour indiquer l'absence de différence significative.

2.3.3.4) Conclusion et remarque.

Nous avons largement utilisé l'analyse des liaisons corrélatives et celle de covariance au cours de notre travail. Toutefois, la définition et la démonstration de ces deux méthodes ne sont pas données car elles sont relativement complexes et demandent un développement trop long. Ces méthodes d'analyse sont de toute façon classiques (R. A. Fisher, 1947, H. Cramer, 1946). Le rappel de leurs principes de base a permis de faire apparaître leur utilité mais aussi leurs limites. Rappelons, notamment, que les variables utilisées ne déterminent pas un phénomène mais ne sont qu'un aspect de ce phénomène qui dépend en outre d'autres paramètres ; si ces derniers ne sont pas explicites, les relations que l'on établit entre les variables choisies en tiennent compte quand même. Soulignons encore, que les liaisons étudiées ne sont pas forcément des relations de cause à effet, mais sont dues parfois à l'existence de causes communes aux effets mesurés.

L'utilisation de ces méthodes reste délicate à mettre en œuvre et l'interprétation des résultats obtenus doit être menée avec prudence. Il appartient dans l'exemple d'une régression de bien choisir la variable indépendante.

C'est ainsi que deux trop-pleins peuvent être très mal corrélés l'un avec l'autre, alors qu'ils sont tous deux bien corrélés par rapport à l'état du système ; ceci est dû à l'action d'autres paramètres qui interviennent et dont on ne tient pas compte. Il faut également vérifier que la variable choisie est bien indépendante. Le cadre dans lequel nous travaillons fait souvent appel à des séries chronologiques. L'observation réalisée au temps t_2 est-elle indépendante de celle effectuée à l'instant t_1 ? Pour répondre à cette question nous avons utilisé l'autocorrélation qui consiste à rechercher si deux valeurs qui se suivent dans le temps présentent une liaison corrélative ou non. Ceci conduit à n'utiliser qu'une valeur pour les montées de crues, à déterminer le pas de temps minimal suivant le système étudié pour les observations de décrue et à ne prendre qu'un seul point par étiage en ce qui concerne les données ponctuelles de débits. Avec les données moyennes, il est apparu prudent de ne pas descendre en dessous de la décade. Ainsi la comparaison des débits moyens journaliers se fait en prenant un pas de temps supérieur à dix jours et avec la donnée d'un seul jour d'étiage.

Ces méthodes sont précieuses et nous en verrons l'utilisation.

2.4) CONCLUSION SUR LES CONCEPTS MÉTHODOLOGIQUES ADOPTÉS.

Partant du principe qu'il paraît plus profitable sinon nécessaire d'aborder l'étude du karst à travers ses effets, nous avons choisi d'étudier les paramètres hydrologiques qui outre leur intérêt en tant qu'élément majeur de la karstification permettent d'explorer le karst par méthode indirecte. Cette démarche fait appel aux principes de l'analyse des systèmes particulièrement développée grâce à la recherche opérationnelle.

En conséquence, la notion de système karstique a été définie par rapport au processus hydrologique, le système karstique devenant l'unité de travail qui correspond en fait au bassin hydrogéologique d'une unité de drainage.

A partir d'un système karstique choisi, l'étude doit porter sur l'analyse de longues séries chronologiques des paramètres hydrologiques ce qui conduit à une recherche extensive.

Toutefois, il est nécessaire d'aménager l'analyse des systèmes en fonction des problèmes posés ; ainsi devient-il nécessaire d'étudier d'autres paramètres liés aux paramètres hydrologiques, tels la chimie classique ou isotopique, les transports solides, la thermique des eaux, la biologie des animaux souterrains. C'est pourquoi à travers l'étude des systèmes, s'impose l'idée d'une recherche en équipe pluridisciplinaire.

La mise au point d'une méthodologie entraîne l'obtention d'une précision des mesures la plus grande possible.

3. — SYSTÈMES KARSTIQUES ÉTUDIÉS.

3.1) SITUATION DES SYSTÈMES KARSTIQUES ÉTUDIÉS.

Le choix de ces systèmes karstiques n'a pas été établi en fonction de certains caractères liés à un type de karst particulier ; c'est la proximité du Laboratoire souterrain de Moulis pour les uns, l'existence de données hydrogéologiques pour les autres qui nous ont conduit à les étudier. Il est indispensable, si l'on veut tenter de généraliser certaines lois obtenues à leur propos, de replacer ces systèmes karstiques dans un contexte général. C'est pourquoi seront tout d'abord rappelés les principaux types de karst.

3.1.1) Principaux types de karst français.

La lithologie, la structure et le climat (J. Avias *in* Karst de M. Herak et V. T. Stringfield, 1972) représentent les trois caractères fondamentaux retenus pour définir les principaux types de karst.

a) *Lithologie.*

Les roches carbonatées peuvent être comme nous l'avons vu, de nature très différente. Les phénomènes karstiques qui leurs sont liés, ont été observés aussi bien dans des marnes que dans des dolomies ou des calcaires qu'ils soient francs, compacts, calcschisteux, coralliens ou encore crayeux. Rappelons également que les formations carbonatées se distribuent pratiquement tout le long de l'échelle stratigraphique quoiqu'avec des puissances et des extensions géographiques très variables selon les niveaux (J. Debelmas, 1974).

Au Paléozoïque, excepté quelques lentilles de calcaires cristallins d'extension réduite qui subsistent dans le Boulonnais, le Massif armoricain, les Vosges ou le Massif Central, des roches carbonatées existent dans les Ardennes, la Montagne Noire et les Pyrénées : calcaires et dolomies à *Archaeocyathus* du Géorgien de la Montagne Noire, calcaires ordoviciens des Pyrénées, calcaires zoogènes parfois dolomitisés fréquents dans le Dévonien inférieur et surtout moyen... Au Dévonien supérieur les calcaires occupent encore une place importante : marbre rouge des Ardennes, calcaires griottes des Pyrénées et de la Montagne Noire. Au Carbonifère inférieur, bien que généralement présents, les calcaires ne prennent de l'ampleur que dans la région ardennaise.

Le Mésozoïque est caractérisé, à partir du Jurassique, par un grand développement des formations carbonatées. Les calcaires coquilliers et les dolomies du Muschelkalk en sont la première manifestation dans les régions qui ont été atteintes par la transgression marine du Trias.

Au Jurassique les formations carbonatées constituent une grande part de la sédimentation sur une aire très étendue dans les domaines de plateforme. Elles sont d'ailleurs très diversifiées : calcaires bioclastiques, oolithiques ou construits, calcaires plus ou moins argileux..., dolomies et calcaires dolomitiques...

Au Crétacé la répartition des roches carbonatées est plus capricieuse, dans l'espace comme dans le temps, les calcaires peuvent même s'intriquer avec les formations détritiques comme c'est le cas dans l'Aptien-Albien pyrénéen. Au Crétacé inférieur les faciès urgoniens jouent un rôle important pour le karst dans le domaine alpin et pyrénéo-provençal, à divers niveaux de la série stratigraphique. Au Crétacé supérieur malgré les puissants calcaires des canyons des Pyrénées, les calcaires supérieurs du Vercors, les séries sont devenues plus détritiques dans le domaine précédemment urgonien tandis qu'inversement les faciès crayeux se développent largement dans la moitié nord de la France (Bassin de Paris, Nord du Bassin d'Aquitaine...).

A l'Eocène, les formations carbonatées sont encore abondantes sur le territoire français, mais souvent assez réduites dans leur extension et alternent avec des formations détritiques. De même pendant l'Oligocène et le Miocène, des formations parfois calcaires (golfe aquitain) ayant pour origine des transgressions marines, viennent s'ajouter à des formations continentales riches en éléments carbonatés ou à des calcaires lacustres. Cette revue succincte de la répartition des séries carbonatées en France tout au long des temps géologiques, prouve qu'existe là un terrain de choix pour l'étude des phénomènes karstiques. Sur la figure 6, empruntée à B. Gèze (1973) est schématisée la distribution spatiale des zones karstifiées selon que celles-ci sont très moyennement ou peu karstiques.

b) *Structure.*

Les différents types de karst en fonction de la structure se définissent à partir de plusieurs critères géologiques : zone plissée ou non plissée, importance et nature de la couche carbonatée avec existence ou non existence d'une couverture non calcaire, position morphologique.

Le premier critère permet de distinguer les karsts tabulaires et les karsts de régions plissées. Les karsts

tabulaires sont soit des karsts de plateaux (Grands Causses et Quercy par exemple) soit des karsts de larges bassins (nord du Bassin d'Aquitaine et Bassin Parisien). Les karsts des régions plissées apparaissent dans le Jura, les Alpes et les Pyrénées.

Avec le deuxième critère est introduite la notion d'épaisseur de la couche calcaire. Celle-ci peut être faible (karst de l'Entre-Deux-Mers, R. SERONIE VIVIEN, 1953) ou au contraire très importante (Causses). On dit que le karst est couvert si une formation non calcaire repose sur les roches carbonatées ; c'est le cas notamment des karsts périgourdins recouverts par le sidérolithique. La nature de la roche intervient dans la distinction entre holokarst et mérokarst (karsts du Périgord dans des calcaires gréseux, karsts dans des marnes pour les Pyrénées).

Avec le troisième critère apparaît une dernière distinction relative à la géologie et à la morphologie qui semble fondamentale pour beaucoup d'auteurs dans la mesure où ils attachent de l'importance aux comportements hydrologiques ; ce type de distinction est introduit pour les karsts perchés et karsts barrés. Nous discuterons ultérieurement les rapports qui apparaissent entre ces différents types de karst et l'hydrologie qui en découle.

c) *Climat.*

Le paramètre climatique dans le cadre de ce travail n'est pas mis en rapport avec la genèse et l'évolution du karst ; il est considéré en fonction des écoulements actuels.

En raison de leur répartition géographique, les karsts français sont soumis à des climats variés ce qui permet de distinguer plusieurs types possibles. Dans une partie des Causses, en Provence, le climat est méditerranéen. En Quercy et en Périgord au contraire le climat est aquitanien. Dans les Alpes, le Jura et les Pyrénées enfin c'est le climat montagnard qui prédomine.

3.1.2) Répartition des systèmes karstiques étudiés.

Les systèmes karstiques étudiés sont répartis ici en deux groupes : ceux qui font l'objet d'un équipement et d'une surveillance assurés par le Laboratoire de Moulis et ceux dont les caractéristiques nous sont fournies par d'autres organismes.

1° Ces systèmes karstiques sont situés pour la plupart dans les Pyrénées ariégeoises à proximité du Laboratoire de Moulis.

Dans les Pyrénées, les calcaires et les dolomies sont bien représentés tout au long de l'échelle stratigraphique. Ils existent dans le Dévonien, le Carbonifère, le Lias, le Jurassique, le Crétacé inférieur, le Crétacé supérieur ainsi que dans l'Eocène (R. MIROUSE, 1972). En outre la structure des Pyrénées est telle que ces formations sont à des niveaux différents suivant leur position par rapport à la chaîne. Comme M. CASTERAS (1933) on a coutume de distinguer dans les Pyrénées françaises trois zones successives du sud vers le nord : la zone axiale, la zone nord-pyrénéenne et la zone sous-pyrénéenne. Ces trois zones sont séparées par des accidents anciens très importants dont les mouvements ont contribué, pour une bonne part, à toute l'histoire de la chaîne, tant du point de vue sédimentologique que tectonique. Récemment la faille nord-pyrénéenne a été rapprochée des grandes fractures qui affectent la croûte terrestre puisqu'elle correspondrait à la limite de la plaque ibérique et de la plaque européenne (P. CHOUKROUNE *et al.*, 1973).

Dans la zone axiale, les karsts se sont essentiellement développés dans les calcaires métallifères cristallins de l'Ordovicien (réseau de la Cigalère en Ariège) et dans les calcaires griottes du Dévonien supérieur (réseaux d'En-Gorner, de Fontrabiouse dans les Pyrénées-Orientales, de l'Aguzou dans l'Aude). Ce n'est que dans la partie centrale et occidentale de la chaîne qu'il existe du matériel Crétacé supérieur calcaire ; il est en position anormale dans les nappes de Gavarnie et des Eaux-Chaudes (réseau des Eaux-Chaudes) ; il est en position normale dans les calcaires des canyons du Pays Basque (réseau Tête sauvage — la Pierre Saint-Martin).

La zone nord-pyrénéenne, parfois largement chevauchante sur l'avant-pays septentrional, est très schématiquement constituée de massifs hercyniens autochtones séparés par des terrains d'âge mésozoïque qui passent vers l'est à la nappe des Corbières. A ce niveau les calcaires sont abondants et permettent le développement d'un karst important. Plus à l'ouest, le Lias, le Jurassique et le Crétacé inférieur, forment des massifs séparés soit par le pointement des massifs cristallins, soit par l'ennoyage sous la couverture du Crétacé supérieur ; ces massifs où les calcaires sont abondants réalisent de grandes unités karstiques. D'est en ouest citons le massif du Bugarach, le massif du Pays de Sault, le bassin de Tarascon, le massif de l'Estelas-Balaguères, le massif d'Arbas, le massif du Cagire, le massif du Gars..., (fig. 7). Les phénomènes karstiques y prennent parfois une grande ampleur tel le réseau Trombe dans le massif d'Arbas, dont les 25 km de galeries constituent à l'heure actuelle le plus long réseau spéléologique français connu ou l'ensemble des cavités de Niaux-Lombrive-Sabbart dans le bassin de Tarascon). La zone située à proximité de la faille nord-pyrénéenne a subi un métamorphisme de haute température et de basse pression (P. CHOUKROUNE, 1970) en liaison avec l'évolution de cette faille. Il en résulte une homogénéisation du matériel sédimentaire par recristallisation.

La zone sous-pyrénéenne septentrionale montre essentiellement des affleurements du Crétacé supé-

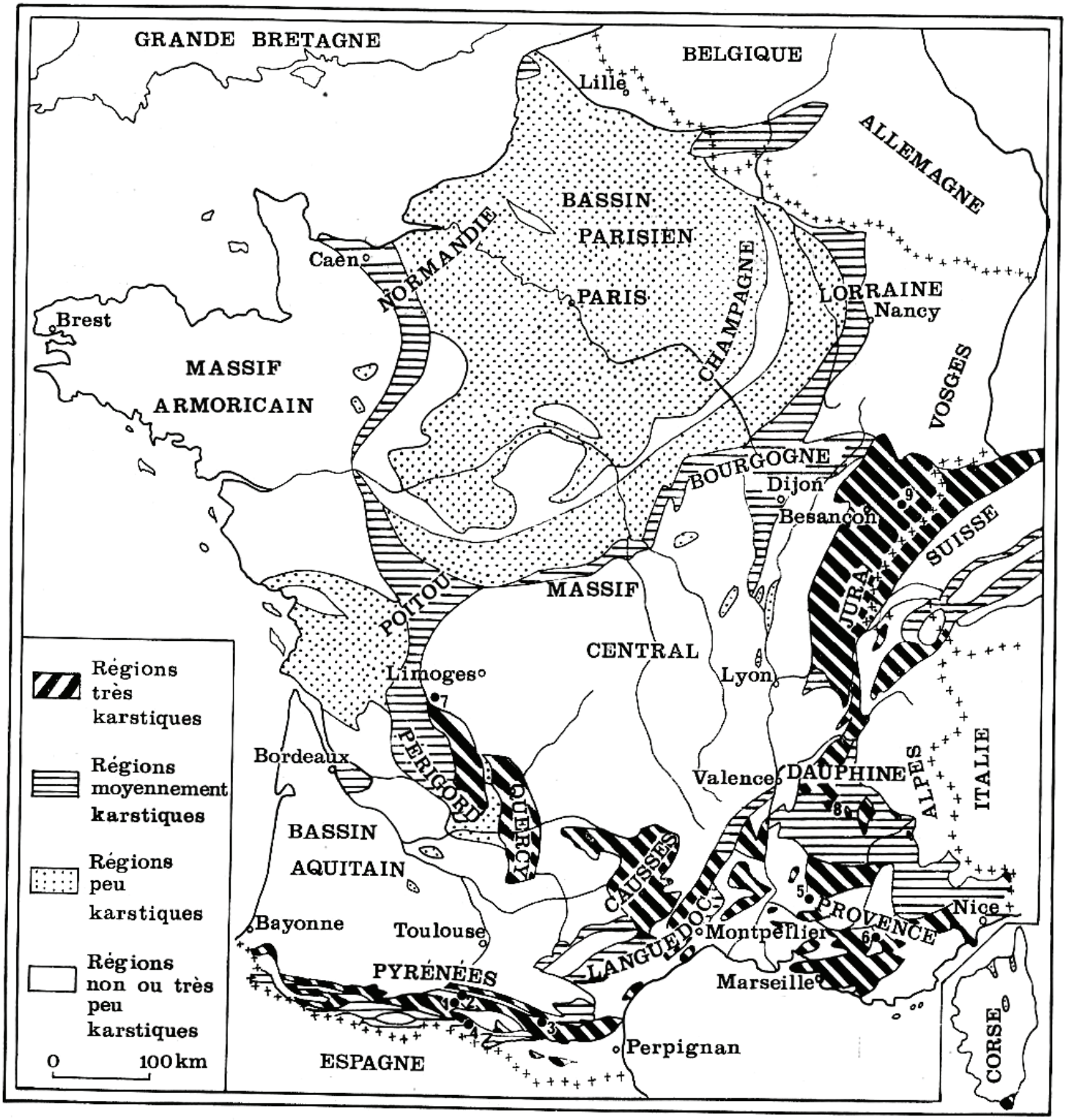


FIG. 6. — Régions karstiques de France (d'après B. GÈZE). Sur cette carte sont indiqués les systèmes karstiques cités : 1, le Baget ; 2, Aliou ; 3, Fontestorbes ; 4, Aulus les Neuf Fontaines ; 5, Fontaine de Vaucluse ; 6, Fontaine l'Evêque ; 7, la Touvre ; 8, les Gillardes ; 9, la Loue.
Nota : lors de la reproduction de la légende, le figuré des régions très karstiques a été inversé par rapport à celui de la figure.

rieur et de l'Eocène. Les phénomènes karstiques bien que limités y sont nombreux dans les calcaires du Danien et du Thanétien (grottes de Labouïche, du Portel et du Mas d'Azil).

Les différents systèmes étudiés sont situés dans les massifs du Pays de Sault, de l'Estelas-Balaguères et d'Arbas. Ces données obtenues portent essentiellement sur trois systèmes karstiques : systèmes du

Baget, d'Aliou et de Fontestorbes. Chacun d'entre eux fait l'objet d'une description détaillée. Certains résultats proviennent d'autres systèmes, tel celui de Moulis.

2° Nous avons choisi ces autres systèmes qui rendent compte de l'ensemble du karst français en nous limitant aux zones très karstifiées. Les équipements et la surveillance de ces différents systèmes sont dus, la plupart du temps, soit au Bureau de Recherche Géologique et Minière, soit aux services de l'Electricité de France.

Ainsi ferons-nous appel aux résultats obtenus à Fontaine de Vaucluse (Vaucluse) à Fontaine l'Evêque (Var) et aux Neuf Fontaines à Aulus (Ariège).

En outre il sera tenu compte des observations réalisées sur la Touvre en Charente, sur la Loue dans le Doubs et sur les Gillardes dans le Dévoluy (fig. 6).

3.2) LE SYSTÈME KARSTIQUE DU BAGET.

Le système karstique du Baget a déjà fait l'objet d'une description d'ensemble (A. MANGIN, 1970). Seules les caractéristiques principales seront donc rappelées ici. Certaines données acquises plus récemment et qui ont permis de préciser nos connaissances sur ce système seront très largement développées.

3.2.1) Caractéristiques physiques du système.

Occupant la partie sud du massif de l'Estelas-Balaguères, le système karstique du Baget est contigu au massif d'Arbas.

3.2.1.1) CARACTÉRISTIQUE GÉOLOGIQUE.

D'un point de vue géologique les limites du système sont relativement bien déterminées. En effet, parallèlement à la faille nord-pyrénéenne et au nord de celle-ci, existe une autre faille le long de laquelle apparaissent des quartzites paléozoïques, des argiles du Keuper sur une épaisseur importante (plus de 100 m) ainsi que des lherzolites. Entre ces deux accidents tectoniques affleurent des terrains du Jura-Crétacé composés de calcaires et de formations détritiques qui ont subi un métamorphisme de haute température et de faible pression (P. CHOUKROUNE, 1970). Ainsi est délimitée une bande relativement étroite de calcaires (1 km de large environ) bordée au nord par des roches imperméables et disparaissant normalement au sud sous une couverture de roches également imperméables ; ce dispositif permet d'établir tant au nord qu'au sud des limites nettes et précises.

La structure géologique du bassin versant est simple, les calcaires plongent au sud de 45° environ. Toutefois près du hameau de Lachein (fig. 8), cette structure se complique, du Trias et du Jurassique non métamorphique affleurent dans le bas de la vallée ; ceci semble lié à la présence d'un autre accident tectonique (des relevés géologiques sont en cours).

De la simplicité de la structure et de l'effet du métamorphisme pyrénéen résulte une *lithologie homogène*. Il s'agit dans l'ensemble d'un calcaire cristallin

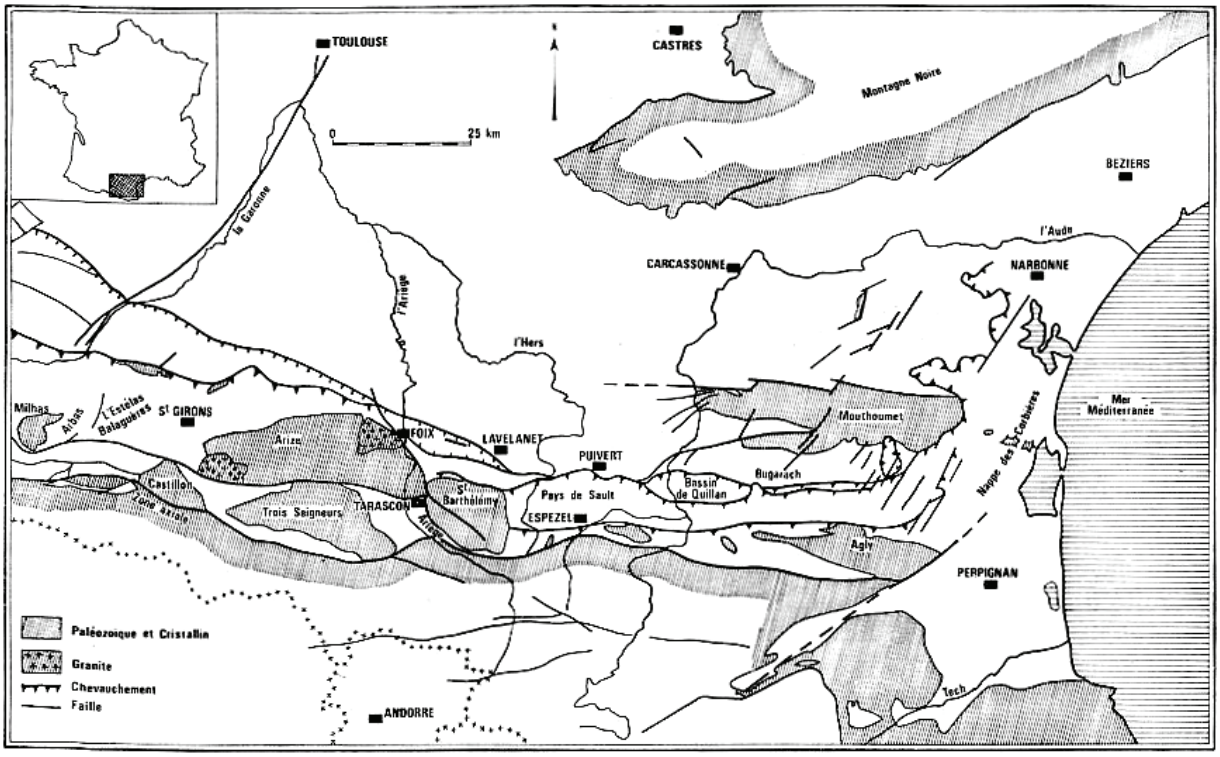


FIG. 7. — Carte structurale de la partie orientale des Pyrénées (d'après M. RICATEAU). Cette carte permet de situer les systèmes karstiques pyrénéens étudiés.

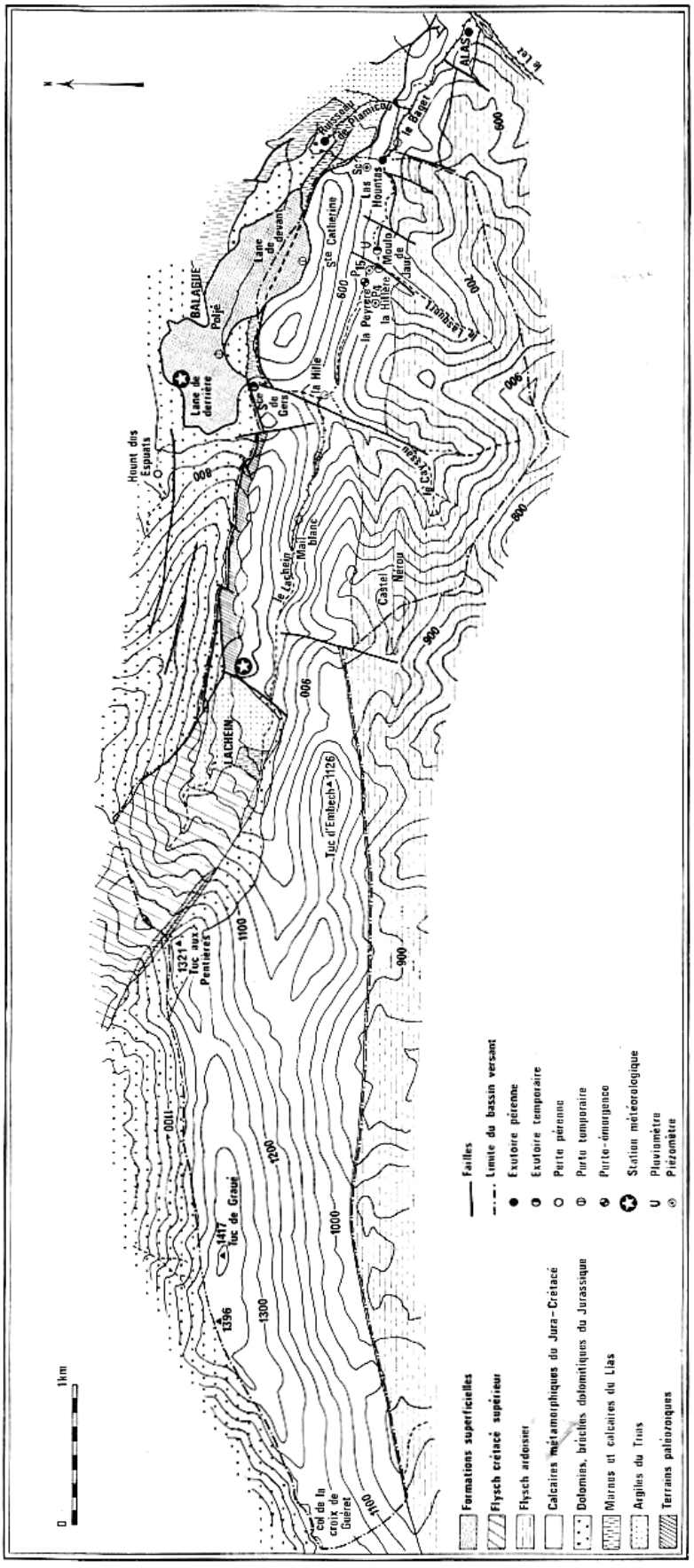


FIG. 8. — Carte du système karstique du Baget.

moyen (cristaux de 80 à 200 μ, avec quelques cristaux de 350 μ) qui renferme en impureté de la pyrite relativement abondante. Ces calcaires contiennent 98 % ± 1,5 % de $CaCO_3$; extrêmement fissurés, leur porosité (7) est de 1,2 %.

Ces calcaires en bancs compacts laissent voir sporadiquement une structure finement litée. Près de Lachein et en allant vers le Tuc aux Pentières (fig. 8), des dolomies noires finement cristallisées affleurent sur une surface de près d'un demi km². Dans ce secteur également, hormis la présence du Trias et du Lias, apparaît le Crétacé supérieur du synclinal de Fougaron qui détermine une digitation constituée d'une alternance conglomératique, argilo-gréseuse (E. J. DEBROAS et P. SOUQUET, 1973).

Au sud, les calcaires cristallins sont au contact soit d'une brèche, soit d'une pélite argilo-gréseuse, noire, riche en pentacrines (E. J. DEBROAS et P. SOUQUET, 1972) qui constitue une partie du flysch ardoisier. Des failles subméridiennes assez fréquentes déplacent au nord ou au sud le contact calcaire-série détritique.

3.2.1.2) ÉTENDUE ET PARAMÈTRE PHYSIQUE DU SYSTÈME.

Les limites nord et sud du système étant bien définies, restent à préciser les limites est et ouest. La limite est correspond à la réapparition des eaux en surface ; elle est donc facile à déterminer. Cependant, l'exutoire du système (Las Hountas) n'est pas situé au point topographiquement le plus bas des affleurements calcaires. C'est pourquoi des essais de traçages et une série de jaugeages ont été effectués pour savoir si la source d'Alas qui jaillit au point le plus bas du niveau calcaire, doit être considérée comme faisant partie du système. Les résultats ont montré qu'il existe des pertes en aval de Las Hountas ; ces pertes sont en relation avec la source d'Alas ; en revanche, aucune fuite du système du Baget vers la source d'Alas n'a pu être mise en évidence. Nous admettrons donc que la limite est du bassin est bien précisée.

En ce qui concerne la limite ouest, la continuité des calcaires avec le massif d'Arbas introduit une indétermination. Dans le travail préliminaire relatif au Baget cité plus haut, nous avions proposé une limite inférieure à l'intérieur de laquelle les eaux allaient avec certitude vers Las Hountas et une limite supérieure difficile à déplacer plus à l'ouest, en raison de la présence du système de Surgeint localisé à ce niveau. Depuis aucun traçage n'a pu être réalisé faute d'un ruissellement suffisant soit en surface, soit dans un gouffre. Toutefois, certains arguments donnent à penser que c'est la limite supérieure qui paraît la plus proche de la réalité. En effet, on peut établir le module spécifique pour la période s'étendant de 1969 à 1973 ; pour un débit moyen observé de 0,477 m³/s, le module spécifique calculé en tenant compte de la limite supérieure (bassin versant de 13,25 km²) atteint 36 l/s/km² ; avec la limite inférieure (bassin versant de 9,5 km²) le module spécifique est de 50,21 l/s/km². Cette dernière valeur n'est absolument pas acceptable pour la région (pour les valeurs de la région, voir A. DUBOË, 1963). En revanche 36 l/s/km² apparaît comme un module spécifique tout à fait conforme à ce que l'on devrait obtenir.

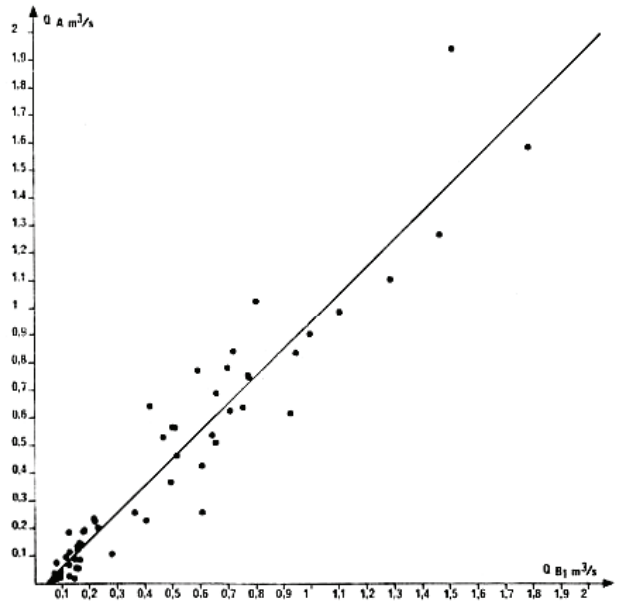


FIG. 9. — Relation entre les débits moyens mensuels du système d'Aliou (Q_A) et ceux du Baget (Q_{B1}).

Une comparaison avec le système karstique avoisinant d'Aliou conduit à choisir un bassin versant inférieur à 13,25 km². En effet, une corrélation a été effectuée entre les débits moyens mensuels du système d'Aliou (Q_A) et ceux du Baget (Q_{B1}) pour la période de mai 1969 à décembre 1973 (fig. 9). Le coefficient de corrélation est de 0,954 pour 56 mesures. L'équation obtenue est la suivante :

$$Q_A = 0{,}990\ Q_{B1} - 0{,}039 \pm 0{,}127.$$

Durant cette période le débit moyen du système du Baget a été de 0,474 m³/s. Celui d'Aliou, obtenu par corrélation serait de 0,430 m³/s. Cette valeur est très voisine de celle obtenue réellement (0,439 m³/s) ; l'avantage du calcul par corrélation consiste à permettre le raisonnement qui va suivre ; il n'aurait pas été possible avec une corrélation non significative.

(7) Rappelons que le terme de porosité est réservé aux vides de petites dimensions soit matriciels soit dus à de fines fissures et qui donnent aux terrains les propriétés d'un milieu poreux.

Posons A_1 la surface du bassin versant du Baget et A_2 celle d'Aliou avec respectivement P_1 et P_2 les précipitations sur ces deux bassins. Nous supposons en première approximation que l'effet de l'évapotranspiration est semblable dans les deux cas ; nous savons que par ailleurs il n'est guère besoin de tenir compte des mises en réserve pour la période étudiée. Dans ces conditions

$$\frac{Q_{B1}}{Q_A} = \frac{P_1}{P_2} \cdot \frac{A_1}{A_2} \; ;$$

$$\frac{Q_{B1}}{Q_A} = \frac{0,474}{0,430} = 1,102.$$

D'après M. Bakalowicz et C. Andrieux (1974) (8) nous pourrions prendre :

$$\frac{P_1}{P_2} = \frac{1440}{1,390} = 1,036.$$

D'où :

$$\frac{A_1}{A_2} = 1,064.$$

La surface du bassin versant d'Aliou est estimée (voir plus loin) à 11,93 km² avec une bonne précision.

$$A_1 = 1,064 \times 11,93 = 12,69 \text{ km}^2.$$

L'erreur de 4,2 % sur la surface du bassin versant du Baget est très acceptable compte tenu des incertitudes sur les débits. Aussi retiendrons-nous comme superficie du bassin versant du Baget en raison de la valeur du module spécifique, le chiffre de 13,25 km² sachant que la surestimation éventuelle de cette superficie ne doit pas dépasser 10 %.

La courbe hypsographique du bassin versant du Baget a déjà été donnée (A. Mangin, 1970).

L'altitude la plus élevée atteint 1417 m au Tuc de Graué ; celle de la source la plus basse est de 498 m ; l'altitude moyenne est de 923 m (9), l'altitude médiane de 930 m.

Le coefficient de compacité de Gravelius, K_c, a pour valeur 1,73. [Pour un cercle $K_c = 1$; pour un carré $K_c = 1,12$ pour un triangle équilatéral $K_c = 1,28$; pour un rectangle dont la longueur (L) est 5 fois supérieure à la largeur (l) $K_c = 1,5$; si L = 10 l, $K_c = 1,95$; si L = 50 l, $K_c = 4,04$; si L = 100 l, $K_c = 5,66$].

Le pourcentage de roches non karstiques par rapport à l'ensemble de l'impluvium est de 33 %.

3.2.1.3) Renseignements apportés par les colorations.

Depuis 1968 plusieurs colorations ont été effectuées afin de préciser le bassin versant et mettre en évidence les relations existant entre certains points de ce bassin versant.

Le tableau 3 donne les principales caractéristiques de ces colorations, par rapport à l'exutoire principal de Las Hountas où elles sont toutes ressorties. On remarque que les vitesses apparentes sont très variables d'un point de vue tant spatial que temporel. Suivant le lieu de coloration par rapport au drainage les vitesses apparentes peuvent varier de quelques mètres à l'heure, à plus de 400 m/h ; nous reviendrons ultérieurement sur ce problème lorsque seront analysés les mécanismes de circulation des eaux.

Les colorations effectuées à partir de mêmes points (cas du ruisseau de Lachein et de la perte de la Peyrère) peuvent présenter des vitesses apparentes très variables suivant les conditions hydrologiques (114 m/h - 154 m/h, 272 m/h - 430 m/h selon l'importance des débits de Las Hountas donc de la mise en charge du karst noyé).

Soulignons la réapparition particulière du colorant lors du traçage réalisé le 22 octobre 1969 dans le ruisseau de Lachein. Il semble que seule une faible quantité de fluorescéine ait atteint l'exutoire ; la façon dont la majeure partie du colorant est réapparue le 4 décembre montre que l'eau colorée est restée stockée sans qu'aucune dilution ne se produise.

La coloration du 19 décembre 1969 dans le poljé de Balagué (au lieu dit « Lane de devant »), s'est soldée par la présence de traces de fluorescéine à la fois à Las Hountas et à la source de Plamicou (x : 493,62, y : 75,06, z : 560 m, Aspet 4 au 1/20 000) ; le temps de passage pour cette dernière est sensiblement le même que pour Las Hountas, alors que pour une distance identique, la dénivellation est de 90 m seulement. Lors de cette coloration la « Lane de devant » était complètement inondée et l'est restée durant un mois environ. Les entonnoirs d'absorption sont situés au sud de la faille qui constitue sans doute la limite nord du système du Baget. Le résultat obtenu confirme ce point de vue sur la limite du bassin du Baget. Il est également corroboré par une coloration réalisée au nord et qui n'intéresse que l'exutoire d'Aliou (voir

(8) Ces deux auteurs proposaient pour le Baget 1620 mm et 1390 mm pour Aliou pendant l'année 1973. La mise en place récente d'un pluviographe sur la partie haute du bassin du Baget conduit à revoir cette valeur qui serait de l'ordre de 1440 mm. Il faut attendre, pour plus de précision des enregistrements de longue durée. Nous retiendrons que les valeurs entre les deux bassins sont voisines.

(9) L'altitude moyenne donnée ici correspond à celle définie par A. N. Strahler (1952). Elle est égale au rapport du volume du relief (calculé par planimétrage de la courbe hypsographique) et de la surface du bassin versant. Elle est différente de celle que nous avions fournie (955 m) définie comme étant l'ordonnée moyenne de la courbe hypsographique d'après M. Roche (1963, p. 146).

TABLEAU 3.

Colorations effectuées sur le système du Baget.

Dates	Lieu d'injection	Débit de la perte à l'injection	Distance avec Las Hountas	Dénivellation	Temps de passage	Durée de coloration	Vitesse apparente	Débit de Las Hountas	Conditions hydrologiques
23 janvier 1969	Ruisseau de Lachein (x : 491,08, y : 74,74, z: 615) (*)	30 l/s	2 km	80 m	inf. à 13 h	6 jours	154 m/h	0,460 m³/s	décrue sans pluie
22 octobre 1969	Ruisseau de Lachein (x : 490,98, y : 75,32, z : 625) (*)	quelques l/mn	2,5 km	120 m	quelques traces 22 h après, colorant ressorti d'un seul coup le 4 déc. 1969	plusieurs jours 3 heures	114 m/h	0,085 m³/s 2,290 m³/s	étiage 1re crue
23 janvier 1970	Perte de la Peyrère (x : 492,70, y : 73,74, z : 516) (*)	40 l/s	860 m	18 m	3 h 10	5 heures	272 m/h	0,480 m³/s	décrue sans pluie
4 février 1970	Perte de la Peyrère (x : 492,70, y : 73,74, z : 516) (*)	130 l/s	860 m	18 m	2 h	2 heures	430 m/h	1 m³/s	décrue
1er juin 1971	Lasquert (x : 492,70, y : 73,72, z : 515) (*)	5 l/s	740 m	7 m	15 h	une journée	50 m/h	0,855 m³/s	décrue
19 décembre 1969	Lane de devant poljé de Balagué (x : 492,62, y : 75,28, z : 650) (*)	pertes faibles et diffuses	1 km	145 m	entre 18 et 28 Jours	plusieurs jours	entre 1.5 et 2,3 m/h	0,550 m³/s	crues moyennes (pluies)
10 janvier 1968	St. Catherine (x : 493,28, y : 73,81, z : 509) (*)	?	180 m	3 à 4 m	7 h	quelques heures	26 m/h	1,5 m³/s	crue (pluies)

(*) Aspet 4 au 1/20 000.

plus loin). La source de Plamicou draine une partie du remplissage de la « Lane de devant » ce qui explique qu'elle ait été colorée. La plupart de ces colorations sont également ressorties au niveau de trop-pleins ; nous reprendrons les résultats obtenus à leur niveau lorsque ces derniers seront étudiés en détail.

3.2.1.4) Caractères morphologiques et botaniques du bassin versant du Baget.

L'ensemble du bassin versant est orienté ouest-est. Dans sa partie la plus élevée, il est constitué par une pente unique orientée au sud et inclinée de 40 % environ. A partir du tiers médian, au centre du bassin apparaît une vallée d'abord largement ouverte puis encaissée assez fortement vers l'aval où les pentes atteignent 60 %.

La végétation abondante est constituée par une hêtraie sur la partie supérieure et le flanc orienté au nord du tiers médian. Le versant nord de la vallée en aval est occupé par une chênaie. Dans la partie médiane le flanc orienté au sud est caractérisé par la présence de nombreux paturages ; vers l'aval ces derniers passent à une lande. Les bois sont partout très abondants. Bien qu'il existe une végétation importante, le sol est en général très réduit, la plupart du temps les arbres et les arbustes s'accrochent à un remplissage rouge qui colmate certaines fentes de lapiaz.

3.2.2) Aménagement et équipement du système karstique du Baget.

3.2.2.1) Distribution des points de surveillance (fig. 8).

Dans le cadre de cette étude ce sont essentiellement les points où les circulations des eaux pouvaient être atteints qui ont retenu notre attention, qu'il s'agisse d'émergences, des pertes ou de points permettant des mesures piézométriques. En ce qui concerne la surveillance météorologique, rappelons qu'elle a déjà fait l'objet d'une description (C. Andrieux et M. Bakalowicz, 1974).

Les sorties d'eau sont assez nombreuses et, en amont de l'exutoire principal de Las Hountas, se succèdent sur 1 km plusieurs trop-pleins, car, dans la partie la plus inférieure du système, la surface topographique du fond de la vallée est proche du niveau piézométrique. Au total quatre groupes de trop-pleins apparaissent : Moulo de Jaur, la Hillère, P 15 et la Peyrère.

Les pertes correspondent à la présence de terrains imperméables répartis en deux ensembles : les secteurs de Lachein et du Castel Nérou-Lasquert. Le ruisseau de surface formé sur les terrains imperméables du secteur de Lachein se perd progressivement au contact des calcaires. La perte la plus en aval, en moyennes eaux, se situe au niveau de La Hille ; il existe ainsi dans le fond de la vallée un ruissellement sur les calcaires s'effectuant sur une distance de 2,5 km ; ce ruissellement est pratiquement nul en étiage. En hautes eaux, la perte de la Hille n'est plus suffisante et les eaux se perdent au niveau de la Peyrère. Le fonctionnement de cette perte peut s'inverser lors des fortes crues ; elle devient alors émergence.

Le secteur du Castel Nérou-Lasquert est drainé par deux ruisseaux de surface, le Cayssau qui se perd au niveau de la Hille et le Lasquert qui se perd à la Hillère. A la Hille arrive en outre, en rive gauche, un ruisseau provenant de la source de Gers, émergence d'un petit aquifère superficiel. Parmi la vingtaine de gouffres recensés sur l'ensemble du bassin versant deux d'entre eux (Peyrère et Sainte Catherine) atteignent le plan d'eau et sont équipés en piézomètres.

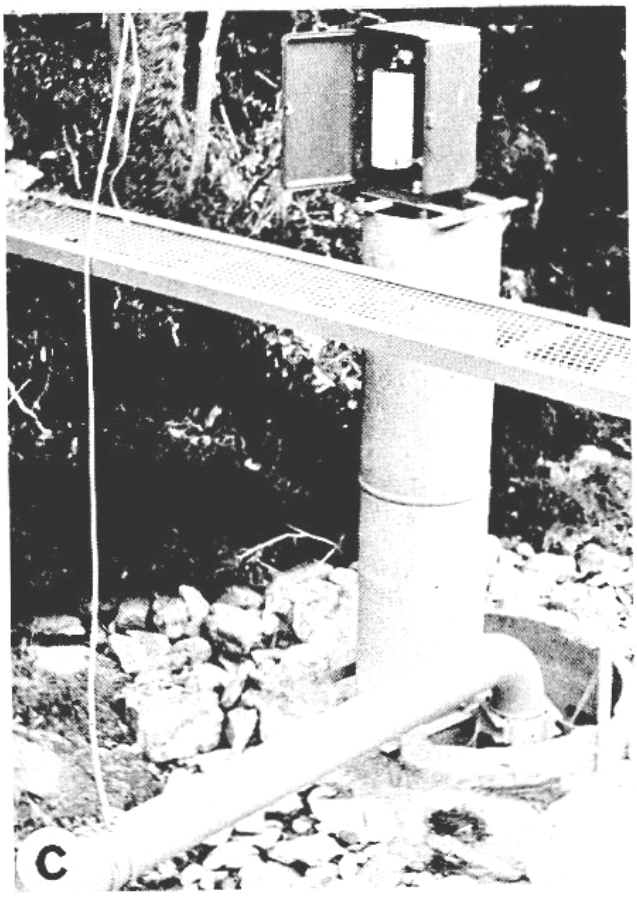
3.2.2.2) Secteur de Las Hountas et point de surveillance en aval.

Las Hountas constitue l'exutoire principal du système karstique du Baget. L'émergence s'effectuant à travers un remplissage, les points de sortie sont multiples ; une dizaine de griffons ont été répertoriés. Dès leur sortie, les eaux se séparent en deux parties ; elles empruntent des parcours différents avant de confluer à une soixantaine de mètres en aval. A partir de Las Hountas le ruisseau porte le nom de Baget. Lorsque les trop-pleins fonctionnent leurs eaux empruntent le lit normalement asséché du ruisseau de Lachein pour y rejoindre le cours pérenne du Baget.

L'équipement de Las Hountas (fig. 10) comprend une première station limnigraphique (B_1) située en aval de la jonction des deux bras issus de cette source ; une seconde station limnigraphique (B_3) est implantée sur le ruisseau de Lachein en amont de Las Hountas. A cet équipement viennent s'ajouter plusieurs stations limnimétriques : (B_2) située sur le bras principal venant de Las Hountas ; (B_{25}) en rapport avec l'un de ses griffons, une échelle limnimétrique (A_2) placée 1800 m en aval en bordure de la route d'accès, permet de rendre compte de l'état du réseau à partir d'un point rapidement et facilement accessible.







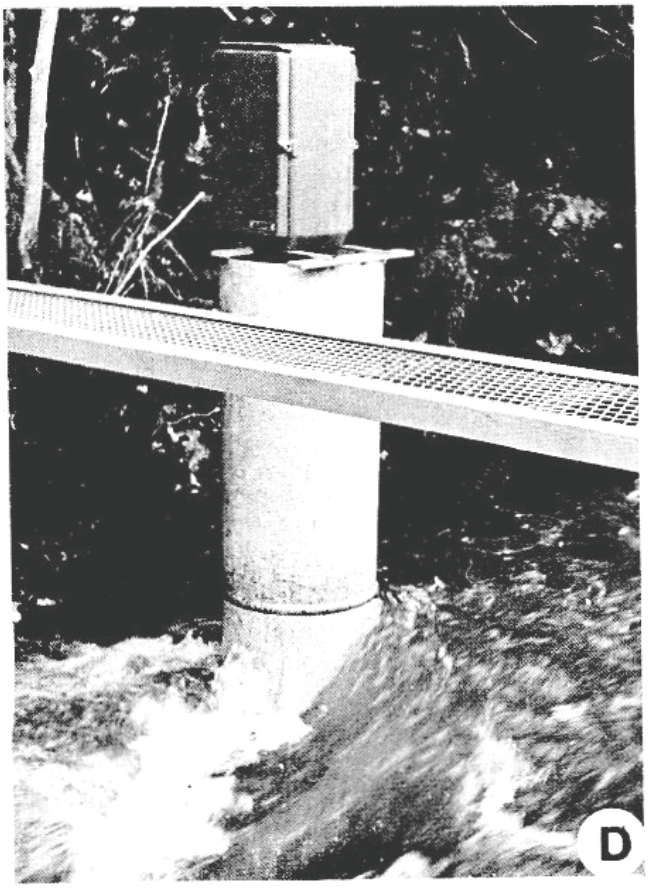


PLANCHE I.

Système karstique du Baget.
A : station B_1. B : station B_2. C : station M_2 (Moulo de Jaur) à sec ; le tube pivotant, situé à la base, permet de réaliser des prélèvements issus du trop-plein lorsque ce dernier est noyé. D : station M_2 en eau ; le trop-plein n'est pas visible étant submergé par le ruisseau venant de l'amont.

La source d'Alas (x : 494,28, y : 73,08, z : 480, Aspet 4 au 1/20 000) encore plus en aval est alimentée par les pertes du Baget en aval de Las Hountas ; elle ne fait l'objet d'aucun équipement ni d'aucune surveillance. Il a été montré que cela n'offrait aucun intérêt (cf. paragraphe 3.2.1.2).

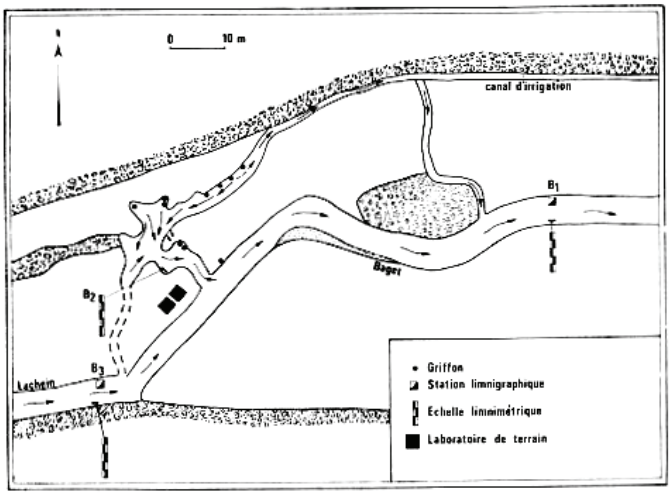


FIG. 10. — Carte du secteur de Las Hountas.

La station de Las Hountas dispose d'un petit laboratoire de terrain où sont placés notamment des appareils enregistreurs.

3.2.2.2.1) *Station A_2.*

x : 494,10, y : 73,31 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude du zéro de l'échelle 483,03 m (10). Numéro de code : O 0485199956 (15048510) (11). Cette station, située près du village d'Alas à 500 mètres environ en amont de la confluence du Baget et de la rivière Le Lez, a été mise en service le 26 mars 1971. Elle est équipée d'une échelle limnimétrique ; le seuil est artificiel. Elle n'a fait l'objet d'aucun tarage jusqu'à ce jour.

3.2.2.2.2) *Station B_1.*

x : 493,47, y : 73,67 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude du zéro de l'échelle 496,21 m. Numéro de code : O 0485199876 (15048511).

La station B_1, située à 60 mètres environ de Las Hountas, est placée quelques mètres en aval de la jonction des deux bras issus de cette source. Elle constitue la station de référence de l'ensemble du système car toutes les eaux qui sont issues du bassin versant passent à son niveau). Aucun autre apport aucune perte n'existent entre B_1 et Las Hountas. Cette station mise en service le 6 juin 1969 est équipée depuis lors d'un limnigraphe O.T.T. 16 (réduction 1/5). Le seuil est naturel.

En janvier 1970 venait s'ajouter une échelle limnimétrique (h_1), remplacée par une autre échelle le 26 mars 1971.

$$h_2 = h_1 + 0{,}015 \text{ m.}$$

(*Remarque* : lorsque plusieurs échelles ont été implantées, l'altitude zéro de l'échelle qui est donnée correspond à celle de la dernière échelle, de même pour la courbe $Q = f(h)$).

Le 20 février 1971, à la suite d'une crue importante, la station a été détarée. Un second détarage a eu lieu, toujours à la suite d'une crue, le 24 février 1973. En avril 1971, un gabion de protection a été placé en amont du limnigraphe pour le protéger du plein courant.

Au total 50 jaugeages ont été exécutés : 25 de mars 1968 à septembre 1970 (1er tarage), 19 de février 1971 à octobre 1972 (2e tarage) 6 en 1973 (3e tarage) (tableau 1, fig. 3 et 4). Ces tarages ayant été utilisés comme exemple au niveau de la méthodologie, les résultats sont exposés dans le paragraphe 2.3.2.3.

3.2.2.2.3) *Corrélation entre les hauteurs d'échelles limnimétriques A_2 et B_1.*

Toutes les fois que cela a été possible les relations entre deux échelles limnimétriques ont été recherchées par corrélation. Le but de cette analyse est de montrer si l'une des stations est vraiment instable, de déceler si les différents travaux que nous avons effectués sur les stations ont perturbé ou non ces stations, de faire apparaître enfin des modes de fonctionnement particulier qu'une analyse des relations entre débits permettra de préciser.

L'étude des corrélations est complétée par celle des covariances entre ces différentes corrélations.

Les corrélations établies entre les échelles limnimétriques des station B_1 et A_2 donnent les résultats suivants (pour les valeurs utilisées se reporter au tableau XXV en annexe de la 2e partie).

Du 26 mars 1971 à juillet 1971 :

$$h_{B_1} = 1{,}609\ h_{A_2} - 0{,}474 \pm 0{,}092,\ r = 0{,}959$$

(29 mesures).

Durant le cycle 1971-1972 :

$$h_{B_1} = 1{,}838\ h_{A_2} - 0{,}579 \pm 0{,}146,\ r = 0{,}968$$

(61 mesures).

Durant le cycle 1972-1973 :

$$h_{B_1} = 1{,}745\ h_{A_2} - 0{,}503 \pm 0{,}082,\ r = 0{,}997$$

(30 mesures).

---

(10) Les altitudes fournies ont été obtenues à partir d'un nivellement effectué au théodolite et calées sur des points cotés du nivellement général. Ces mesures ont été réalisées par la Direction Départementale de l'Agriculture de l'Ariège dont nous tenons à remercier les responsables ainsi que ceux qui ont participé à cette opération.

(11) Chaque station est désignée par un numéro de code défini par l'Agence Financière de bassin Adour-Garonne. Les 5 derniers chiffres correspondent au PK. Est indiqué entre parenthèses notre propre numéro de code où O est remplacé par le chiffre 15 pour éviter d'avoir de l'alpha-numérique dans la codification. Le stockage des données journalières sur carte perforée oblige à ne pas dépasser 8 chiffres pour le code, ce qui explique notre choix. Le PK sera remplacé par un chiffre d'inventaire.

La covariance entre la 1re et la 2e série ne montre aucune différence significative au seuil de 5 % (F = 2,36 pour 87 degrés de liberté).

En revanche la covariance entre la 2e et la 3e série indique une différence significative au seuil de 1 % (F = 12,27 pour 88 degrés de liberté).

Ces résultats mettent en évidence les modifications de la liaison corrélative entre les valeurs des échelles des deux stations. Ceci est dû à l'indépendance entre le comportement du système karstique proprement dit et le ruissellement de surface qui atteint le Baget entre les stations B_1 et A_2. Ces différences toutefois sont suffisamment faibles pour qu'il n'en soit pas tenu compte. Aussi, la corrélation globale de 1971 à 1972 peut-elle être utilisée :

$$h_{B_1} = 1{,}771\ h_{A_2} - 0{,}539 \pm 0{,}065,\ r = 0{,}981$$

(120 mesures).

La figure 11 donne une représentation de cette corrélation.

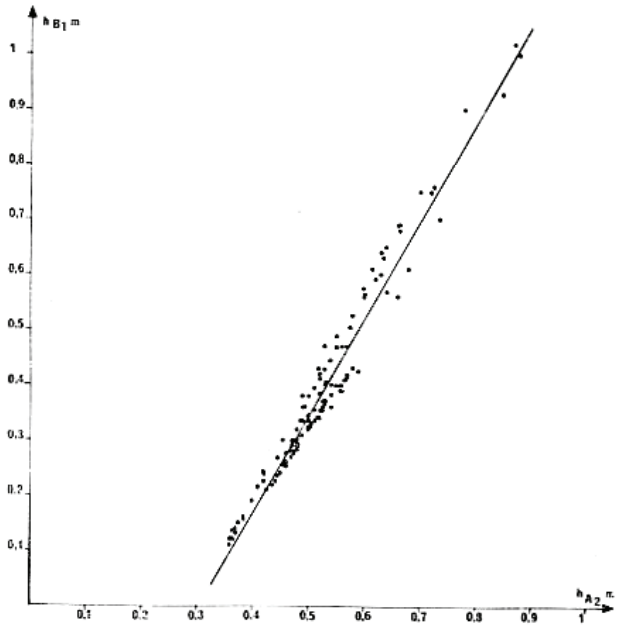


Fig. 11. — Relation entre les hauteurs d'échelles limnimétriques de la station B_1 et celles de la station A_2 (Baget).

3.2.2.2.4) *Station B_2.*

x : 493,46, y : 73,68 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude du zéro de l'échelle 498,09 m. Numéro de code O 0485599998 (15048551).

La station B_2 est implantée sur la plus grosse dérivation issue de Las Hountas. A son niveau avait été réalisé le premier équipement concernant les débits sur le système du Baget. L'intérêt de cette station est de permettre l'obtention de données concernant une partie seulement de l'eau de la source. Ayant connaissance non seulement d'une partie mais également de la totalité des débits, il est aisé d'apprécier la qualité des renseignements apportés par une fraction des griffons. Il s'agit là d'un problème très général ; nombreux sont les systèmes karstiques où il n'est guère possible de mesurer la totalité des débits de la source.

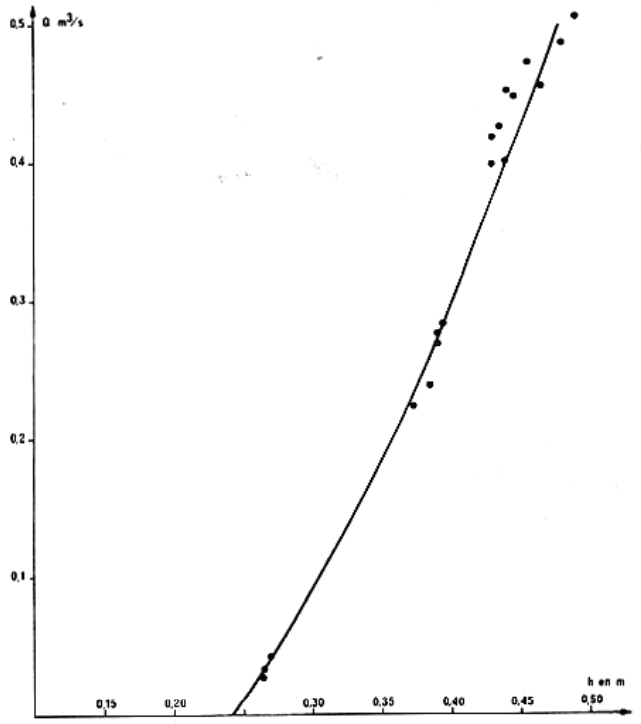


Fig. 12. — Courbes de tarage de la station B_2 (Baget).

Cette station a été mise en service le 25 avril 1968 et jusqu'au 6 juin 1969 a été équipée d'un limnigraphe Richard (réduction 1/5). Le seuil est naturel.

Une échelle limnimétrique (h_1) posée en janvier 1970 a été remplacée par une autre échelle le 6 avril 1971 : $h_1 = h_2$.

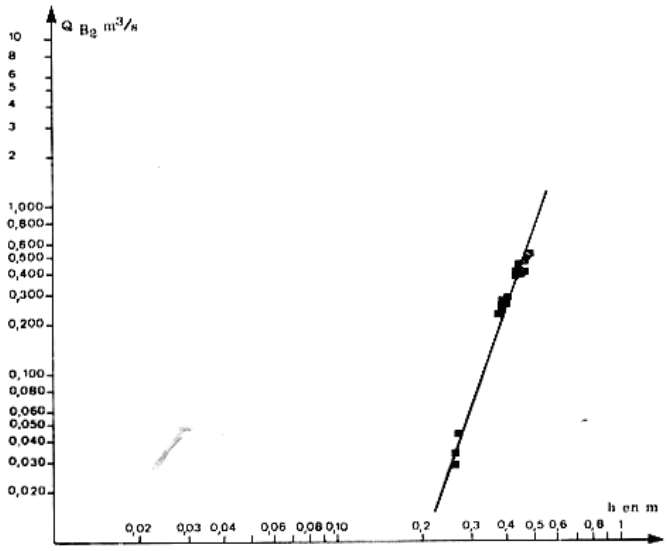


Fig. 13. — Courbes de tarage de la station B_2 (Baget) en coordonnées logarithmiques.

D'octobre 1969 à janvier 1970, 18 jaugeages ont été effectués (tableau 4, fig. 12 et 13). La courbe obtenue à partir de ces jaugeages est du type :

$Q = 3281\ h^{4,83}$ (2,41), r = 0,989 (18 mesures) (12).

La précision sur la courbe de tarage est de 3,5 % de 0 à 0,700 m³/s. La station est peu stable ce qui nous a conduit à ne l'utiliser qu'accessoirement.

En outre, toute corrélation d'échelle est rendue délicate en raison de vannages effectués au niveau de la source pour l'irrigation.

TABLEAU 4.

Jaugeages au niveau de la station B_2.

Dates	Echelles m	Débits m³/s
23 oct. 1969....	0,270	0,043
12 nov. 1969....	0,265	0,028
25 nov. 1969....	0,265	0,034
6 déc. 1969....	0,455	0,473
9 déc. 1969....	0,445	0,449
10 déc. 1969....	0,435	0,426
12 déc. 1969....	0,430	0,418
17 déc. 1969....	0,480	0,504
18 déc. 1969....	0,470	0,487
24 déc. 1969....	0,465	0,456
26 déc. 1969....	0,440	0,452
27 déc. 1969....	0,440	0,400
30 déc. 1969....	0,430	0,400
3 janv. 1970....	0,390	0,268
7 janv. 1970....	0,395	0,283
8 janv. 1970....	0,390	0,276
12 janv. 1970....	0,385	0,239
14 janv. 1970....	0,375	0,224

3.2.2.2.5) *Station B_{25}.*

x : 493,46, y : 73,69 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude du zéro de l'échelle 498,83 m. Numéro de code O 0485599996 (15048552).

L'équipement de quelques griffons à certaines fins (capture de la faune aquatique par exemple) a nécessité la connaissance de leurs débits à tous moments. Ainsi s'explique la mise en place d'une station sur le griffon le plus important de Las Hountas.

Cette station est en service depuis le 6 janvier 1971 ; elle est équipée d'une échelle limnimétrique. Le seuil est artificiel. En 1971, 10 jaugeages ont été réalisés (tableau 5, fig. 14 et 15) la courbe obtenue est du type :

$Q = 0,680\ h^2$ (2,66), r = 0,970 (10 mesures).

la précision sur l'ensemble du tarage est de 4 %.

3.2.2.2.6) *Station B_3.*

x : 493,44, y : 73,67 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude du zéro de l'échelle 498,35 m. Numéro de code : O 485199868 (15048512).

Cette station est située immédiatement en amont de Las Hountas, avant la confluence du ruisseau de Lachein et des eaux en provenance de cet exutoire. Lorsque les trop-pleins du système du Baget ne fonctionnent pas, la

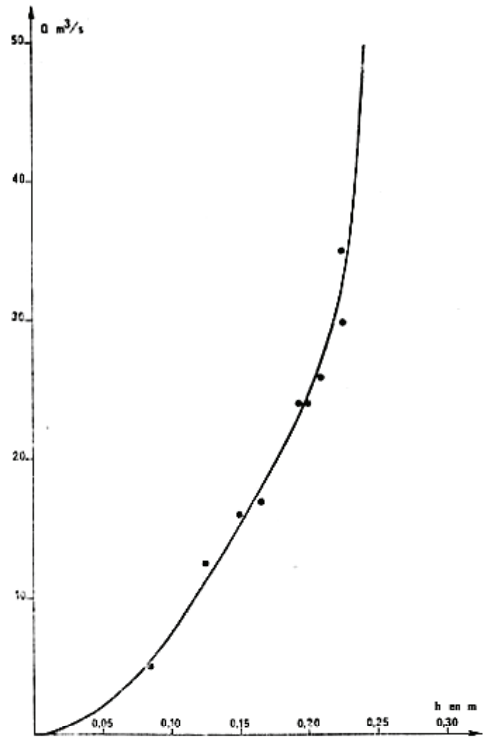


FIG. 14. — Courbes de tarage de la station B_{25} (Baget).

station est à sec. La présence d'une petite source pérenne B(32) qui sourd 20 m en amont détermine l'existence d'un plan d'eau réduit (x : 493,44, y : 73,68, z : 506, Aspet 4 au 1/20 000). Elle draine une très faible superficie de

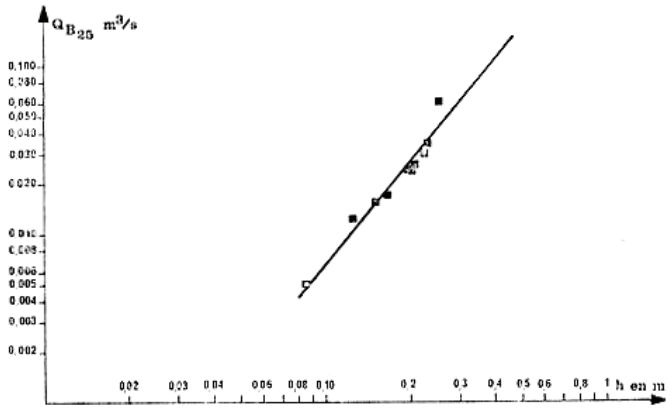


FIG. 15. — Courbes de tarage de la station B_{25} (Baget) en coordonnées logarithmiques.

calcaire isolée par le jeu des failles subméridiennes qui affectent le contact calcaire et pélites argilo-gréseuses (0,025 km² environ). Son débit varie de quelques litres/minute à 1 à 2 l/s en crue ; aussi peut-on le négliger et considérer que la station B_3 est à sec en dehors des périodes de fonctionnement des trop-pleins.

(12) La forme suivant laquelle sont présentés les résultats est explicitée au paragraphe 2.3.3.2.3.

Mise en service le 12 décembre 1969, la station B_3 a été équipée d'un limnigraphe Richard (réduction 1/5) du 12 décembre 1969 au 13 décembre 1973, puis d'un limnigraphe O.T.T. 16 (réduction 1/5) à partir du 13 décembre 1973. Une échelle limnimétrique (h_1) posée en janvier 1970 a été modifiée (h_2) le 17 mars 1971 :

$$h_1 = h_2 + 0{,}08 \text{ m.}$$

TABLEAU 5.

Jaugeages au niveau de la station B_{25}.

Dates	Echelles m	Débits m³/s
6 janv. 1971....	0,200	0,024
6 janv. 1971....	0,225	0,030
8 janv. 1971....	0,165	0,017
8 janv. 1971....	0,150	0,016
9 janv. 1971....	0,125	0,0125
11 janv. 1971....	0,085	0,005
17 fév. 1971....	0,225	0,035
19 fév. 1971....	0,250	0,063
?	0,195	0,024
?	0,205	0,026

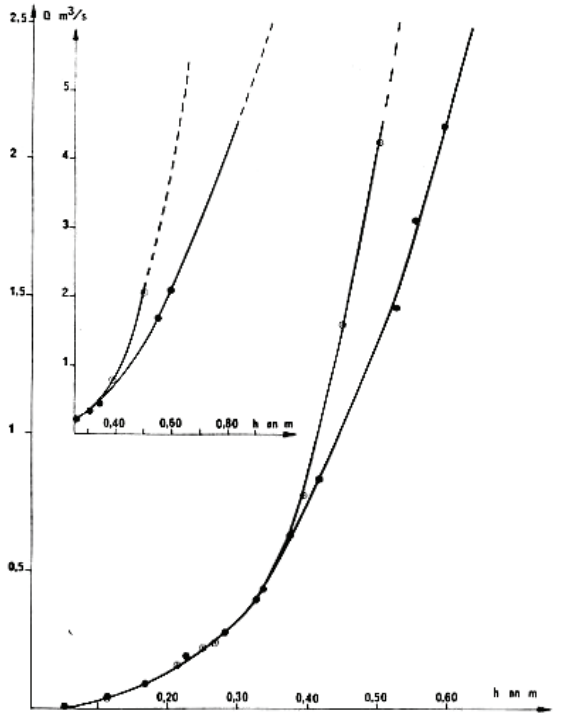


FIG. 16. — Courbes de tarage de la station B_3 (Baget). Les cercles noirs correspondent à la première courbe de tarage, les points cerclés à la courbe actuelle.

Le seuil artificiel du début a été réaménagé en mars 1971 à la suite des avaries qu'il avait subies lors de la crue de février 1971. Cette modification a entraîné un détarage de la station.

De février 1969 à juin 1971, 21 jaugeages ont été effectués ; 10 avant le détarage et 8 après (tableau 6 fig. 16 et 17). Les courbes respectivement obtenues sont :

$Q = 6{,}455\ h_2^{2{,}36}$ (2,51), r = 0,997 (10 mesures).
$Q = 9{,}325\ h_2^{2{,}59}$ (2,87), r = 0,988 (8 mesures).

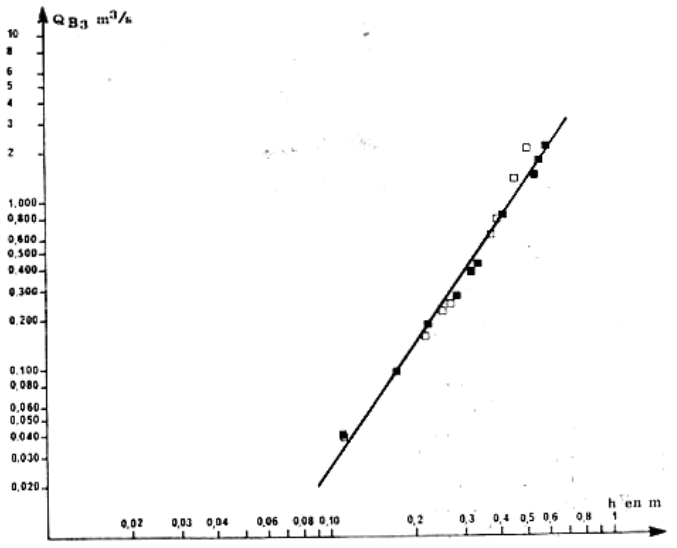


FIG. 17. — Courbes de tarage de la station B_3 (Baget) en coordonnées logarithmiques. Les carrés noirs sont relatifs à la 1re courbe, les carrés blancs à la 2e.

Une analyse de covariance entre ces deux courbes n'indique aucune différence significative au seuil de 5 % (F = 1,11 pour 15 degrés de liberté).

TABLEAU 6.

Jaugeages au niveau de la station B_3.

Dates	Echelles m	Débits m³/s
30 juil. 1969....	0,220	0,186
6 déc. 1969....	0,415	0,830
9 déc. 1969....	0,330	0,429
10 déc. 1969....	0,170	0,098
17 déc. 1969....	0,595	2,118
18 déc. 1969....	0,550	1,774
24 déc. 1969....	0,525	1,458
26 déc. 1969....	0,315	0,393
27 déc. 1969....	0,280	0,279
30 déc. 1969....	0,110	0,041
26 avril 1971....	0,250	0,220
28 avril 1971....	0,110	0,040
24 mai 1971....	0,215	0,153
28 mai 1971....	0,450	1,391
29 mai 1971....	0,390	0,775
29 mai 1971....	0,370	0,628
30 mai 1971....	0,2654	0,246
7 juin 1971....	0,500	2,051

Avec la première courbe la précision sur l'ensemble serait de 10 % (σ = 0,010019, $S = \sigma/\sqrt{n}$ = 0,003168).

Calculons pour plusieurs valeurs de débit la variable ρ telle que :

$$\rho = \frac{Q_i - \hat{Q}}{S\sqrt{\frac{n-1}{n}}}$$ (voir paragraphe 2.3.2.3).

1) Pour Q = 0,153 (après février 1971) ; Q = 0,150 (avant février 1971).

2) Pour Q = 0,246 (après février 1971) ; Q = 0,240 (avant février 1971).

3) Pour Q = 0,775 (après février 1971) ; Q = 0,710 (avant février 1971).

4) Pour Q = 1,391 (après février 1971) ; Q = 1,020 (avant février 1971).

$\rho_1 = 0{,}998$, $\rho_2 = 1{,}997$, $\rho_3 = 21{,}63$, $\rho_4 = 123{,}46$.

Pour 8 degrés de liberté, au seuil de 0,1 % la valeur critique de ρ est de 2,616. Il y a donc bien un détarage mais pour les forts débits. C'est ce qu'indique la figure 16, pour des débits supérieurs à 0,500 m³/s. Comme pour la station B_1, on constate que l'analyse de covariance ne peut pas mettre en évidence les détarages.

3.2.2.2.7) *Corrélations entre les hauteurs d'échelles limnimétriques B_3 et B_1.*

Des corrélations effectuées entre les hauteurs d'échelles limnimétriques B_1 et B_3 ont fourni les résultats suivants (pour les valeurs utilisées se reporter au tableau XXVI en annexe de la 2e partie) :

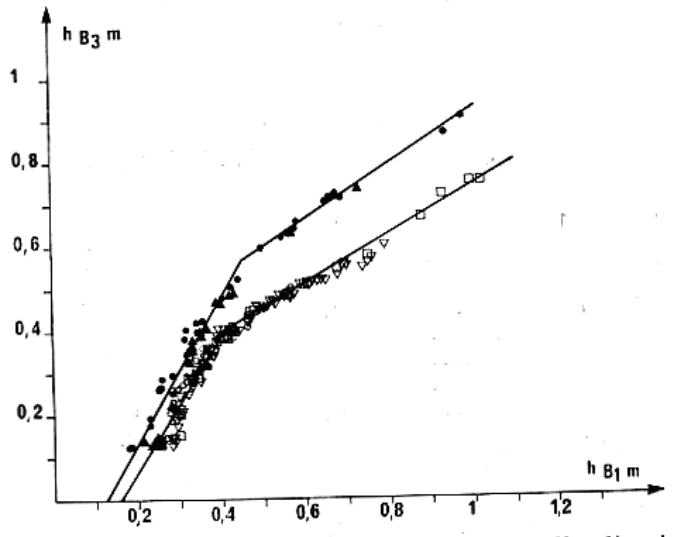


FIG. 18. — Relation entre les hauteurs d'échelles limnimétriques de la station B_3 et celles de la station B_1 (Baget). Les cercles noirs correspondent au cycle 1970, les triangles noirs à la période de novembre 1970 à février 1971, les cercles blancs à la période de février 1971 à juillet 1971, les triangles blancs au cycle 1972, les carrés blancs au cycle 1973.

a) Nous avons comparé tout d'abord les données de B_1 et B_3 avant que les échelles de ces deux stations aient été modifiées. Sur la figure 18 on constate qu'il existe une rupture de pente dans l'alignement pour $h_{B_1} \geqslant 0{,}450$ m. Une corrélation curviligne a été tentée afin de voir si une courbe ne serait pas mieux ajustée que deux droites : cet essai n'a pas donné de bons résultats. La rupture de pente, nous le verrons, se fait également sentir sur la corrélation entre les débits en B_1 et en B_3 pour des valeurs légèrement supérieures ; lors du cycle 1970 nous avons obtenu pour $h_{B_1} < 0{,}450$ m :

$h_{B_3} = 1{,}595\ h_{B_1} - 0{,}155 \pm 0{,}050$, r = 0,978 (19 mesures).

Lors du début du cycle 1971, toujours pour $h_{B_1} < 0{,}450$ m :

$h_{B_3} = 2{,}021\ h_{B_1} - 0{,}340 \pm 0{,}050$, r = 0,983 (19 mesures).

L'analyse de covariance entre ces deux séries indique une différence significative au seuil de 1 % (F = 28 pour 35 degrés de liberté). Puisque pour deux cycles successifs la liaison corrélative entre les hauteurs d'échelle aux deux stations est significativement différente, nous avons vérifié si la stabilité de la station devait être mise en cause. Aucun détarage n'a pu être mis en évidence entre ces deux périodes tant en B_1 qu'en B_3. Ces différences sont donc imputables au fonctionnement du système et notamment à celui de Las Hountas. Ce problème sera repris lors de l'analyse du fonctionnement du Baget.

Nous utiliserons pour cette période une corrélation globale :

$h_{B_3} = 1{,}760\ h_{B_1} - 0{,}232 \pm 0{,}079$, r = 0,953 (38 mesures).

En ce qui concerne les valeurs de $h_{B_1} \geqslant 0{,}450$ m, une seule corrélation a pu être faite :

$h_{B_3} = 0{,}634\ h_{B_1} + 0{,}280 \pm 0$, r = 0,993 (17 mesures).

b) Nous avons ensuite comparé les données de B_1 et B_3 pour chaque cycle durant la période s'étendant de mars 1971 à 1973. La rupture de pente a lieu pour $h_{B_3} = 0{,}40$ m.

Pour $h_{B_3} \leqslant 0{,}40$ m :

1er cycle (fin 1971) :

$h_{B_3} = 1{,}571\ h_{B_1} - 0{,}235 \pm 0{,}046$, r = 0,957 (24 mesures) ;

2e cycle (1972) :

$h_{B_3} = 1{,}811\ h_{B_1} - 0{,}339 \pm 0{,}044$, r = 0,961 (44 mesures) ;

3e cycle (1973) :

$h_{B_3} = 1{,}362\ h_{B_1} - 0{,}177 \pm 0{,}076$, r = 0,884 (14 mesures).

L'analyse de covariance indique une différence significative au seuil de 1 % entre le 1er et le 2e cycle (F = 14 pour 65 degrés de liberté) et une différence non significative au seuil de 5 % entre le 2e et le 3e cycle (F = 0,63 pour 55 degrés de liberté).

Pour l'ensemble de cette période la corrélation devient :

$h_{B_3} = 1{,}615\ h_{B_1} - 0{,}264 \pm 0{,}055$, r = 0,939 (82 mesures).

Pour $h_{B_3} > 0{,}40$ m les données ont été traitées en deux périodes appartenant à deux cycles différents :

1re période (fin 1971-1972) :

$h_{B_3} = 0{,}496\ h_{B_1} + 0{,}201 \pm 0$, r = 0,980 (32 mesures).

2e période (1973) :

$h_{B_3} = 0{,}583\ h_{B_1} + 0{,}158 \pm 0{,}02$, r = 0,995 (16 mesures).

L'analyse de covariance indique une différence significative au seuil de 1 % entre ces deux périodes (F = 10 pour 45 degrés de liberté).

La corrélation globale correspondante est :

$h_{B_3} = 0{,}562\ h_{B_1} + 0{,}166 \pm 0{,}02$, r = 0,988 (48 mesures).

Les remarques, concernant l'analyse de covariance, faites pour la période 1970-1971 sont également valables pour la période 1971-1973.

Si pour la relation $h_{B_3} - h_{B_1}$ ($h_{B_1} < 0{,}45$) de début 1970 à mars 1971 on corrige les échelles afin d'avoir une relation $h'_{B_3} - h'_{B_1}$ comparable à celle de mars 1971 à fin 1973 nous obtenons :

$h'_{B_3} = 1{,}757\ h'_{B_1} - 0{,}337 \pm 0{,}079$, r + 0,952 (38 mesures).

L'analyse de covariance entre cette liaison et celle obtenue pour la période de mars 1971 à fin 1973 pour $h_{B_3} \leq 0{,}40$ m indique une différence significative au seuil de 1 % (F = 15,5 pour 117 degrés de liberté).

Or on sait qu'en mars 1971, les stations B_1 et B_3 ont été détarées. On remarque que la différence obtenue dans la relation $h_{B_3} - h_{B_1}$, d'un cycle à l'autre, est du même ordre de grandeur que lors du détarage. *L'analyse de covariance entre les hauteurs d'échelles limnimétriques pour rechercher la stabilité de stations n'est valable que s'il n'existe aucun apport ou aucune perte entre ces deux échelles.*

3.2.2.2.8) *Laboratoire de terrain de Las Hountas.*

Un laboratoire de terrain a été implanté entre Las Hountas et la station B_3. Il est équipé pour effectuer les mesures en continu des paramètres physico-chimiques (température, résistivité, pH) (13). En outre il permet lors des études des crues d'effectuer de nombreux prélèvements biologiques et chimiques dont certains sont analysés sur place.

(13) Depuis avril 1973, la participation à l'A.T.P. « hydrogéologie » du C.N.R.S. (numéro 3101) a permis la mise en place d'une ligne électrique ainsi qu'un complément d'aménagement de terrain. De cette aide résulte la possibilité de réaliser pleinement le programme qui a été établi au niveau de la méthodologie proposée pour l'étude des aquifères karstiques.

3.2.2.3) Secteur du Moulo de Jaur.

3.2.2.3.1) *Stations M_1-M_2.*

Au niveau du Moulo de Jaur, soit à 710 m en amont de Las Hountas, apparaît un trop-plein à écoulement temporaire qui a été désobstrué en janvier 1969. Cette désobstruction pratiquée sur environ 2 m de profondeur et 4 m de longueur a permis d'accéder à une galerie en forme de laminoir, large de 1 m, reconnue sur 10 m, sa hauteur demeure toujours très faible.

L'orifice a été busé ; il est équipé d'un limnigraphe (M_2) ; 10 m en aval a été posée une échelle limnimétrique (M_1). x : 492,84, y : 73,73 (Aspet 4 au 1/20 000) altitude du zéro de l'échelle M_1 : 507,38. Numéro de code : O 0485199800 (15048513).

Cette station a été mise en service en janvier 1970. L'enregistrement limnigraphique (limnigraphe O.T.T. 16 avec une réduction au 1/10) correspond à deux périodes, l'une s'étendant du 7 janvier 1970 au 8 juillet 1972, la seconde débutant le 2 décembre 1972. Quelques enregistrements ont été effectués avec un limnigraphe O.T.T. 15 durant le mois de juin 1969.

Le seuil, naturel jusqu'au 20 avril 1971, a été remplacé à cette date par un seuil en béton ce qui a conduit à modifier l'échelle installée en janvier 1970 :

$$h_1 = h_2 - 0{,}10 \text{ m.}$$

En avril - mai 1971 une série de gabions ont été posés afin de protéger la station. Plus récemment, en octobre 1972, une partie du trop-plein a été obstruée afin d'augmenter la pression au niveau d'une prise pour échantillons.

Tableau 7.

Jaugeages au niveau de la station M_1.

Dates	Echelles m	Débits m³/s
21 janv. 1970....	0,690	0,803
22 janv. 1970....	0,630	0,489
22 janv. 1970....	0,600	0,345
23 janv. 1970....	0,525	0,153
23 janv. 1970....	0,490	0,096
23 janv. 1970....	0,460	0,070
3 févr. 1970....	0,785	1,280
24 mai 1971....	0,540	0,187
28 mai 1971....	0,710	1,012
28 mai 1971....	0,755	1,391
29 mai 1971....	0,675	0,793
30 mai 1971....	0,565	0,272
31 mai 1971....	0,650	0,719
2 juin 1971....	0,605	0,476
3 juin 1971....	0,520	0,106
3 juin 1971....	0,480	0,030
7 juin 1971....	0,790	1,927

La station (M_1) a été détarée lors des travaux de mars 1971. 25 jaugeages ont été réalisés en M_1 : 15 de

février 1969 à février 1970, 10 de mai 1971 à juin 1971 (tableau 7 fig. 19 et 20). La courbe de tarage pour la période de janvier 1970 au 20 avril 1971 s'établit comme suit :

$$Q = 6\ h_{(2)}^{5,69} \quad (2,71), \quad r = 0,995 \quad (7 \text{ mesures}) ;$$

pour la période faisant suite au 20 avril 1971, elle devient :

$$Q = 14,91\ h_{(2)}^{7,5}, \quad (3,11), \quad r = 0,968 \quad (10 \text{ mesures}).$$

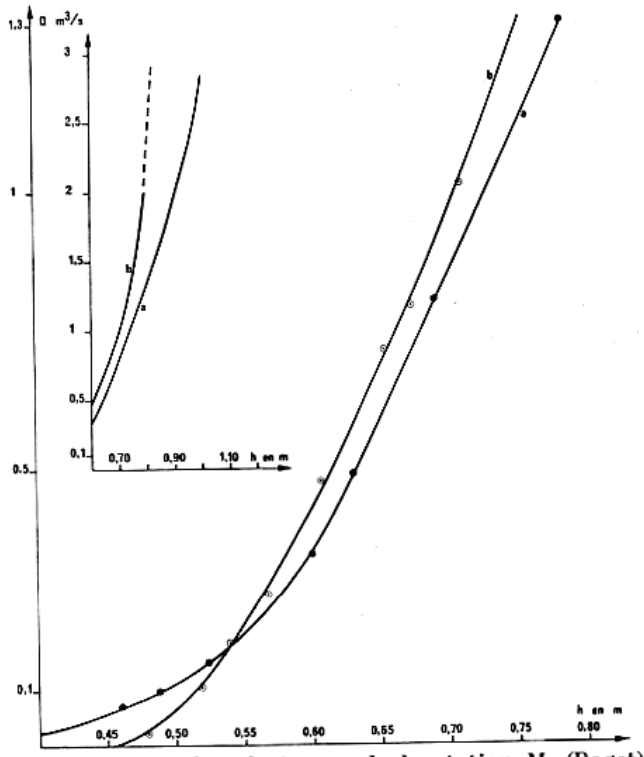


FIG. 19. — Courbes de tarage de la station M_1 (Baget). Les cercles noirs correspondent à la première courbe de tarage, les points cerclés à la courbe actuelle.

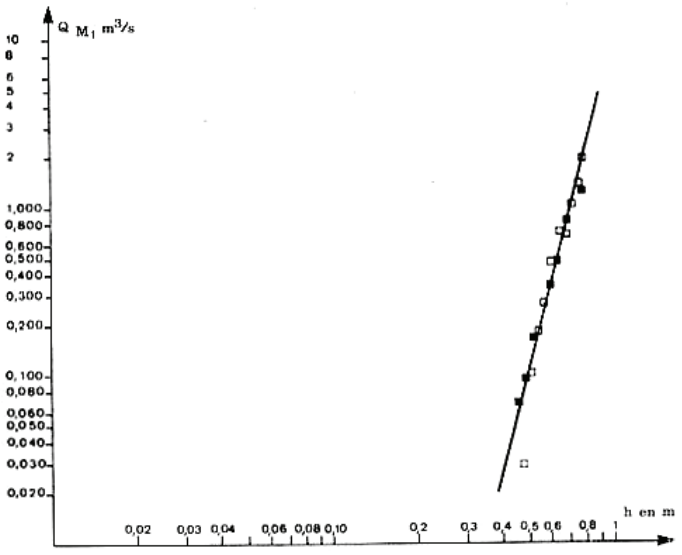


FIG. 20. — Courbes de tarage de la station M_1 (Baget), en coordonnées logarithmiques. Les carrés noirs sont relatifs à la 1re courbe, les carrés blancs à la 2e.

Une analyse de covariance entre ces deux courbes n'indique aucune différence significative au seuil de 5 % ($F = 0,31$ pour 14 degrés de liberté).

Avec la 2e courbe, la précision sur l'ensemble serait de 6,4 % ($\sigma = 0,026652$, $s = 0,00884$).

Prenons trois valeurs de tarage de la seconde période et comparons-les avec celles obtenues pour une même hauteur lors de la première période.

	2e période	1re période
1.	$Q = 0,045$	$Q = 0,096$
2	$Q = 0,425$	$Q = 0,345$
3	$Q = 1,800$	$Q = 1,280$

$\rho_1 = 6,12 \qquad \rho_2 = 9,60 \qquad \rho_3 = 62,40$

Pour 8 degrés de liberté au seuil de 0,1 %, la valeur critique de ρ est de 2,616.

Il existe bien un détarage entre la 1re et la 2e période.

3.2.2.3.2) *Corrélations entre les hauteurs d'eau mesurées en M_1 et M_2.*

Le limnigraphe est implanté sur le trop-plein lui-même ; la station limnimétrique est située légèrement en aval. Une étude des relations corrélatives existant entre les mesures réalisées au niveau du limnigraphe (M_2 : échelle comptée en sens inverse à

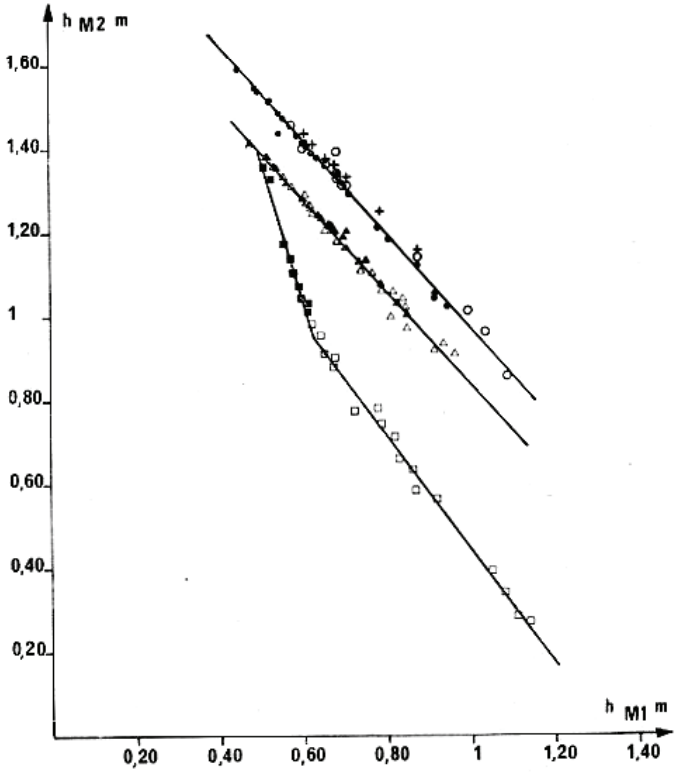


FIG. 21. — Relation entre les hauteurs d'échelles limnimétriques de la station M_2 et celles de la station M_1 (Baget). Les cercles noirs correspondent au cycle 1970, les cercles blancs à la période de novembre 1970 à février 1971, les signes plus à la période de mars 1971 à avril 1971, les triangles noirs à la période d'avril 1971 à juillet 1971, les triangles blancs au cycle 1972, les carrés noirs au cycle 1973 pour h_{M_2} 1 m, les carrés blancs au cycle 1973 pour h_{M_2} 1 m.

partir de la base du limnigraphe) et les hauteurs d'échelle M_1 a été effectuée. Lors des crues, les trop-pleins situés en amont du Moulo de Jaur fonctionnent et noient celui-ci. La mise en place d'un tube fermé sur lequel est implanté le limnigraphe permet cependant de s'affranchir en partie de l'influence des arrivées d'eau de l'amont. Ces dernières interviennent malgré tout et créent une charge supplémentaire sur la sortie des eaux.

Cette analyse de corrélation d'échelle pourrait rendre compte également des transformations survenues après les travaux effectués en avril 1971.

Les données sont fournies dans le tableau XXVII en annexe de la 2e partie.

a) Période précédant les travaux :

cycle 1970 :

$h_{M_2} = -1{,}183\ h_{M_1} + 2{,}135 \pm 0$, $r = -0{,}999$ (22 mesures) ;

début de cycle 1971 :

$h_{M_2} = -1{,}106\ h_{M_1} + 2{,}097 \pm 0{,}022$, $r = -0{,}998$ (12 mesures) ;

de février à avril 1971 :

$h_{M_2} = -1{,}012\ h_{M_1} + 2{,}044 \pm 0$, $r = -1$ (11 mesures).

Le cycle 1971 a été subdivisé afin de voir les modifications éventuelles apportées par la crue importante de février 1971 qui fut notamment responsable du détarage de la station M_1.

L'analyse de covariance entre les deux premières séries indique une différence significative au seuil de 1 % (F = 10 pour 20 degrés de liberté).

Il en est de même pour les deux dernières séries (F = 22 pour 31 degrés de liberté).

Ceci montre que d'un cycle à l'autre le fonctionnement du trop-plein se modifie légèrement.

La corrélation globale pour cette période est la suivante :

$h_{M_2} = -1{,}144\ h_{M_1} + 2{,}120 \pm 0{,}028$, $r = -0{,}996$ (45 mesures).

b) Nous analyserons séparément la fin du cycle 1971 et le cycle 1972 afin de voir si après les travaux effectués la station a subi une évolution.

Fin du cycle 1971 :

$h_{M_2} = -1{,}041\ h_{M_1} + 1{,}918 \pm 0$, $r = -0{,}998$ (14 mesures) ;

cycle 1972 :

$h_{M_2} = -1{,}111\ h_{M_1} + 1{,}952 \pm 0{,}002$, $r = -0{,}996$ (33 mesures).

L'analyse de covariance entre ces deux séries indique une différence significative au seuil de 5 %, une différence non significative au seuil de 1 % (F = 7 pour 44 degrés de liberté).

La corrélation globale de cette période est la suivante :

$h_{M_2} = -1{,}111\ h_{M_2} + 1{,}955 \pm 0{,}02$, $r = -0{,}996$ (47 mesures).

Le zéro des différentes échelles de M_1 n'ayant pas été placé au même niveau, nous avons effectué une translation tenant compte de cette différence pour les mesures relevées depuis avril 1970 jusqu'à la fin du cycle 1972 ; la corrélation obtenue est alors :

$h_{M_2} = -1{,}113\ h_{M_1} + 2{,}096 \pm 0$, $r = -0{,}998$ (47 mesures).

Ensuite, une analyse de covariance a été réalisée avec la série de mesures faites avant avril 1971. Il n'apparaît aucune différence significative au seuil de 5 % (F = 3 pour 89 degrés de liberté).

Ceci indique que ni les travaux de 1971 ni le détarage n'ont apporté de modifications importantes dans le fonctionnement du trop-plein.

c) Pour la période s'étendant de novembre 1972 à la fin du cycle 1973, la figure 21 montre une modification importante de la corrélation ne correspondant plus à une droite unique. L'obturation d'une partie de la sortie des eaux, en octobre 1972, est responsable de cette modification.

Pour $h_{M_2} < 1$ m, $h_{M_2} = -1{,}368\ h_{M_1} + 1{,}816 \pm 0{,}04$, $r = -0{,}996$ (17 mesures).

Pour $h_{M_2} > 1$ m, $h_{M_2} = -3{,}379\ h_{M_1} + 3{,}082 \pm 0{,}05$, $r = -1$ (9 mesures).

En conclusion nous constatons que l'analyse des covariances établie à partir des corrélations entre les

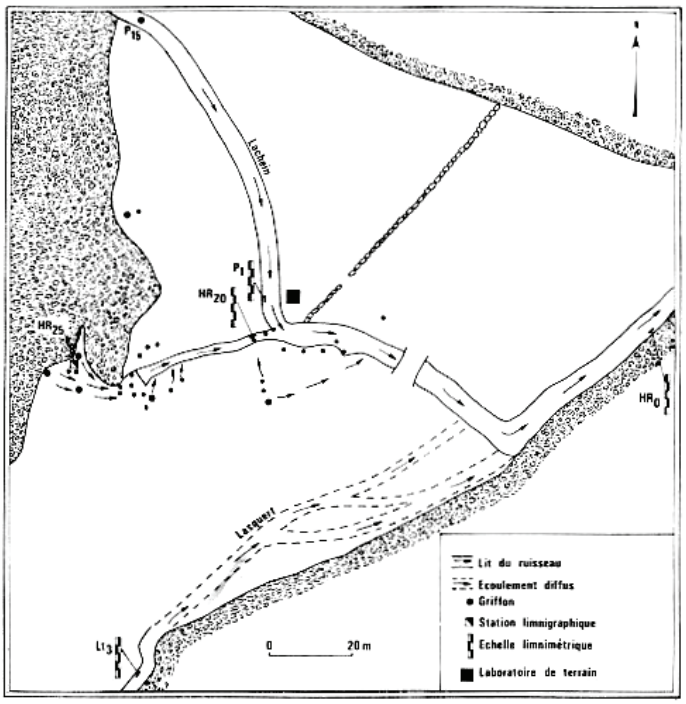


FIG. 22. — Carte du secteur de la Hillère.

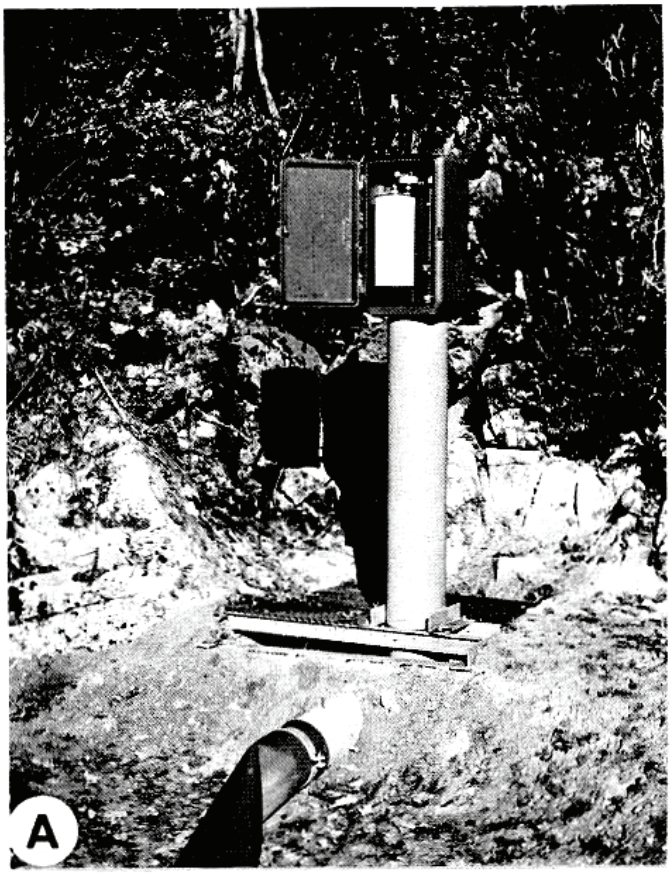








PLANCHE II.

Système karstique du Baget.

A : piézomètre HR_{25} (Hillère). B : lors des fortes mises en charge du système, le piézomètre HR_{25} est émissif et devient un exutoire important. C : piézomètre P_{15}. D : piézomètre P_{15} émissif, dans les mêmes conditions que HR_{25}.

hauteurs d'échelles M_1 et M_2 mettent en évidence l'évolution de ces stations, évolution naturelle, ou due à des modifications à la suite de travaux.

3.2.2.4) Secteur de la Hillère.

Au niveau de la Hillère, sur 1200 m² environ, fonctionne au moment des hautes eaux une quarantaine de griffons (fig. 22). Leur apparition est liée à la structure géologique et morphologique de ce secteur D'une part les réserves noyées latérales sont en quelque sorte barrées vers l'aval par le jeu d'une faille subméridienne qui place le contact du flysch ardoisier à proximité du drain. D'autre part, en raison d'un écoulement de surface (le Lasquert), la surface topographique est proche du niveau piézométrique (fig. 23). Lors des mises en charge, les réserves accumulées ne peuvent donc pas se répandre vers l'aval ; le niveau piézométrique s'élève rapidement et passe au-dessus de la surface topographique. L'équipement de ce secteur comprend plusieurs stations : HR_0 en aval, P_1 en amont, Lt_3 destinée à contrôler le Lasquert. L'échelle HR_{20} sert à surveiller une partie seulement des eaux issues des trop-pleins ; elle répond au même but que B_2 pour le secteur de Las Hountas. Une dernière station enfin (HR_{25}) a été équipée comme piézomètre ; elle permet ainsi de suivre l'évolution du plan d'eau lorsque les trop-pleins ne fonctionnent pas.

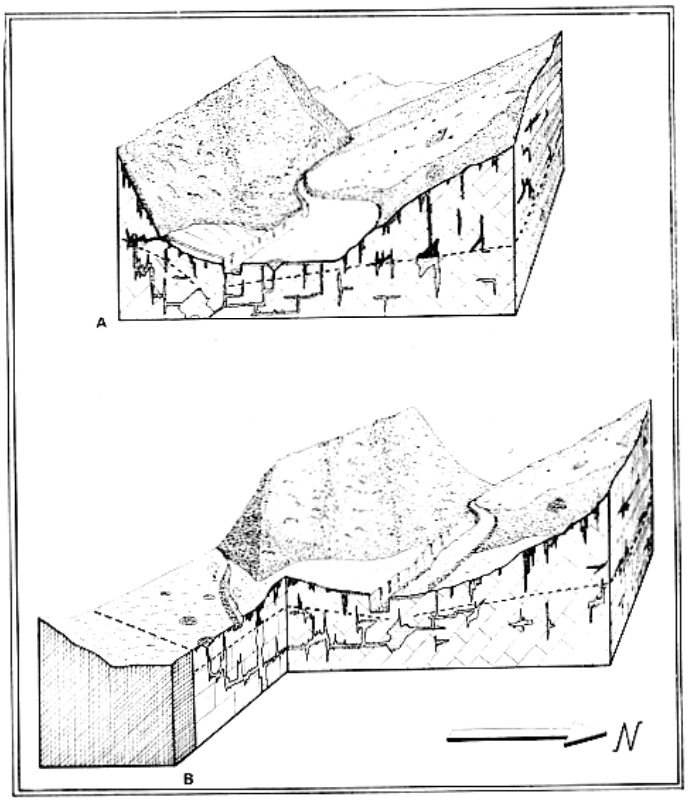


Fig. 23. — Blocs diagrammes du secteur de la Hillère. A. Schématisation du drainage et des systèmes annexes en liaison avec la karstification au niveau de P_{15}. B. Représentation mettant en évidence les raisons de l'apparition de multiples griffons lors de la mise en charge du drain et des systèmes annexes.

Comme pour Las Hountas, un laboratoire de terrain a été aménagé au niveau de ce secteur.

3.2.2.4.1) *Station HR_0.*

x : 492,78, y : 73,72 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude du zéro de l'échelle 509,42 m. Numéro de code : O 0485199794 (15048514).

Tableau 8.

Jaugeages au niveau de la station HR_0.

Dates	Echelles m	Débits m³/s
21 janv. 1970....	0,290	0,283
21 janv. 1970....	0,270	0,234
22 janv. 1970....	0,215	0,098
22 janv. 1970....	0,135	0,018
31 janv. 1970....	0,455	1,220
3 févr. 1970....	0,445	1,139
3 févr. 1970....	9,410	0,920
20 mars 1970....	0,565	2,298
28 mai 1971....	0,425	0,730
28 mai 1971....	0,460	0,960
29 mai 1971....	0,365	0,396
29 mai 1971....	0,335	0,272
2 juin 1971....	0,275	0,078
7 juin 1971....	0,515	1,366
28 janv. 1972....	0,540	1,508
27 févr. 1973....	0,590	2,116

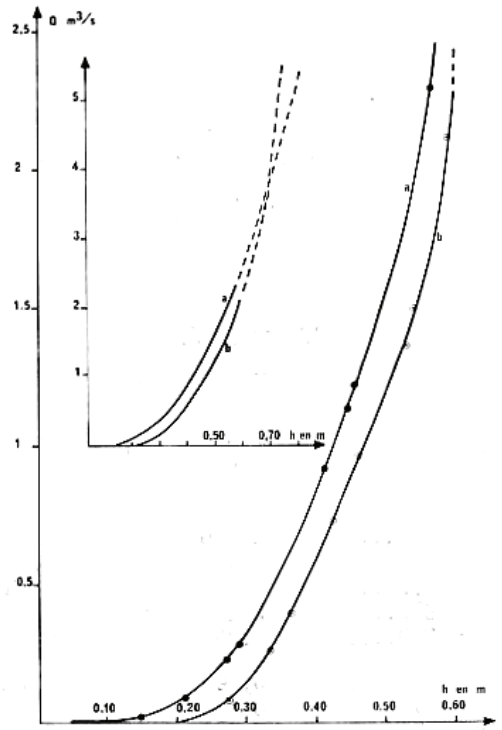


Fig. 24. — Courbes de tarage de la station HR_0 (Baget). Les cercles noirs correspondent à la première courbe de tarage, les points cerclés à la courbe actuelle.

La station HR_0 est située à 750 m en amont de Las Hountas. Sa mise en service date de janvier 1970. Equipée d'une échelle limnimétrique, elle a été modifiée le 25 mars 1971. Jusqu'à cette date, en effet, le seuil était naturel ; un seuil artificiel a été construit lors du remplacement de l'échelle :

$$h_1 = h_2 - 0{,}055 \text{ m.}$$

Le changement de seuil a conduit à un détarage de la station. Au total 16 jaugeages ont été réalisés : 8 de janvier 1970 au 25 mars 1971, 8 du 25 mars 1971 à la fin de 1973 (tableau 8, fig. 24 et 25).

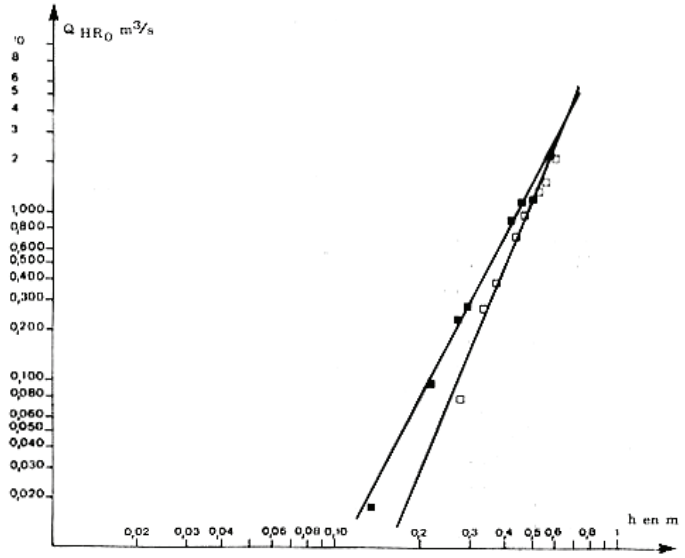


FIG. 25. — Courbes de tarage de la station HR_0 (Baget) en coordonnées logarithmiques. Les carrés noirs sont relatifs à la 1re courbe, les carrés blancs à la 2e.

Les courbes obtenues pour ces deux périodes sont respectivement :

$Q_1 = 15{,}71\ h^{3.32}$ (2,68), $r = 0{,}996$ (8 mesures) ;
$Q_2 = 21{,}95\ h^{4.15}$ (2,78), $r = 0{,}988$ (8 mesures).

L'analyse de covariance entre ces deux courbes indique une différence significative au seuil de 1 % ($F = 15{,}87$ pour 13 degrés de liberté).

TABLEAU 9.

Jaugeages au niveau de la station P_1.

Dates	Echelles m	Débits m³/s
31 janv. 1970....	0,230	0,379
3 févr. 1970....	0,160	0,188
3 févr. 1970....	0,115	0,088
20 mars 1970....	0,330	0,737
22 mars 1970....	0,055	0,031
28 mai 1971....	0,240	0,128
28 mai 1971....	0,195	0,058
7 juin 1971....	0,300	0,293
28 janv. 1972....	0,340	0,315
27 févr. 1973....	0,435	0,677

3.2.2.4.2) *Station P_1.*

x : 492,70, y : 73,80 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude du zéro de l'échelle : 511,63 m. Numéro de code : O 0485199780 (15048515).

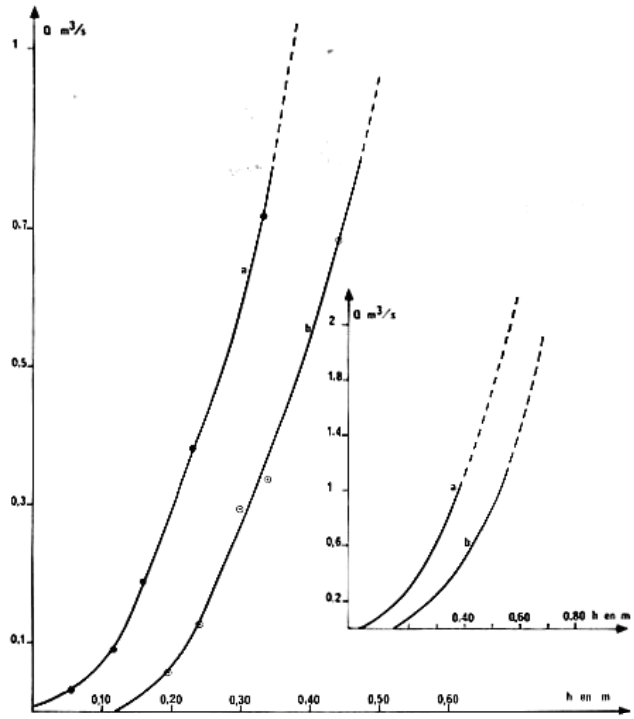


FIG. 26. — Courbes de tarage de la station P_1 (Baget). Les cercles noirs correspondent à la première courbe de tarage, les points cerclés à la courbe actuelle.

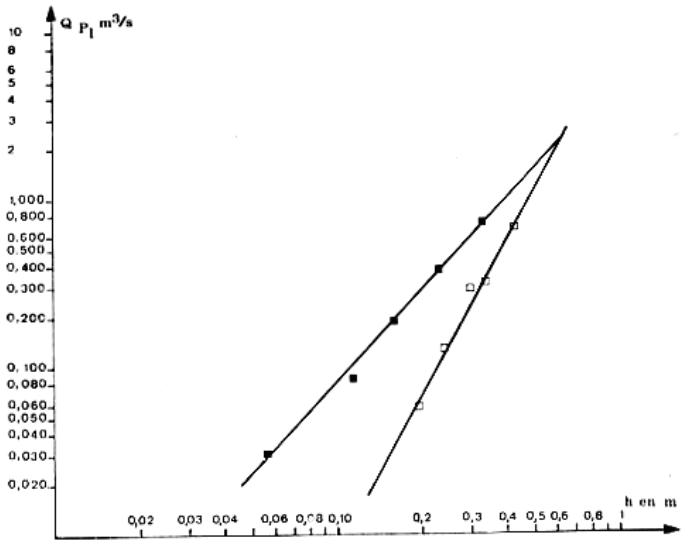


FIG. 27. — Courbes de tarage de la station P_1 (Baget) en coordonnées logarithmiques. Les carrés noirs sont relatifs à la 1re courbe, les carrés blancs à la 2e.

La station P_1 est située 140 m en amont de la station HR_0.

Elle a été mise en service en janvier 1970 et équipée à cette date d'une échelle limnimétrique. Comme pour HR_0

un changement d'échelle et une modification du seuil sont intervenus le 22 mars 1971 :

$$h_1 = h_2 - 0{,}12 \text{ m.}$$

Cette modification a entraîné un détarage : 5 jaugeages l'avaient précédé et 5 autres l'ont suivi (tableau 9, fig. 26 et 27).

Les courbes respectives sont :

$Q_1 = 5{,}2\ h^{1{,}80}$ (2,86), $r = 0{,}996$ (5 mesures) ;
$Q_2 = 8{,}59\ h^{3}$ (2,94), $r = 0{,}989$ (5 mesures).

L'analyse de covariance entre ces deux courbes indique une différence significative au seuil de 1 % ($F = 23{,}77$ pour 7 dgrés de liberté).

3.2.2.4.3) *Station Lt_3.*

x : 492,70, y : 73,68 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude du zéro de l'échelle : 515,05 m. Numéro de code : O 0485699987 (15048562).

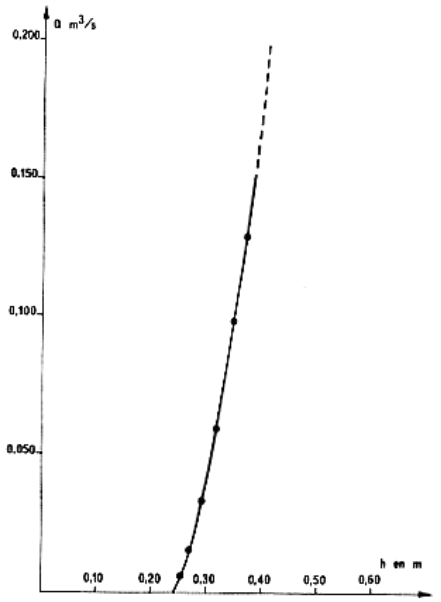


FIG. 28. — Courbe de tarage de la station Lt_3 (Baget).

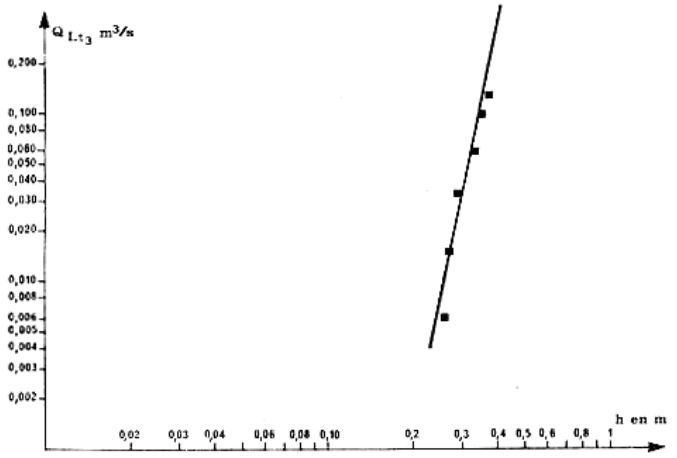


FIG. 29. — Courbe de tarage de la station Lt_3 (Baget) en coordonnées logarithmiques.

Cette station est située sur le Lasquert à 130 m de la confluence avec le ruisseau de Lachein.

Mise en service en mars 1971, elle est équipée depuis d'une échelle limnimétrique. Le seuil est artificiel.

7 jaugeages ont été effectués (tableau 10, fig. 28 et 29) ; la courbe est la suivante :

$Q = 743\ h^{8{,}38}$ (3,46), $r = 0{,}967$ (6 mesures).

TABLEAU 10.

Jaugeages au niveau de la station Lt_3.

Dates	Echelles m	Débits m³/s
28 janv. 1972....	0,345	0,098
27 févr. 1973....	0,365	0,129
28 févr. 1973....	0,315	0,059
1 mars 1973....	0,290	0,033
2 mars 1973....	0,270	0,015
3 mars 1973....	0,260	0,006

3.2.2.4.4) *Station HR_{20}.*

x : 492,71, y : 73,76 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude de zéro de l'échelle : 511,59 m. Numéro de code : O 0485699998 (15048561).

Au niveau de cette station ne transite qu'une partie des eaux issues du trop-plein de la Hillère. Elle est située à 20 m du ruisseau de Lachein.

TABLEAU 11.

Jaugeages au niveau de la station HR_{20}.

Dates	Echelles m	Débits m³/s
21 janv. 1970....	0,170	0,011
31 janv. 1970....	0,430	0,539
3 févr. 1970....	0,395	0,485
3 févr. 1990....	0,365	0,412
20 mars 1970....	0,490	0,746
24 mars 1970....	0,235	0,078
28 mai 1971....	0,400	0,279
28 mai 1971....	0,450	0,420
29 mai 1971....	0,320	0,065
29 mai 1971....	0,280	0,026
7 juin 1971....	0,500	0,626
28 janv. 1972....	0,500	0,646
27 févr. 1973....	0,580	0,746

Mise en service en janvier 1970, elle est équipée d'une échelle limnimétrique, modifiée le 22 mars 1972 :

$$h_1 = h_2 - 0{,}05 \text{ m.}$$

A cette date, la mise en place d'un seuil artificiel en béton a conduit à un détarage.

13 jaugeages ont été réalisés au total : 6 de début 1970 au 22 mars 1971, 7 du 22 mars 1971 à 1973 (tableau 11, fig. 30 et 31).

La 1re courbe obtenue est de la forme :

$Q_1 = 15{,}93\ h^{3{,}94}$ (3,54), $r = 0{,}983$ (6 mesures).

La 2e :

$Q_2 = 16{,}8\ h^{4{,}86}$ (3,13), $r = 0{,}976$ (7 mesures).

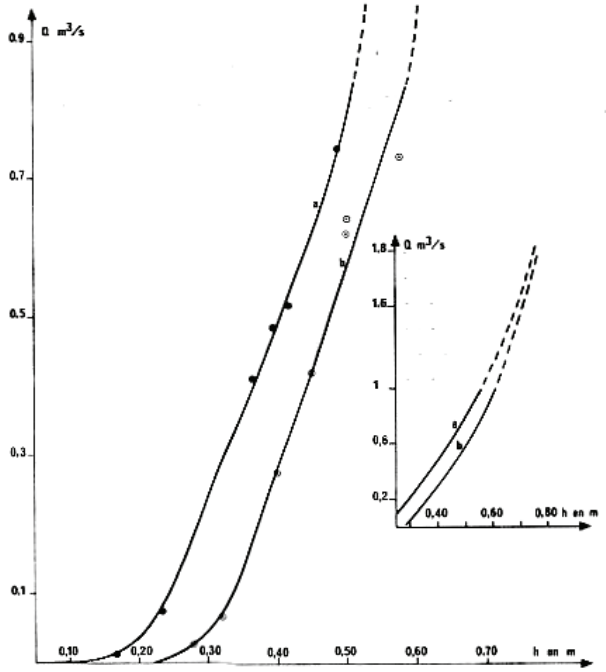


FIG. 30. — Courbes de tarage de la station HR_{20} (Baget). Les cercles noirs correspondent à la première courbe de tarage, les points cerclés à la courbe actuelle.

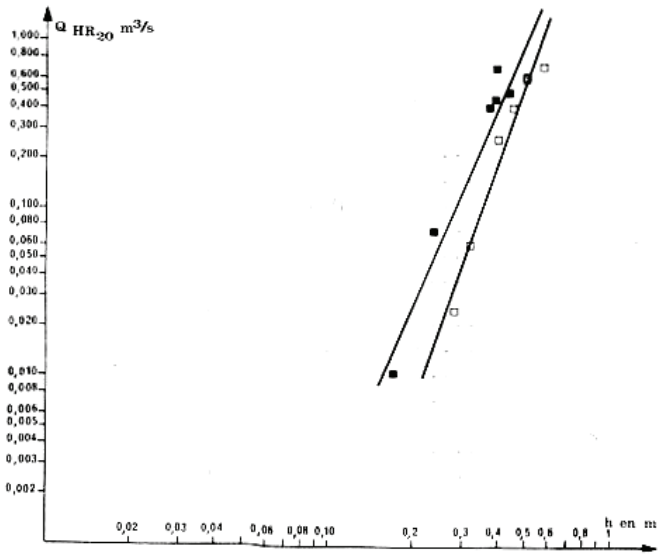


FIG. 31. — Courbes de tarage de la station HR_{20} (Baget) en coordonnées logarithmiques. Les carrés noirs sont relatifs à la 1re courbe, les carrés blancs à la 2e.

L'analyse de covariance entre ces deux courbes indique une différence significative au seuil de 1 % (F = 18,25 pour 10 degrés de liberté).

3.2.2.4.5) *Piézomètre HR_{25}.*

x : 492,70, y : 73,74 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude du zéro de référence : 514,15 m. Numéro de code : O 048580 (15048580).

Lors des crues, à 30 m au sud de la station HR_{20}, une étroite fissure fonctionnait en trop-plein. Afin d'obtenir des renseignements sur la piézométrie de l'aquifère, cette fissure a été dynamitée sur 12 mètres de profondeur environ et tubée sur toute sa longueur. Le passage créé donne accès à une excavation explorée par les plongeurs sur 6 m de profondeur à partir du niveau d'étiage ; au-delà, l'eau arrive par des fissures très étroites impénétrables. Ce piézomètre est équipé depuis le 3 décembre 1970 d'un limnigraphe O.T.T. 16 (réduction 1/50). L'altitude du zéro de l'échelle utilisée comme repère pour le limnigraphe est 504,85 m.

3.2.2.5) Secteur de P_{15}.

x : 492,70, y : 73,79 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude : 513,52 m. Numéro de code : O 048581 (15048581).

Lors des crues 600 m environ en amont de la station P_1, une sortie d'eau apparaît dans le lit du ruisseau du Lachein. Elle a été mise en évidence dès janvier 1971, notamment par des relevés de température de l'eau qui, à ce niveau, peut présenter des valeurs beaucoup plus élevées que celles habituellement enregistrées pour les sorties connues en aval (11°85 C parfois, pour une température voisine de 10°C pour les autres émergences ; la température des eaux de ruissellement varie entre 4 et 7°C).

Cette sortie a été aménagée à la fin de mars 1972 par captage de l'émergence grâce à un tube de 2 m de profondeur qui permet d'isoler ainsi ces eaux de celles du Lachein. Les mesures piézométriques ne sont possibles que lorsque le réseau est en charge ; seules des mesures ponctuelles dans le temps ont pu être effectuées. Lors de fortes crues, quatre griffons supplémentaires apparaissent dans la prairie et à proximité du ruisseau.

3.2.2.6) Secteur de la Peyrère.

Dans ce secteur, sont équipés une perte-émergence (P_2), une station (P_3) permettant de surveiller l'écoulement entre la Hille et la perte et un piézomètre (P_4) au niveau d'un gouffre.

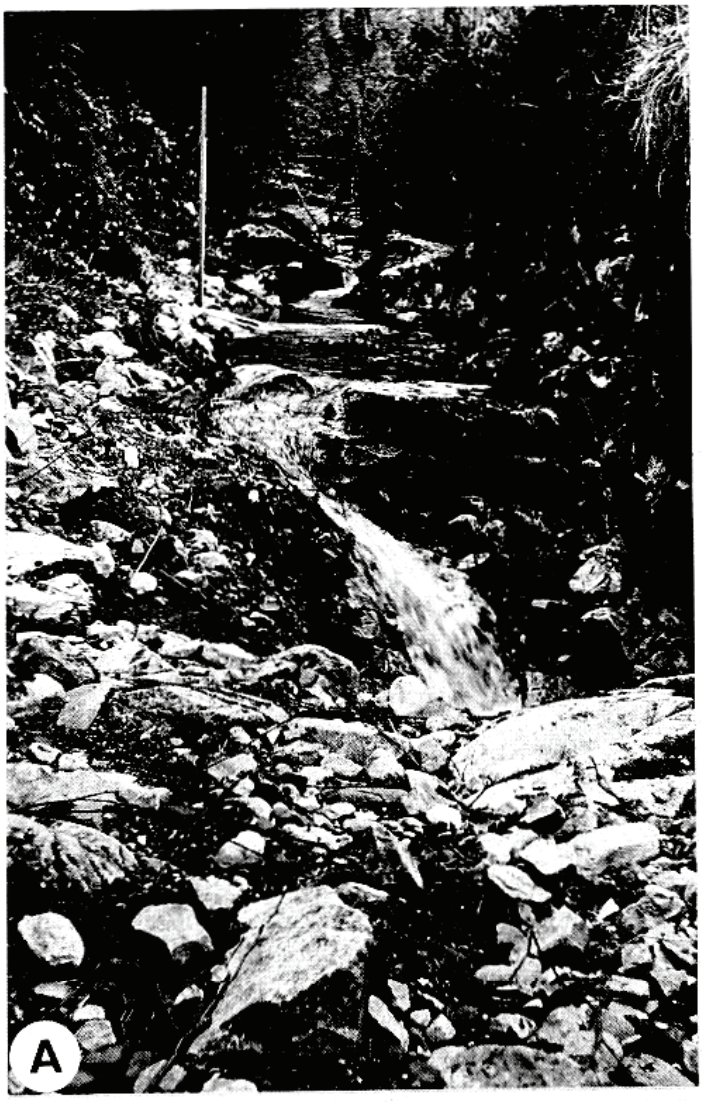
3.2.2.6.1) *Station P_2.*

x : 492,61, y : 73,82 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude du zéro de l'échelle : 516,10 m. Numéro de code : O 0485199772 (15048516).

La perte-émergence de la Peyrère est située dans le lit du ruisseau de Lachein à 180 m en amont de la station P_1, soit 990 m en amont de Las Hountas.

En basses eaux, le ruisseau de Lachein est à sec à son niveau. Pour de faibles crues, le ruisseau du Lachein, en eau au-delà de la Hille, se perd en ce point. Pour les crues plus importantes la perte se transforme en émergence. Nous verrons son fonctionnement plus loin.

La perte, désobstruée en mars 1971, donne accès sur un plan d'eau. Deux buses superposées protègent l'excavation ; quelques mètres en aval un seuil artificiel, construit le 22 mars 1971, complète l'installation. En



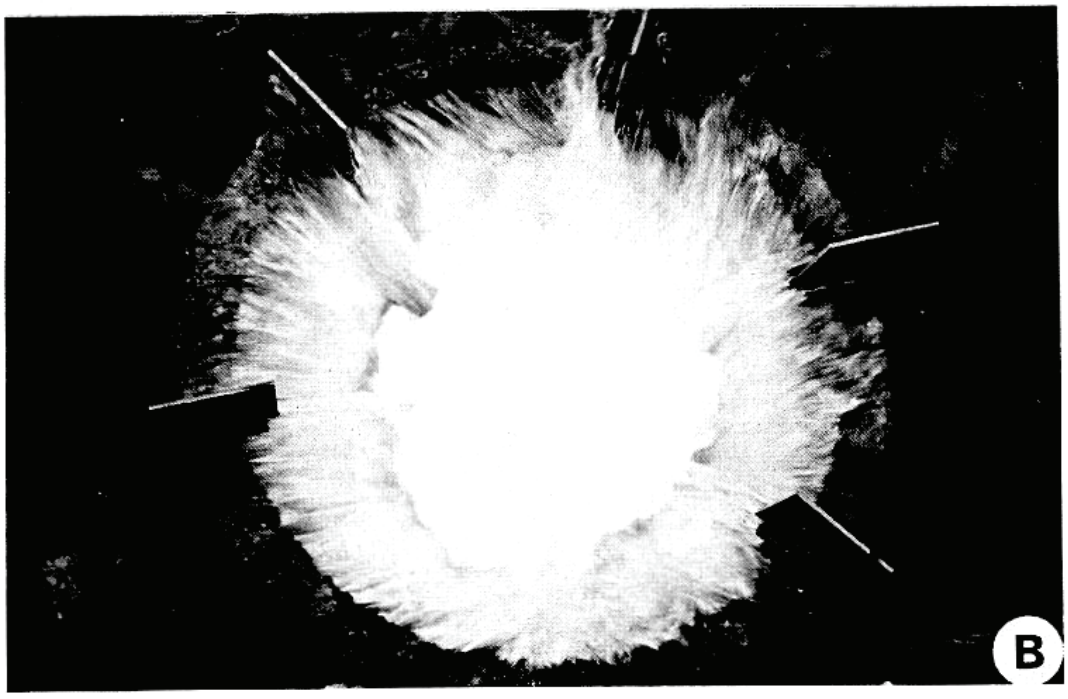


PLANCHE III.

Système karstique du Baget.
A : perte-émergence de la Peyrère (P_2) avant les travaux de 1971. B : aménagement de la perte-émergence de la Peyrère.
Dans les deux cas la perte P_2 est absorbante.

février 1970, cette station était équipée d'une échelle modifiée le 22 mars 1971.

A ces deux périodes correspondent deux courbes de tarage.

La première courbe est du type :

$Q = 3{,}35\ h^{1.78}$ (3,22), $r = 0{,}980$ (6 mesures).

Elle a été obtenue à partir de 6 jaugeages (tableau 12 fig. 32 et 33) et n'est valable que pour $Q \leq 0{,}860$ m³/s soit $h \leq 0{,}40$ m.

La seconde courbe est du type :

$Q = 26{,}46\ h^{2.76}$ (3,37), $r = 0{,}985$ (5 mesures).

Fondée sur 7 jaugeages, elle n'est valable que pour $Q \leq 0{,}400$ m³/s soit $h \leq 0{,}21$ m.

On constate que les travaux effectués en février 1971 ont profondément modifié le fonctionnement de cette perte-émergence.

TABLEAU 12.

Jaugeages au niveau de la station P_2.

Dates	Echelles m	Débits m³/s
23 janv. 1970....	0,095	0,040
4 févr. 1970....	0,185	0,130
20 mars 1970....	0,340	0,574
20 mars 1970....	0,300	0,443
21 mars 1970....	0,230	0,231
5 avril 1970....	0,070	0,040
28 mai 1971....	0,195	0,319
28 mai 1971....	0,160	0,174
29 mai 1971....	0,105	0,042
29 mai 1971....	0,090	0,030
1 juin 1971....	0,075	0,027
7 juin 1971....	0,250	0,195
28 juin 1972....	0,295	0,311

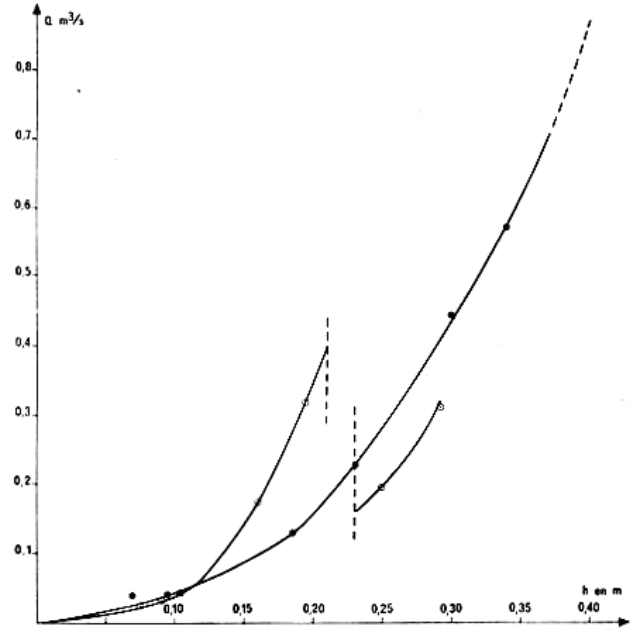


FIG. 32. — Courbes de tarage de la station P_2 (Baget). Les cercles noirs correspondent à la première courbe de tarage, les points cerclés à la courbe actuelle.

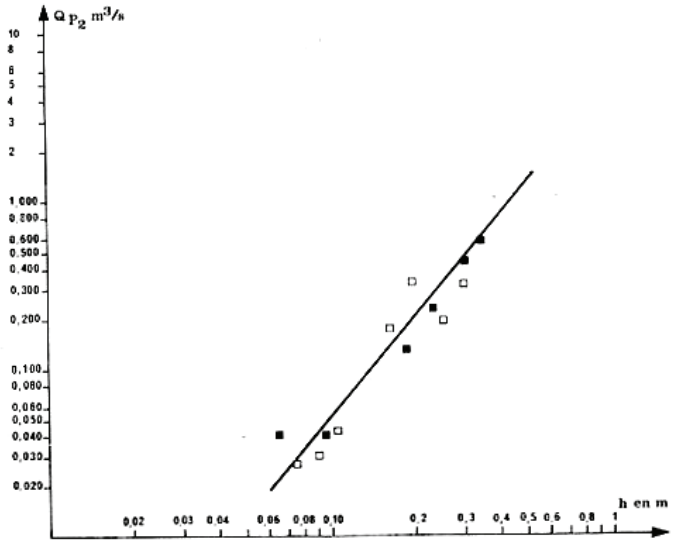


FIG. 33. — Courbes de tarage de la station P_2 (Baget) en coordonnées logarithmiques. Les carrés noirs sont relatifs à la 1re courbe, les carrés blancs à la 2e.

3.2.2.6.2) *Station P_3.*

x : 492,49, y : 73,86 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude du zéro de l'échelle : 521,78 m. Numéro de code : O 0485199758 (15048517).

Cette station, actuellement la plus éloignée de Las Hountas (1100 m), est située dans le ruisseau de Lachein ; elle permet d'évaluer les quantités d'eau qui transitent par ruissellement entre la Hille et la perte. Elle est également équipée en vue de filtrage pour l'étude soit des transports solides, soit des transits de faune épigée.

Mise en service en octobre 1973, cette station possède depuis d'une échelle limnimétrique. Le seuil est artificiel.

En mai 1974, un limnigraphe Richard (réduction 1/5) a été implanté. Aucun jaugeage n'a encore été effectué.

3.2.2.6.3) *Piézomètre P_4.*

x : 492,47, y : 73,83 (Aspet 4 au 1/20 000) altitude du bord du gouffre : 560 m. Numéro de code : O 048583 (15048583).

Le gouffre de la Peyrère est situé à 40 m au-dessus et au niveau de la station P_3 en rive droite du ruisseau de Lachein. En période d'étiage, le plan d'eau au fond du gouffre est atteint à une profondeur supérieure à 50 m (S.M.S.P., 1961). Plusieurs plongées effectuées de 1970 à 1973 ont permis d'atteindre la cote — 35 m (plus de 25 m sous le niveau de Las Hountas) par rapport au niveau d'étiage ; la galerie ainsi explorée a 3 m de diamètre ; sa pente est très forte. A partir d'octobre 1974 le piézomètre a été équipé d'un capteur de pression.

3.2.2.7) GOUFFRE DE SAINTE-CATHERINE (Sc).

x : 493,42, y : 73,78 (Aspet 4 au 1/20 000), altitude du bord du gouffre : 565 m. Numéro de code : O 048582 (15048582).

Le gouffre de Sainte-Catherine (voir pour sa description Ph. RENAULT, 1969) est situé à 65 m au-dessous de Las Hountas, en rive gauche du Lachein. Une succession de plusieurs salles permet d'aboutir à un plan d'eau dont la cote, en étiage, est à environ 1 m au dessus du niveau de Las Hountas. Cette eau, en relation avec Las Hountas (coloration positive de janvier 1968), oscille avec les mises en charge du réseau et correspond, comme pour la Peyrère, à un niveau piézométrique du karst noyé.

Le gouffre sera équipé dès octobre 1974 d'un capteur de pression.

3.2.2.8) REMARQUES A PROPOS DES DONNÉES SUR LES STATIONS DE MESURES.

Les remarques ont trait à la sensibilité des stations, à la précision des courbes de tarage et aux modifications apportées par les aménagements.

a) *Sensibilité des stations.*

La sensibilité, rappelons-le, est définie par la relation $\frac{dh}{dQ}$ (h étant la hauteur d'eau dans la section et Q le débit). La relation débit-hauteur d'eau est de la forme : $Q = Kh^n$, où K est une constante caractérisant la section ; la sensibilité de la station définie à partir de K et de n a pour expression :

$$\frac{dh}{dQ} = \frac{1}{nKh^{n-1}}$$

A titre d'exemple, selon les valeurs fournies par A. LENCASTRE (1961, p. 376) pour un déversoir rectangulaire (formule de Bazin) la sensibilité est de l'ordre de 0,3 pour h = 0,50 m, alors qu'un déversoir triangulaire dont l'angle est de 90° (formule de Thompson) offre une sensibilité de 0,8 pour h = 0,50 m.

Dans le tableau 13 figurent les sensibilités relatives aux stations situées en amont du Baget.

TABLEAU 13.

Stations	Sensibilité pour h = 0,5 m avant aménagement d'un seuil	Sensibilité pour h = 0,5 m après aménagement d'un seuil
B_3	0,17	0,12
M_1	0,76	0,81
HR_0	0,10	0,10
P_1	0,19	0,16
HR_{20}	0,12	0,18
P_2	0,29	0,05

En ce qui concerne B_1 la sensibilité est de 0,14 pour h = 0,50 m. Pour la même hauteur, la sensibilité de B_2 est extrêmement faible puisqu'elle atteint 9.10^{-4}.

Excepté M_1 dont la sensibilité est bonne (0,8 environ), toutes les autres stations, sauf B_2, présentent des sensibilités qui sans être mauvaises n'en sont pas moins peu élevées.

Il convient de souligner que les cours d'eau d'origine karstique sont généralement caractérisés par des variations de hauteur importantes, souvent supérieures au mètre. Or, on constate que l'exposant n de leurs courbes de tarage est très fort et que la construction d'un seuil tend encore à l'augmenter. Ces valeurs élevées de n sont dues à la géométrie complexe de la section et au régime du cours d'eau. L'expression figurée plus haut pour le calcul de la sensibilité met en évidence que, dans ces conditions, pour des valeurs de h voisines ou supérieures à 1, la sensibilité est beaucoup trop faible et l'obtention des débits difficiles. Il faut donc rechercher un compromis et perdre de la sensibilité pour les faibles hauteurs afin d'en obtenir davantage pour les hauteurs plus fortes.

b) *Précision de la courbe de tarage.*

En règle générale la précision sur la courbe de tarage est inférieure à 10 %. C'est pour B_1, station qui constitue le point de référence de l'ensemble du système, qu'elle est la meilleure avec 7,5 % pour les débits inférieurs à 0,150 m^3/s, et 2 % pour des débits supérieurs. Ceci est essentiellement dû au nombre de mesures important dont elle fut l'objet.

Si l'on compare la précision des courbes de tarages avec la sensibilité d'une station, on se rend compte que l'erreur relative sur la courbe de tarage n'est pas toujours inversement proportionnelle à la sensibilité.

Ainsi pour B_2 la précision est de 3,5 % alors que la sensibilité est très faible (9.10^{-4}) ; inversement pour B_3, la précision est de 10 % et la sensibilité de 0,17 ou 0,12. L'erreur sur la lecture de h est déterminante pour la précision de la courbe de tarage. En B_2 l'échelle est toujours facile à lire ; en B_3 au contraire un batillage important rend la lecture d'échelle difficile.

c) *Utilisation de courbes du type : $Q = Kh^n$.*

L'utilisation d'une telle courbe reste une approximation comme l'exemple de B_1 l'a laissé entrevoir. En effet, les détarages, parfois évidents sur les représentations graphiques, ne peuvent apparaître par l'analyse de covariance entre les courbes obtenues avant et après détarage.

d) *Comparaison d'échelles.*

Une comparaison destinée à tester la stabilité des stations ne peut se faire que si aucun apport ou aucune perte n'apparait entre les deux échelles. En

revanche, s'il existe des apports ou des pertes, il s'agit là d'une méthode très sensible qui permet de détecter leur évolution dans le temps. La relation d'échelle à échelle a donc été étudiée afin de mettre en évidence les modifications qu'auraient pu apporter les travaux sur l'aménagement de certains points du système ou sur son fonctionnement. Les résultats prouvent que ces travaux n'ont rien modifié, excepté en ce qui concerne P_2. A ce niveau, il semble que l'ouverture de la perte ait modifié profondément les conditions d'écoulement antérieures surtout lorsqu'elle fonctionne en émergence. La nouvelle courbe de tarage obtenue en P_2 est d'ailleurs très peu utilisable ; sa sensiblité est faible.

3.2.2.9) Conclusion.

L'aménagement de stations de mesures sur le système du Baget a porté sur les niveaux piézométriques et sur les stations de jaugeages. Les problèmes posés ont été différents bien que les installations soient souvent identiques.

Dans le premier cas, nous avons utilisé des piézomètres naturels, fissures ou gouffres. L'équipement des fissures est généralement facile. Quelques charges explosives permettent le plus souvent d'aménager un cheminement vertical du plan d'eau à la surface, rendant possible l'utilisation de limnigraphes à flotteurs. En revanche, les plans d'eau situés au fond de gouffres sont peu accessibles ; il convient alors de concevoir des techniques particulières de mesure, comme les capteurs de pression.

Dans le deuxième cas, la station doit répondre à trois critères : stabilité, sensibilité, précision. L'expérience des premières années et la crue dévastatrice de février 1971 nous ont conduit à penser que le premier critère était indispensable, fut-ce au détriment des deux autres. En effet, une station dont on craint l'instabilité nécessite des jaugeages fréquents. Aussi dès le printemps 1971 avons-nous construit des seuils en béton pour toutes les stations, sauf B_1 conservée comme élément de référence. Il a été alors possible de juger l'effet des travaux sur les critères de sensibilité et de précision. L'analyse des résultats montre que l'aménagement d'un seuil n'améliore pas forcément la sensibilité ; la modification apportée à la section, compte tenu du régime d'écoulement, peut l'abaisser. La construction d'un seuil se traduisant toujours par une croissance de l'exposant de la courbe de tarage et du coefficient K, la sensibilité peut diminuer. En outre, pour les fortes hauteurs d'eau (supérieures ou voisines de 1 m) la courbe risque de devenir inutilisable. Il est donc nécessaire de rechercher un compromis lors de l'édification d'un seuil. La sensibilité de la station sera plus faible pour les débits peu élevés mais sera acceptable pour l'ensemble de la courbe de tarage. Les travaux effectués ne paraissent pas, sauf pour P_2, avoir modifié le fonctionnement de l'ensemble du système du Baget.

3.2.3) Fonctionnement du système du Baget.

3.2.3.1) Fonctionnement de l'ensemble.

Nous avons signalé qu'au fur et à mesure de la mise en charge du système apparaissaient des trop-pleins (par ordre, le Moulo de Jaur, la Hillère, P_{15} et P_2) et que le ruissellement de surface se perd à des niveaux différents suivant l'importance des crues.

Le Moulo de Jaur commence à couler lorsque le débit en B_1 atteint 0,560 m³/s. A la précision des mesures près, ce seuil est extrêmement rigoureux : de 1969 à 1973, le Moulo de Jaur s'est mis en eau à 61 reprises et chaque fois le débit en B_1 a présenté la valeur de 0,560 m³/s. En revanche, ce trop-plein cesse de fonctionner pour des valeurs de débit en B_1 plus faibles, voisines de 0,460 m³/s ; le seuil de la fin des écoulements est beaucoup moins rigoureux que celui observé lors de la mise en charge. Dès le fonctionnement du Moulo de Jaur, les débits de l'exutoire de Las Hountas (désignés Q_H) croissent beaucoup plus lentement.

L'écoulement des premiers griffons de trop-pleins de la Hillère apparaît pour un débit en B_1 de l'ordre de 0,810 m³/s ; ces trop-pleins s'assèchent pour un débit du même ordre.

L'écoulement des griffons qui alimentent la station HR_{20} intervient pour des débits plus élevés : 1,050 m³/s en B_1. Ils cessent de couler pour cette même valeur.

Les griffons de la partie supérieure de la Hillère (niveau de HR_{25}) se mettent en eau et tarissent pour un seuil défini par un débit de 1,400 m³/s en B_1.

La perte-émergence de la Peyrère (P_2) fonctionne en émergence pour une mise en charge du système correspondant à un débit de 2,5 m³/s environ en B_1.

Le ruissellement de surface est beaucoup plus variable en ce qui concerne son fonctionnement. Lorsque le système est en crue il suit de façon étroite l'évolution de cette crue. Toutefois au printemps, il apparaît dès la moindre pluie et disparaît après l'épisode pluvieux, contrairement à ce qui se passe en hiver ou à la fin de l'été ; dans ce cas, il offre des valeurs de débit assez faibles.

Pour des débits d'étiage (inférieurs à 0,150 m³/s en B_1) le ruissellement sur les calcaires est négligeable. Pour des débits en B_1 compris entre 0,150 m³/s

et 1 m³/s le ruissellement qui provient de la région de Lachein se perd soit à la Hille soit en amont. Pour une mise en charge de 1 m³/s à 1,2 m³/s en B_1, la perte de la Hille ne suffit plus. L'eau se perd en P_2 dont le fonctionnement en tant que perte se produit dans l'intervalle de 1-1,2 m³/s à 2,5 m³/s en B_1.

Pour des débits en B_1 de l'ordre de 0,8 à 1 m³/s peut exister quelquefois au printemps un écoulement qui se poursuit jusqu'en P_2 ; dans ce cas, il est toujours très faible (inférieur à 0,030 m³/s). De même, lors des premières crues d'automne, le ruisseau de Gers, situé au nord de la Hille, peut présenter un écoulement soudain qui ne dure guère plus de 24 heures.

Le ruissellement du Lasquert suit une évolution comparable à celle du secteur de Lachein. Néanmoins ce ruissellement n'atteint les calcaires que pour une mise en charge du système plus importante (2 m³/s en B_1). Au printemps, un écoulement toujours faible peut également exister pour des débits en B_1 de 0,8 m³/s à 2 m³/s.

A ces différentes données, obtenues à partir des stations de jaugeages, il faut ajouter les enregistrements des piézomètres. Leurs variations ont montré qu'elles sont étroitement liées à celles des débits en B_1.

Afin de préciser l'évolution de la mise en charge du système, la méthode de l'analyse par corrélation et par covariance a été également utilisée.

3.2.3.2) Précisions sur le fonctionnement du système du Baget par l'étude de liaisons corrélatives entre différents points d'observation.

Les variables utilisées sont les débits et les hauteurs d'eau. La station B_1 étant la station représentative de l'ensemble du système, la plupart des liaisons ont été établies entre un point d'observation et B_1. Cette station donnant une image de l'état du système, le choix des variables se fait pour un temps donné, ce qui revient à comparer un débit ou un niveau piézométrique à l'état du système à un moment déterminé. Cette méthode implique qu'entre deux relevés ponctuels on ait pris garde de vérifier qu'il se soit passé un certain nombre d'événements de telle sorte que ces deux relevés puissent être considérés comme indépendants l'un de l'autre. (Une analyse d'autocorrélation a été faite sur la variable indépendante pour le choix des valeurs).

Une première analyse sur la liaison $B_3 - B_1$ met en évidence le fonctionnement de l'ensemble. Elle est complétée par celle de la liaison $M_1 - B_1$, M_1 représentant le Moulo de Jaur. L'analyse des liaisons des autres stations avec B_1 conduit essentiellement à partir des valeurs de B_1 à établir la valeur des débits de ces trop-pleins. Une mention particulière concerne la liaison $B_2 - B_1$: d'avril 1968 à juin 1969, B_1 n'était pas encore fonctionnel. A partir des enregistrements effectués en B_2 nous avons pu récupérer les données correspondant à B_1.

C'est par cette méthode que l'évolution du niveau piézométrique en HR_{25} a été suivie en fonction des débits B_1.

3.2.3.2.1) *Analyse des liaisons corrélatives entre les débits des stations B_3 et B_1* (fig. 34).

Plusieurs questions se posent quant au fonctionnement du système ; l'analyse des liaisons corrélatives entre les stations B_3 et B_1, a été effectuée en fonction de celles-ci.

1° Des modifications apparaissent-elles d'un cycle à l'autre ? Si oui, à quel moment et pourquoi ?

2° La crue de février 1971 ayant profondément modifié certains aspects extérieurs du système, en a-t-il découlé des répercutions profondes sur le fonctionnement du système ?

3° Après la crue de février 1971, la distribution des points sur le graphique (fig. 34) paraît subir une inflexion pour un débit Q_{B_1} de l'ordre de 2,2 m³/s. S'agit-il d'une réalité ?

La forte crue survenue en février 1971, au milieu d'un cycle, a conduit à analyser séparément les périodes situés avant et après cette crue.

a) *Données obtenues avant la crue de février 1971* (14).

Les relations entre Q_{B_3} et Q_{B_1} s'établissent comme suit :

A partir de jaugeages réalisés en décembre 1969 :

$$Q_{B_3} = 0{,}70\ Q_{B_1} - 0{,}329 \pm 0{,}183,$$
$$r = 0{,}994 \text{ (9 mesures).}$$

Durant le cycle 1970 :

$$Q_{B_3} = 0{,}772\ Q_{B_1} - 0{,}300 \pm 0{,}133,$$
$$r = 0{,}997 \text{ (29 mesures).}$$

Avec des données non datées de 1969 à 1970 :

$$Q_{B_3} = 0{,}667\ Q_{B_1} - 0{,}165 \pm 0{,}157,$$
$$r = 0{,}995 \text{ (12 mesures).}$$

(14) Les données relatives à B_1, B_3, M_1, HR_0, HR_{20}, P_1, Lt_3, P_2, HR_{25} constituent les tableaux XXVIII à XXXI, fournis en annexe de la 2e partie.

Le début du cycle 1971 est caractérisé par la formule suivante :

$$Q_{B_3} = 0{,}745_{B_1} \quad Q — 0{,}340 \pm 0{,}142,$$
$$r = 0{,}997 \text{ (19 mesures).}$$

L'analyse de covariance entre la 2e et la 3e série n'indique aucune différence significative au seuil de 5 % (F = 2,42 pour 38 degrés de liberté). Il est permis de regrouper l'ensemble de ces données. L'analyse de covariance entre la 1re et la 2e série in-

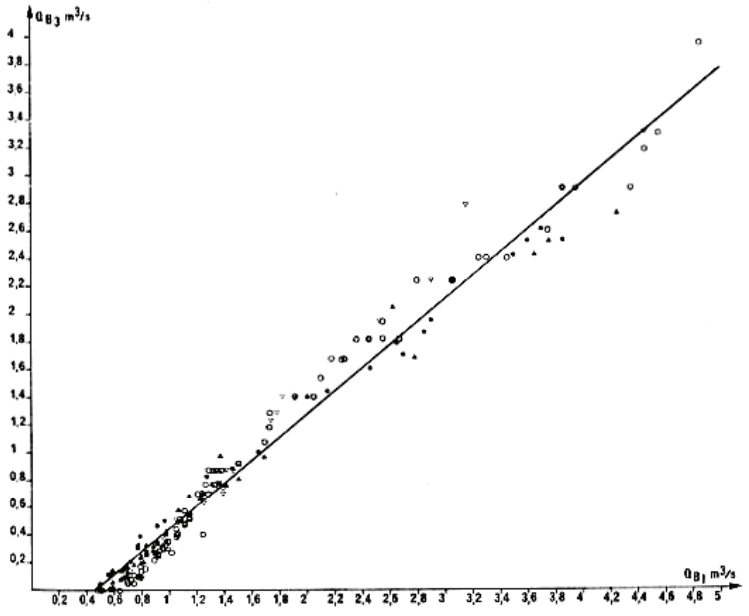


FIG. 34. — Relation entre les débits de la station B_3 et ceux de la station B_1 (Baget). Les cercles noirs correspondent au cycle 1970, les triangles noirs au cycle 1971, les cercles blancs au cycle 1972, les triangles blancs au cycle 1973.

dique une différence significative au seuil de 1 % (F = 26,53 pour 35 degrés de liberté). L'analyse de covariance entre la 4e série et les deux séries précédentes groupées indique une différence significative au seuil de 1 % (F = 9,93 pour 57 degrés de liberté). En revanche, l'analyse de covariance entre la 1re et la 4e série n'indique aucune différence significative au seuil de 1 % (F = 4,24 pour 25 degrés de liberté). Or, on remarque que les données de décembre 1969 et celles de 1971 correspondent à des données de début de cycle. *Il semblerait donc que les liaisons corrélatives* Q_{B_3} - Q_{B_1} *varient entre le début et la fin du cycle.* Les données de 1970 correspondent essentiellement à des valeurs obtenues en milieu et fin de cycle.

Pour la comparaison des données obtenues avant et après février 1971 nous prendrons une corrélation globale de 1969 à 1971 malgré les différences qui apparaissent entre certaines périodes. Cette corrélation est la suivante :

$$Q_{B_3} = 0{,}741 \; Q_{B_1} — 0{,}297 \pm 0{,}193,$$
$$r = 0{,}993 \text{ (69 mesures).}$$

b) *Données obtenues après la crue de février 1971.*

Lors de la période postérieure à février 1971 semble apparaître une rupture dans la droite de régression. Aussi, analyserons-nous la liaison pour des débits inférieurs à 2,2 m³/s en B_1 et pour des débits supérieurs à cette valeur.

Débits de B_1 inférieurs à 2,2 m³/s.

Avec les données de la fin du cycle 1971, les relations entre Q_{B_1} et Q_{B_3} s'établissent comme suit :

$$Q_{B_3} = Q_{B_1} — 0{,}565 \pm 0{,}126,$$
$$r = 0{,}984 \text{ (29 mesures).}$$

Avec celles du cycle 1972 :

$$Q_{B_3} = 1{,}09 \; Q_{B_1} — 0{,}700 \pm 0{,}115,$$
$$r = 0{,}990 \text{ (55 mesures).}$$

Avec celles du cycle 1973 :

$$Q_{B_3} = 1{,}13 \; Q_{B_1} — 0{,}761 \pm 0{,}131,$$
$$r = 0{,}988 \text{ (19 mesures).}$$

L'analyse de covariance entre la 1re et la 2e série indique une différence significative au seuil de 1 % (F = 11,49 pour 81 degrés de liberté). En revanche, l'analyse de covariance entre la 2e et la 3e série n'indique aucune différence significative au seuil de 5 % (F = 0,17 pour 71 degrés de liberté).

Parmi les données relatives à 1972 et à 1973 existent des valeurs concernant à la fois le début et la fin de ces cycles. Aussi peut-on se demander si la variation de la liaison corrélative en cours de cycle n'est pas responsable de la différence obtenue entre la 1re et la 2e série. Le résultat de cette analyse de covariance peut donc être interprété de deux façons différentes. Avant de répondre au problème posé il est nécessaire de poursuivre l'analyse des autres données. Nous utiliserons une corrélation d'ensemble des valeurs de février 1971 à fin 1973 :

$$Q_{B_3} = 1{,}063 \; Q_{B_1} — 0{,}657 \pm 0{,}127,$$
$$r = 0{,}987 \text{ (103 mesures).}$$

Débits de B_1 supérieurs à 2,2 m³/s.

Une seule corrélation a été possible avec les données recueillies de février 1971 à fin 1973 :

$$Q_{B_3} = 0{,}726 \; Q_{B_1} — 0{,}041 \pm 0{,}250,$$
$$r = 0{,}978 \text{ (28 mesures).}$$

L'analyse de covariance de cette liaison avec celle obtenue pour la même période, mais pour

$Q_{B_1} < 2{,}2$ m³/s n'indique aucune différence significative au seuil de 5 % (F = 0,05 pour 128 degrés de liberté).

L'inflexion apparente de la distribution des points correspondant à la liaison $Q_{B_3} - Q_{B_1}$ n'est pas réelle.

Pour comparer les périodes situées avant et après la crue de février 1971, nous devons établir la corrélation $Q_{B_3} - Q_{B_1}$ après février 1971 quelle que soit la valeur de Q_{B_1}. Cette corrélation est la suivante :

$$Q_{B_3} = 0{,}877\ Q_{B_1} - 0{,}451 \pm 0{,}225,$$
$$r = 0{,}991 \text{ (131 mesures).}$$

L'analyse de covariance entre cette liaison et celle obtenue avant février 1971 indique une différence significative au seuil de 1 % (F = 11,79 pour 197 degrés de liberté). Mais, ce résultat est-il dû à l'action de la crue de février 1971 ou au fait que, pour la période postérieure à février 1971, les données utilisées ne concernent pratiquement pas les débuts de cycle ?

Pour répondre à cette question nous n'avons pas tenu compte parmi les données postérieures à février 1971 de toutes celles relatives à des débuts de cycle. Dans ces conditions, la corrélation obtenue est la suivante :

$$Q_{B_3} = 0{,}867\ Q_{B_1} - 0{,}435 \pm 0{,}233,$$
$$r = 0{,}992 \text{ (14 mesures).}$$

L'analyse de covariance entre cette liaison et celle obtenue en 1969-1970 (durant ce cycle, seules ont été utilisées des données de milieu et de fin de cycle) n'indique aucune différence significative au seuil de 5 % (F = 2,29 pour 132 degrés de liberté).

Nous pouvons dès lors admettre que la crue de février 1971 n'a apporté aucune modification au fonctionnement du système.

De 1969 à 1973, les liaisons corrélatives entre les débits de Q_{B_3} et de Q_{B_1} peuvent également se présenter de la façon suivante :

1° Pour les tout débuts de cycles :

$$Q_{B_3} = 0{,}731\ Q_{B_1} - 0{,}338 \pm 0{,}163,$$
$$r = 0{,}995 \text{ (28 mesures).}$$

2° Pour les périodes situées entre début et fin de cycle :

$$Q_{B_3} = 0{,}833\ Q_{B_1} - 0{,}392 \pm 0{,}252,$$
$$r = 0{,}989 \text{ (148 mesures).}$$

3° Pour les périodes de fin de cycle :

$$Q_{B_3} = 0{,}964\ Q_{B_1} - 0{,}492 \pm 0{,}174,$$
$$r = 0{,}993 \text{ (24 mesures).}$$

4° En moyenne :

$$Q_{B_3} = 0{,}823\ Q_{B_1} - 0{,}388 \pm 0{,}261,$$
$$r = 0{,}988 \text{ (200 mesures).}$$

L'analyse de covariance entre les liaisons de début et de fin de cycle indique bien une différence significative au seuil de 1 % (F = 10,12 pour 49 degrés de liberté).

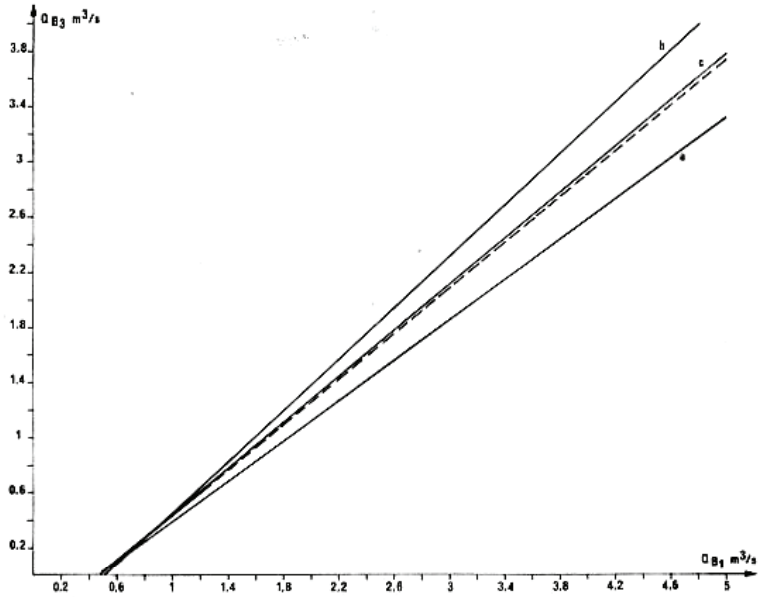


FIG. 35. — Représentation synthétique des relations entre les débits de la station B_3 et ceux de la station B_1 (Baget). La droite en pointillé correspond à la relation moyenne, la droite (a) à celle du début du cycle, la droite (b) à celle du milieu du cycle, la droite (c) à celle de la fin du cycle.

Ces résultats mettent en évidence le fait que les trop-pleins ne fonctionnent pas de la même manière en début et en fin de cycle. A débit égal en B_1 (état du système à un moment donné) le débit de l'ensemble des trop-pleins est plus faible en début qu'en fin de cycle (fig. 35). Il en résulte que lorsque les trop-pleins fonctionnent, le débit de Las Hountas, pour un débit donné en B_1, est plus important en début qu'en fin de cycle. Ceci se comprend si l'on admet que lors des crues, les débits issus des trop-pleins croissent beaucoup plus rapidement vers la fin du cycle qu'au début. A apport égal, cette croissance plus rapide n'est possible qu'en raison d'une saturation plus importante des réserves souterraines.

Pour les débuts de cycle, le coefficient de corrélation est très significatif (0,995) ce qui montre une faible dispersion. En revanche il est plus faible (0,989) pour la période de milieu de cycle ; ceci dénote une plus forte dispersion que marque bien l'erreur-standard sur la corrélation. Le coefficient s'améliore à nouveau pour les fins de cycles. On remarque égale-

ment que vers la fin des cycles la pente de la droite de régression tend vers 1. Cela signifie que la croissance des débits de trop-pleins va cesser, les débits relatifs à Las Hountas ne peuvent décroître en cours de crue.

Cette ensemble de considérations amène à penser que les premières crues ne reconstituent pas les réserves ; ce sont les crues de milieu de cycle (période de février à mars) qui jouent ce rôle, de façon rapide d'ailleurs. Ensuite l'accroissement des réserves se ralentit et ne progresse que lentement jusqu'à saturation (pente de régression égale à 1).

3.2.3.2.2) *Analyse des liaisons corrélatives entre les débits des stations M_1 et B_1* (fig. 36).

Les problèmes posés par la liaison M_1 — B_1 sont identiques à ceux concernant la liaison B_3 — B_1. La rupture de pente apparente de la régression apparaît pour un débit en M_1 de 1 m³/s.

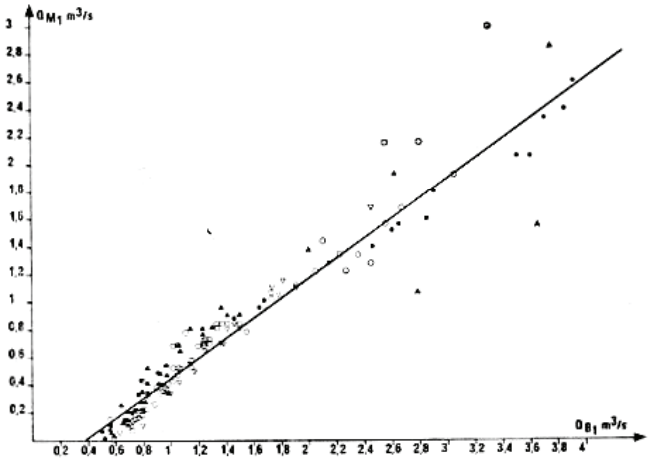


FIG. 36. — Relation entre les débits de la station M_1 et ceux de la station B_1 (Baget). (Mêmes symboles que la figure 34).

a) *Données obtenues avant la crue de février 1971. Débits $Q_{M_1} < 1$ m³/s.*

Les relations entre Q_{M_1} et Q_{B_1} s'établissent comme suit :

Avec les données du cycle 1969-1970 :

$$Q_{M_1} = 0{,}838\ Q_{B_1} - 0{,}838 \pm 0{,}126,$$
$$r = 0{,}976 \text{ (15 mesures).}$$

Avec les données du début du cycle 1971 :

$$Q_{B_1} = 0{,}961\ Q_{B_1} - 0{,}436 \pm 0{,}210,$$
$$r = 0{,}945 \text{ (12 mesures).}$$

L'analyse de covariance entre les deux séries n'indique aucune différence significative au seuil de 5 % (F = 0,80 pour 24 degrés de liberté).

La corrélation globale pour ces deux séries est alors :

$$Q_{M_1} = 0{,}896\ Q_{B_1} - 0{,}389 \pm 0{,}162,$$
$$r = 0{,}960 \text{ (27 mesures).}$$

Débits $Q_{M_1} > 1$ m³/s.

Nous n'avons pu réaliser qu'une seule corrélation de début 1969 à février 1971 :

$$Q_{M_1} = 0{,}700\ Q_{B_1} - 0{,}351 \pm 0{,}600,$$
$$r = 0{,}857 \text{ (16 mesures).}$$

Compte tenu du coefficient de corrélation et du nombre de mesures, la valeur de la corrélation n'est pas très bonne (r = 0,854 au seuil de 1 % pour 16 mesures).

L'analyse de covariance n'indique aucune différence significative au seuil de 5 % entre la liaison relative à des débits $Q_{B_1} < 1$ m³/s et celle concernant des débits $Q_{M_1} > 1$ m³/s (F = 2,94 pour 40 degrés de liberté).

L'ensemble des points correspondant à la liaison Q_{M_1} - Q_{B_1} se répartit suivant une seule et même droite. De 1969 à février 1971 la corrélation globale quel que soit Q_{M_1} est la suivante :

$$Q_{M_1} = 0{,}655\ Q_{B_1} - 0{,}186 \pm 0{,}385,$$
$$r = 0{,}969 \text{ (43 mesures).}$$

b) *Données obtenues après la crue de février 1971.*

Débit $Q_{M_1} < 1$ m³/s.

Les relations entre Q_{M_1} et Q_{B_1} s'établissent de la façon suivante.

Avec les données de la fin du cycle 1971 :

$$Q_{M_1} = 1{,}108\ Q_{B_1} - 0{,}581 \pm 0{,}123,$$
$$r = 0{,}989 \text{ (18 mesures).}$$

Avec celles du cycle 1972 :

$$Q_{M_1} = 0{,}965\ Q_{B_1} - 0{,}531 \pm 0{,}137,$$
$$r = 0{,}962 \text{ (43 mesures).}$$

Avec celles du cycle 1973 :

$$Q_{M_1} = 0{,}907\ Q_{B_1} - 0{,}511 \pm 0{,}102,$$
$$r = 0{,}981 \text{ (16 mesures).}$$

L'analyse de la covariance entre les données de fin et de début du cycle 1971 n'indique aucune différence significative au seuil de 5 % (F = 0,10 pour 25 degrés de liberté).

Ce résultat confirme ce que nous avions déjà exprimé : la crue de février 1971 n'a en rien modifié le fonctionnement des trop-pleins.

En revanche l'analyse de covariance entre la 1re et la 2e série indique une différence significative au

seuil de 1 % (F = 14,33 pour 56 degrés de liberté). Celle réalisée entre la 2e et la 3e série n'indique aucune différence significative au seuil de 1 % (F = 5,46 pour 56 degrés de liberté). Enfin celle effectuée entre la 1re et la 3e série indique une différence significative encore plus importante qu'entre la 1re et la 2e série (F = 28,92 pour 29 degrés de liberté).

Nous remarquerons que pour M_1 il n'apparaît pas de problèmes relatifs à des différences significatives au seuil de 5 % entre le début et la fin du cycle 1971.

Les réserves responsables de la modification de la corrélation entre le début et la fin des cycles doivent se situer en aval du Moulo de Jaur. Les différences qui apparaissent entre les cycles 1971 - 1972, 1971 - 1973 semblent devoir être imputées au cycle 1971. En effet, la pente de la courbe de régression est forte et supérieure à 1. Par ailleurs cette régression indique que lors de la mise en charge du système, le débit $Q_{B_1} - Q_{M_1}$ diminue, ce qui est inexact. On peut en déduire un mauvais ajustement de la régression $Q_{M_1} - Q_{B_1}$ pour 1971 malgré un fort coefficient de corrélation : ceci est vraisemblablement dû au fait qu'il n'existe pas assez de points vers les extrémités. L'analyse de covariance entre le début et la fin du cycle 1971 devrait montrer un F encore plus petit que celui obtenu qui était égal à 0,10 et n'indiquait déjà aucune différence significative au seuil de 5 %.

La corrélation globale de 1971 à 1973 pour des débits $Q_{M_1} < 1$ m³/s est la suivante :

$$Q_{M_1} = 0{,}938\ Q_{B_1} - 0{,}498 \pm 0{,}147,$$
$$r = 0{,}959 \text{ (75 mesures).}$$

Débits $Q_{M_1} > 1$ m³/s.

La corrélation a été établie à partir d'une seule série de mesures. On obtient :

$$Q_{M_1} = 0{,}975\ Q_{B_1} - 0{,}735 \pm 0{,}440,$$
$$r = 0{,}906 \text{ (21 mesures).}$$

Pour cette période, l'analyse de covariance entre les débits Q_{M_1} inférieurs et supérieurs à 1 m³/s indique une différence significative au seuil de 1 % (F = 9,33 pour 93 degrés de liberté).

La rupture de pente dans la distribution des points n'est plus apparente. Nous verrons l'explication qui peut être donnée à cela lorsque sera analysé plus en détail le fonctionnement du trop-plein du Moulo de Jaur. Afin d'établir une comparaison avec la régression $Q_{B_3} - Q_{B_1}$, la différence lors de la période 1971-1973 entre les séries correspondant à Q_{M_1} inférieur et supérieur à 1 m³/s étant faible, toutes les données de $Q_{M_1} - Q_{B_1}$ ont été regroupées en une seule corrélation :

$$Q_{M_1} = 0{,}729\ Q_{B_1} - 0{,}277 \pm 0{,}331,$$
$$r = 0{,}964 \text{ (139 mesures).}$$

L'analyse de covariance entre cette corrélation et celle relative à $Q_{B_3} - Q_{B_1}$ n'indique aucune différence significative au seuil de 5 % (F = 2,61 pour 336 degrés de liberté). Il en résulte que les mesures effectuées en M_1 sont comparables à celles fournies par B_3. Toutefois, la liaison $Q_{B_3} - Q_{B_1}$ présente des variations qui mettent en évidence la manière dont s'effectuent les réserves dans la partie située en aval du système.

3.2.3.2.3) *Analyse des liaisons corrélatives entre les débits des stations HR_0, P_1, HR_{20}, Lt_3, P_2, B_2 et ceux de B_1.*

Pour la plupart de ces stations, une première série de mesures avait été effectuée avant la crue de février 1971. L'analyse de covariance entre ces séries et celles relatives à la période postérieure à février 1971 n'a pas indiqué sauf pour P_2, de différence significative. Aussi ne donnerons-nous que la corrélation globale effectuée sur l'ensemble des données.

Station HR_0 (fig. 37) :

$$Q_{HR_0} = 0{,}678\ Q_{B_1} - 0{,}550 \pm 0{,}209,$$
$$r = 0{,}991 \text{ (118 mesures).}$$

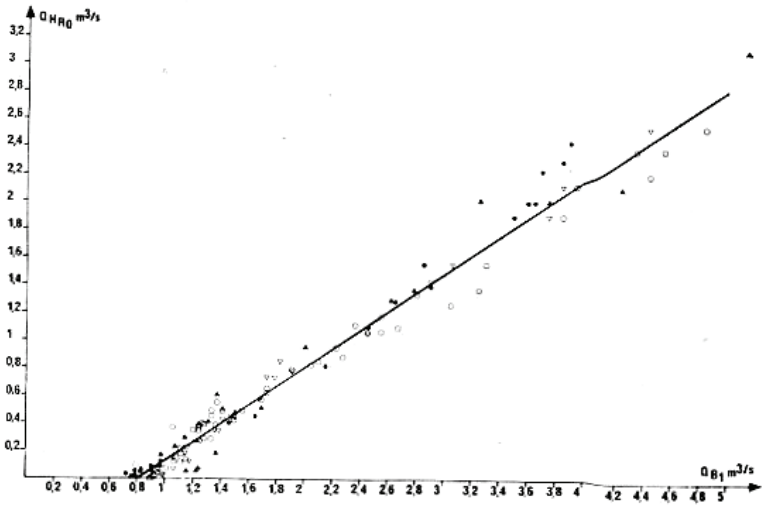


FIG. 37. — Relation entre les débits de la station HR_0 et ceux de la station B_1 (Baget). (Mêmes symboles que la figure 34).

Station P_1 (fig. 38) :

$$Q_{P_1} = 0{,}327\ Q_{B_1} - 0{,}654 \pm 0{,}155,$$
$$r = 0{,}961 \text{ (43 mesures).}$$

Station HR_{20} (fig. 39) :

$$Q_{HR_{20}} = 0{,}250\ Q_{B_1} - 0{,}077 \pm 0{,}280,$$
$$r = 0{,}897 \text{ (95 mesures).}$$

Station Lt_3 (fig. 40) :

$$Q_{Lt_3} = 0{,}030\ Q_{B_1} - 0{,}015 \pm 0{,}041,$$
$$r = 0{,}908 \text{ (29 mesures).}$$

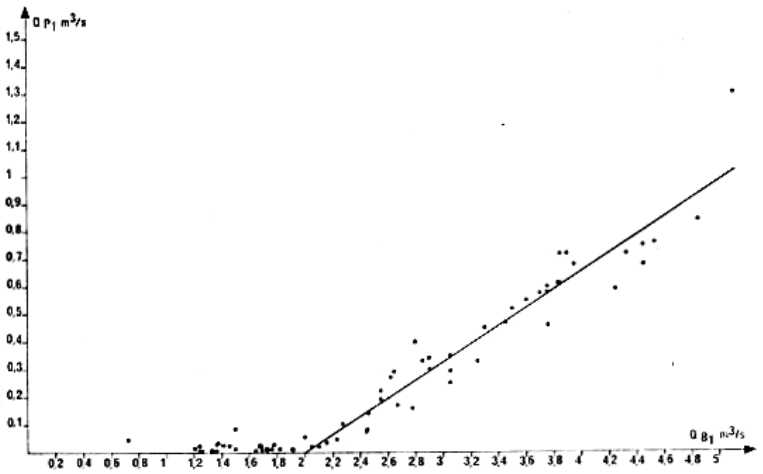


FIG. 38. — Relation entre les débits de la station P_1 et ceux de la station B_1 (Baget). (Mêmes symboles que la figure 34).

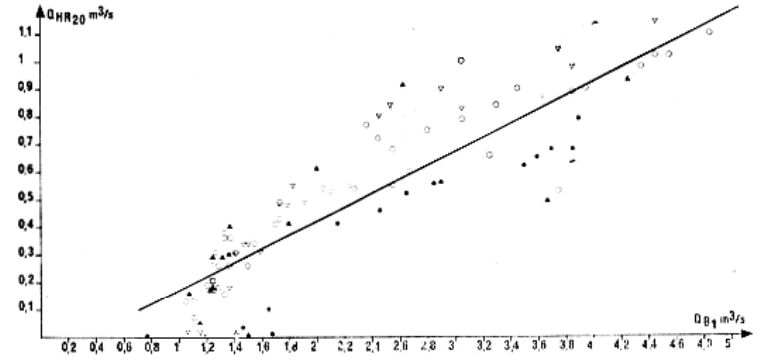


FIG. 39. — Relation entre les débits de la station HR_{20} et ceux de la station B_1 (Baget). (Mêmes symboles que la figure 34).

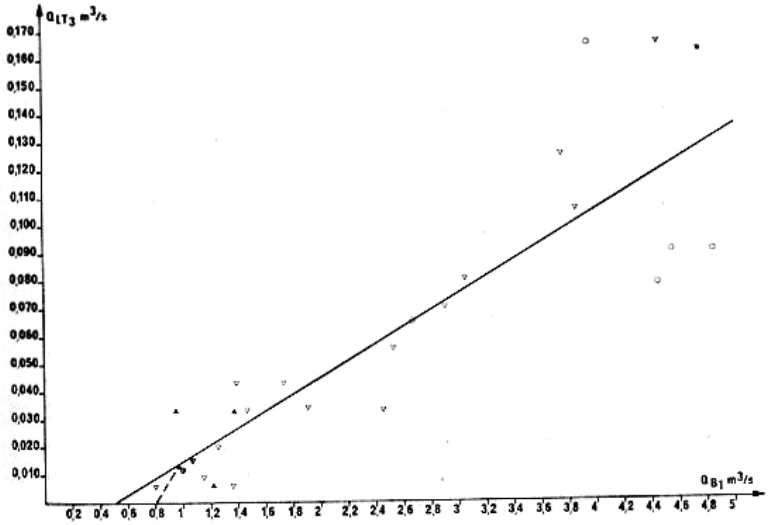


FIG. 40. — Relation entre les débits de la station Lt_3 et ceux de la station B_1 (Baget). (Mêmes symboles que la figure 34).

Station B_2 (fig. 41) :

Du fait du fonctionnement des trop-pleins, la liaison corrélative pour B_2 se présente sous forme de deux droites, la rupture apparaissant pour $Q_{B_1} = 0{,}520$ m³/s. Les données utilisées correspondent à des jaugeages (tableau XXXII en annexe de la 2e partie).

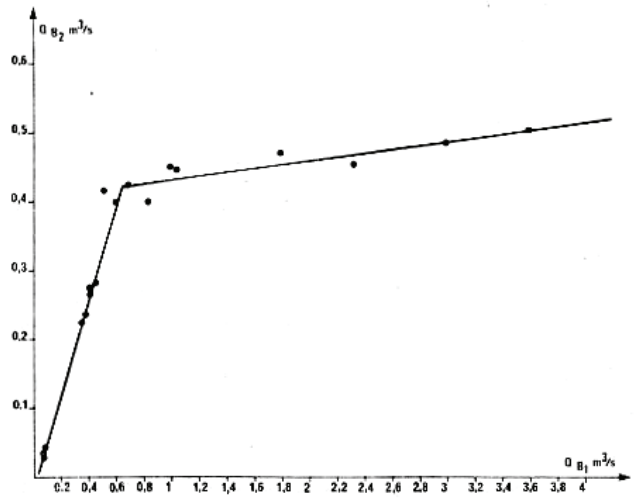


FIG. 41. — Relation entre les débits de la station B_2 et ceux de la station B_1 (Baget).

Si $Q_{B_1} \geqslant 0{,}520$ m³/s :

$$Q_{B_2} = 0{,}028\ Q_{B_1} + 0{,}403 \pm 0{,}032,$$
$$r = 0{,}899 \text{ (10 mesures).}$$

Si $Q_{B_1} < 0{,}520$ m³/ :

$$Q_{B_2} = 0{,}684\ Q_{B_1} - 0{,}015 \pm 0,$$
$$r = 0{,}998 \text{ (8 mesures).}$$

La liaison corrélative est suffisamment acceptable pour que les débits moyens journaliers en B_1 puissent être obtenus à partir des valeurs mesurées en B_2. En fonction de ce résultat ont pu être estimées les valeurs de Q_{B_1} pour la période d'avril 1968 à juin 1969 (après avoir refait la corrélation $Q_{B_2} - Q_{B_1}$). Mais comme nous l'avons vu, la station B_2 est très peu sensible ; c'est pourquoi dès juin 1969, nous avons

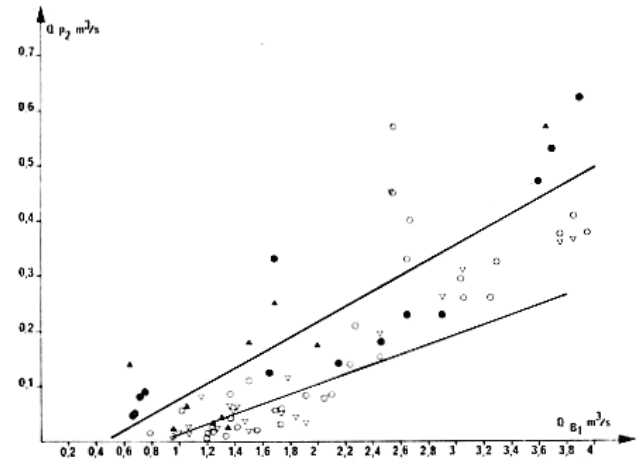


FIG. 42. — Relation entre les débits de la station P_2 et ceux de la station B_1 (Baget). (Mêmes symboles que la figure 34).

changé l'équipement afin d'avoir une plus grande précision sur les valeurs de débit de l'écoulement issu du système.

Station P_2 (fig. 42).

Les relations entre Q_{P_2} et Q_{B_1} s'établissent comme suit :

— données de 1970 à 1971 :

$$Q_{P_2} = 0{,}140\ Q_{B_1} - 0{,}065 \pm 0{,}177,$$
$$r = 0{,}884 \text{ (24 mesures)}.$$

— données de 1971 à 1973 :

$$Q_{P_2} = 0{,}091\ Q_{B_1} - 0{,}081 \pm 0{,}064,$$
$$r = 0{,}771 \text{ (37 mesures)}.$$

L'analyse de covariance indique une différence significative au seuil 1 % entre ces deux séries ($F = 31{,}95$ pour 58 degrés de liberté).

Sur les courbes de tarage relatives à P_2 (fig. 32), toute valeur de Q_{P_2} supérieure à 0,9 m³/s, durant la période 1970-1971, est représentée par des points aberrants, ce qui est dû au fonctionnement de la perte en émergence. Or, pour la période de 1971 à 1973, le seuil à partir duquel les points ne se disposent pas de façon satisfaisante sur la courbe apparaît pour $P_2 = 0{,}4$ m³/s.

Dans ce cas, il est clair que les travaux d'aménagement ont perturbé le fonctionement de la perte-émergence. Selon ces résultats, davantage que la perte des eaux, ce serait leur émergence qui aurait été favorisée.

3.2.3.2.4) *Analyse des liaisons corrélatives entre le niveau piézométrique en HR_{25} et les débits en B_1.*

Les corrélations (fig. 43) ont été établies cycle par cycle (1970, 1971, 1972, 1973). L'analyse de covariance n'a indiqué aucune différence significative entre les séries de chacun de ces cycles. Aussi, donnons-nous la corrélation de l'ensemble des mesures réalisées de 1970 à 1973.

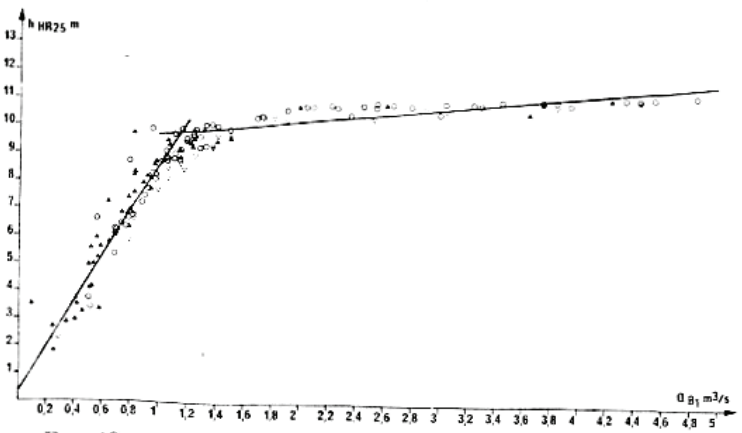


FIG. 43. — Relation entre les niveaux piézométriques de la station HR_{25} et les débits de la station B_1 (Baget). (Mêmes symboles que la figure 34).

La figure montre qu'une rupture de pente très importante existe dans la distribution des points. Cette rupture apparaît pour $Q_{B_1} = 1{,}2$ m³/s et correspond au débordement du karst noyé à ce niveau (HR_{20} est en eau pour $Q_{B_1} = 1{,}050$ m³/s, HR_{25} déborde pour $Q_{B_1} = 1{,}400$ m³/s).

Pour $Q_{B_1} < 1{,}2$ m³/s : la corrélation est la suivante :

$$h_{HR_{25}} = 8{,}12\ Q_{B_1} + 0{,}38 \pm 1{,}41,$$
$$r = 0{,}951 \text{ (91 mesures)}.$$

Pour $Q_{B_1} \geq 1{,}2$ m³/s l'équation devient :

$$h_{HR_{25}} = 0{,}495\ Q_{B_1} + 9{,}177 \pm 0{,}69,$$
$$r = 0{,}845 \text{ (63 mesures)}.$$

Ces résultats montrent qu'une bonne liaison corrélative existe entre la mise en charge au niveau de la Hillère et l'ensemble du système.

3.2.3.2.5) *Conclusion.*

L'analyse des liaisons corrélatives entre les débits ou les niveaux piézométriques de certaines stations représentant des parties du système, et les débits de B_1 qui rendent compte de l'état du système, s'est avérée riche d'enseignement. Rappelons en effet qu'un système est un groupement ou un ensemble d'objets liés par une certaine forme d'interaction ou d'interdépendance régulière. Ainsi, si l'on veut traiter le karst du Baget en tant que système est-il nécessaire de montrer que les différents points d'observation qu'il offre répondent à une telle définition. L'analyse par corrélation indiquant que la liaison corrélative entre les points d'observation et l'état du système est toujours très significative et permet d'établir de façon non équivoque que le karst du Baget répond bien à la définition d'un système.

Par ailleurs, l'analyse de la covariance apparaît comme un outil puissant. Elle met en évidence les différences entre les diverses relations qui, imputables aux erreurs au sens statistique du terme, sont spécifiques de la liaison corrélative. Ces différences permettent de se rendre compte de l'époque où s'effectuent les réserves ; elles montrent également l'évolution du système lors des crues importantes de même que ses variations éventuelles d'un cycle à l'autre ou causées par les travaux.

L'ensemble des analyses effectuées permet de conclure que le système du Baget est relativement stable. Seul P_2 a connu de sensibles modifications à la suite des travaux d'aménagement dont il a fait l'objet.

3.2.3.3) Fonctionnement de détail au niveau de certains points.

Des observatoins réalisées à une échelle plus détaillée que ne le permet l'analyse par corrélation ou par covariance mettent en évidence des mécanismes particuliers ; il en est ainsi pour le fonctionnement du Moulo de Jaur, de P_{15}, de la perte-émergence et de la Hillère (HR_{25}).

a) Nous avons déjà signalé et expliqué le fonctionnement particulier du Moulo de Jaur et de la perte-émergence de la Peyrère (A. Mangin, 1973). Des observations effectuées sur P_{15} donnent des résultats analogues. Le phénomène observé peut se résumer comme une oscillation des débits ou du niveau piézométrique lors de la mise en charge du système. Cette oscillation présente une amplitude assez forte qui s'amortit très rapidement ; sa longueur d'onde est très grande. C'est à ce phénomène que seraient dues les modifications qui apparaissent dans les corrélations entre M_1 et B_1 et notamment la rupture de pente pour un débit $Q_{M_1} > 1$ m³/s.

b) Le piézomètre de la Hillère (HR_{25}) est le siège d'un phénomène particulier. Lorsque plusieurs crues se succèdent rapidement dans le temps, le maximum de la première d'entre elles apparaît d'abord en HR_{25}, puis en B_1 ; c'est l'inverse pour tous les autres maximums. Tout se passe comme si, lors de la première crue, la mise en charge se faisait de l'amont vers l'aval, mais qu'ensuite, le réseau restant en charge, l'influence d'une augmentation de cette charge progressait de l'aval vers l'amont.

3.2.3.4) Renseignements apportés par les colorations au sujet des trop-pleins.

Les colorations réalisées en amont des trop-pleins, notamment en P_2 lorsque cette station fonctionne en tant que perte, permettent de voir quelles sont les relations qui s'instaurent entre le drain et ces différents trop-pleins.

Les vitesses apparentes entre la perte P_2 et le Moulo de Jaur sont toujours moins élevées que celles entre la perte et Las Hountas : 180 m/h pour 272 m/h et 240 m/h pour 430 m/h ; les vitesses restent néanmoins suffisamment grandes pour laisser supposer que le Moulo de Jaur est très proche du drain. La situation du Moulo de Jaur et son exploration confirment ce point de vue et permettent de penser qu'il s'agit là d'une galerie supérieure au drain. Dans ce dernier, les vitesses sont toujours très rapides.

La coloration effectuée entre la perte du Lasquert et le Moulo de Jaur fait apparaître des vitesses toujours très lentes (8 à 15 m/h). A ce niveau existe un milieu où les pertes de charge sont fortes. Cette coloration n'a pas intéressé les trop-pleins de la Hillère.

Les colorations effectuées en P_2 ont eu des comportements différents à l'égard du karst noyé de la Hillère. L'une d'entre elles a été réalisée pour un faible débit à Las Hountas de (0,480 m³/s) ce qui correspond à un écoulement exceptionnel au niveau de la perte (P_2). Les prélèvements effectués sur le karst noyé au niveau de la Hillère se sont avérés négatifs. En revanche, lors de la coloration réalisée en P_2 pour un débit à Las Hountas de 1 m³/s, les trop-pleins de la Hillère ont été colorés. Pour les griffons situés en aval de HR_{20}, la vitesse apparente a été de 240 m/h c'est-à-dire identique à celle observée pour le Moulo de Jaur lors de la même coloration ; en revanche, en HR_{25} la vitesse apparente n'était plus que de 80 m/h. Rappelons que la coloration effectuée au fond de la grotte de Sainte-Catherine avait donné des vitesses apparentes de 26 m/h et celle du poljé de Balagué des vitesses de 2 m/h. Deux remarques concernant les zones situées latéralement par rapport au drain s'imposent : selon l'état du réseau, l'écoulement se fait suivant deux sens opposés, drain - zone latérale et zone latérale-drain ; plus on s'éloigne du drain, plus les vitesses sont lentes : 80 m/h pour une distance d'une quarantaine de mètres par rapport au drain, 26 m/h pour une distance de 180 m et 2 m/h pour une distance de 1 km. Ces données ne peuvent pas être admises dans l'absolu ; cependant elles indiquent une diminution très rapide de la vitesse apparente quand la distance par rapport au drain augmente. Au contraire, à proximité du drain, les vitesses sont en général nettement supérieures à 100 m/h.

3.2.3.5) Renseignements apportés par l'observation sur le gradient hydraulique.

A différentes époques de l'année, pour un certain état de la mise en charge du réseau, le plan d'eau du karst noyé devient accessible en de nombreux points ce qui permet d'établir la forme de la surface des hydrohypses. A partir d'un exemple observé au niveau de la Hillère, à un moment où le niveau piézométrique affleurait presque la surface topographique, il est possible d'effectuer quelques remarques.

Le gradient hydraulique calculé entre la Hillère et Las Hountas, égal à environ 16 pour mille, est comparable à celui des nappes en milieu poreux. Au niveau de la Hillère, le gradient calculé n'est plus que de 6 pour mille environ ; aux approches du drain au contraire, sa valeur est supérieure à 600 pour

mille. Ce type d'observation s'avère assez général, le raccord des masses d'eau avec le drain se faisant selon des gradients très forts. Aussi, par voie de conséquences, les équipotentielles sont très inclinées par rapport à la verticale.

Prendre un gradient moyen et négliger ces zones à forts gradients peut alors conduire à des erreurs importantes.

3.2.4) Résultats hydrologiques.

a) *Résultats généraux.*

Les résultats développés ci-après ne concernent que les débits et les niveaux piézométriques.

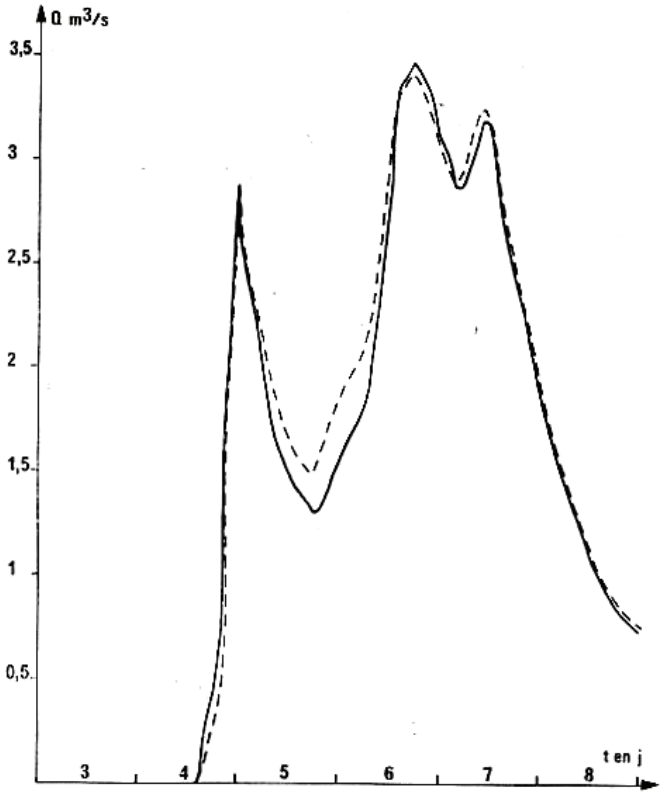


FIG. 44. — Hydrogrammes obtenus à la station B_3 (Baget). En pointillé est indiqué l'hydrogramme construit à partir des valeurs obtenues par corrélation d'après les données de la station B_1.

Le tableau 14 donne les valeurs moyennes mensuelles des débits en B_1 de mai 1968 à décembre 1973. Les corrélations établies permettent de connaître les valeurs moyennes mensuelles des débits de tous les autres points surveillés du système. La figure 44 montre la reconstitution d'une crue (3 au 8 février 1974) en B_3 à partir des corrélations. On constate que leur utilisation est nettement suffisante pour déduire le comportement du système du Baget à partir des seules valeurs de B_1.

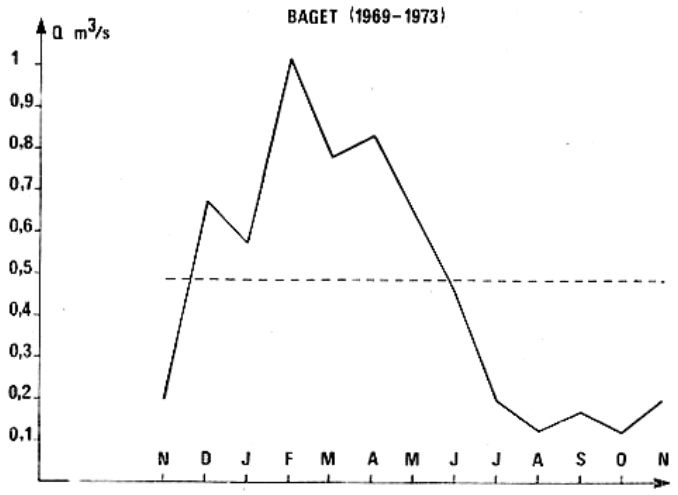


FIG. 45. — Graphique des débits moyens mensuels interannuels. En pointillé est indiqué le débit moyen de la période considérée.

Le tableau 15 donne les valeurs moyennes mensuelles interannuelles des débits en B_1. Le débit moyen interannuel (1969 - 1973) en B_1 est de 0,477 m³/s, le module spécifique correspondant étant de 36 l/s/km² et la lame d'eau écoulée de 1135 mm.

L'analyse des tableaux conduit à reconnaître deux périodes de hautes eaux, l'une apparaissant en décembre et l'autre au printemps, de février à avril. L'étiage, déjà sensible au mois de juillet, se poursuit jusqu'en novembre (fig. 45).

Les crues de décembre ont été absentes lors des années 1970 et 1972. La période de basses eaux relatives de janvier s'est alors confondue avec l'étiage de

TABLEAU 14.

Débits moyens mensuels, moyens annuels, modules (Baget).

Années	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Ann.	Module spéc.
1968					0,974	0,574	0,143	0,116	0,127	0,099	0,630	0,827		
1969	0,367	0,437	0,790	0,652	0,606	0,219	0,159	0,166	0,164	0,174	0,072	1,785	0,468	35,32
1970	0,640	0,751	0,995	0,655	0,773	0,586	0,160	0,084	0,060	0,116	0,176	0,126	0,425	32,08
1971	0,415	1,508	0,800	0,720	0,504	0,770	0,147	0,097	0,149	0,095	0,468	0,515	0,507	38,26
1972	0,947	1,288	0,608	1,467	0,925	0,492	0,280	0,146	0,403	0,128	0,154	0,230	0,585	44,15
1973	0,496	1,100	0,706	0,655	0,363	0,184	0,218	0,129	0,072	0,080	0,125	0,698	0,398	30,04

l'automne précédent. Aussi, dans ces deux cas (1970 et 1972), le cycle hydrologique (période allant de la fin d'un étiage à la fin de l'autre) a été très long.

Le débit maximal du système a été atteint le 20 février 1971 avec 9,400 m³/s ; un débit minimal de 0,050 m³/s a été enregistré le 10 octobre 1970.

b) *Etat du système pour une forte crue.*

Pour le débit le plus élevé observé en B_1 il est intéressant d'indiquer les différentes valeurs des débits de Las Hountas et des trop-pleins, ce qui donne une idée de l'état du réseau au moment d'une très forte crue.

Débit global : 9,400 m³/s.
Débit de Las Hountas : 2,055 m³/s.
Débit du Moulo de Jaur : 0,750 m³/s.
Débit des trop-pleins de la Hillère : 3,235 m³/s.
Débit du Lasquert : 0,267 m³/s.
Débit des eaux venant de la Hille et de la Peyrère : 2,415 m³/s.
Débit maximal de la perte (P_2) : 0,148 m³/s (15).

lère pour cet état du système ; elle est de 63 m environ, soit 6,3 kg/cm². La projection de pierres issues de la fissure et la déformation des plaques de protection situées au-dessus sont parfaitement en accord avec ce résultat.

Il convient d'ores et déjà de souligner l'importance de cette donnée en ce qui concerne la constitution de l'aquifère karstique et l'interprétation que l'on peut faire de son fonctionnement. Lors d'une forte crue, la présence d'un plan d'eau à près de 77 m au-dessus du niveau de Las Hountas, pour une distance de 800 m seulement entre les deux points, ne peut correspondre à un niveau piézométrique pour cet état du système. On est alors obligé d'admettre que, dans les drains où l'eau circule à forte vitesse, des pertes de charges importantes peuvent contraindre l'énergie cinétique de l'eau qui s'écoule à se transformer en énergie potentielle : ce dispositif est comparable au bélier hydraulique. Nous avons remarqué également que l'eau sort par impulsions successives à la Hillère ; la période est très courte, inférieure à la seconde. Par ailleurs, il suffit que les relations entre la galerie, où s'effectue la remontée des eaux due aux coups de béliers, et une cavité voisine s'établissent selon des

TABLEAU 15.

Débits moyens interannuels : mensuels, annuels et modules (Baget).

Périodes	Janv.	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Ann.	Module spéc.
1969	0,367	0,437	0,790	0,652	0,606	0,219	0,159	0,166	0,164	0,174	0,072	1,785	0,468	35,32
1969-1970	0,504	0,594	0,893	0,654	0,690	0,403	0,160	0,125	0,112	0,145	0,124	0,956	0,447	33,74
1969-1971	0,474	0,899	0,862	0,676	0,628	0,525	0,155	0,116	0,124	0,128	0,239	8,809	0,467	35,25
1969-1972	0,592	0,996	0,798	0,874	0,702	0,517	0,187	0,123	0,194	0,128	0,218	0,664	0,496	37,43
1969-1973	0,573	1,017	0,780	0,830	0,634	0,450	0,193	0,124	0,170	0,119	0,199	0,671	0,477	36,00

Au débit maximal de 9,400 m³/s en B_1 correspond une hauteur au niveau piézométrique en HR_{25} de 13,83 m ; la mise en charge par rapport à Las Hountas atteint alors 19,85 m.

Comme la rupture de pente de la droite de régression $h_{HR_{25}} - Q_{B_1}$ est due à l'apparition d'un trop-plein, on peut supposer que si ce dernier n'existait pas, la corrélation établie pour les faibles hauteurs en HR_{25} serait également valable pour les hauteurs élevées. Dans ces conditions, et toujours pour une valeur de 9,400 m³/s en B_1, la hauteur en HR_{25} par rapport au zéro de l'échelle serait égale à 76,71 m. La différence observée entre cette valeur théorique et la valeur observée réellement peut être interprétée comme étant la pression existant à la sortie de la fissure de la Hillère pour cet état du système ; elle est de 63 m environ, soit 6,3 kg/cm². La projection de pierres issues de la fissure et la déformation des plaques de protection situées au-dessus sont parfaitement en accord avec ce résultat.

Il convient d'ores et déjà de souligner l'importance de cette donnée en ce qui concerne la constitution de l'aquifère karstique et l'interprétation que l'on peut faire de son fonctionnement. Lors d'une forte crue, la présence d'un plan d'eau à près de 77 m au-dessus du niveau de Las Hountas, pour une distance de 800 m seulement entre les deux points, ne peut correspondre à un niveau piézométrique pour cet état du système. On est alors obligé d'admettre que, dans les drains où l'eau circule à forte vitesse, des pertes de charges importantes peuvent contraindre l'énergie cinétique de l'eau qui s'écoule à se transformer en énergie potentielle : ce dispositif est comparable au bélier hydraulique. Nous avons remarqué également que l'eau sort par impulsions successives à la Hillère ; la période est très courte, inférieure à la seconde. Par ailleurs, il suffit que les relations entre la galerie, où s'effectue la remontée des eaux due aux coups de béliers, et une cavité voisine s'établissent selon des fissures ayant une section égale au 1/200 de la galerie pour que le plan d'eau ne présente aucune oscillation. Nous retiendrons de cette analyse qu'il peut exister dans le karst des plans d'eau à des niveaux très hauts qui ne correspondent absolument pas à un niveau piézométrique.

c) *Fonctionnement des trop-pleins, de la perte et du ruissellement.*

Le tableau 16 indique la durée de fonctionnement du Moulo de Jaur, des trop-pleins de la Hillère, de la perte P_2 et du ruissellement (Lasquert et Lachein en amont de P_2), du trop-plein de P_{15} ainsi que de P_2 en émergence. On a indiqué en même temps à combien de reprises ces différents points ont fonctionné. En effet, un trop-plein comme celui du Moulo de Jaur ne s'amorce qu'au moment des crues et présente une durée de fonctionnement assez courte. Le nombre de

(15) Il n'est pas encore possible de préciser les débits de P_2 lorsque la perte fonctionne en émergence. Les données de P_3 devraient permettre de les calculer.

TABLEAU 16.

Durée de fonctionnement des trop-pleins, de la perte P_2 et du ruissellement contrôlé.

Année	Moulo de Jaur	Trop-plein de la Hillère	P_2 en émergence	P_2 en perte	Ruissellement de surface atteignant les stations Lt_3 et P_2
1969	81 jours en 15 fois	57 jours en 12 fois	29 jours en 13 fois	12 jours en 15 fois	13 jours en 2 fois
1970	114 jours en 10 fois	42 jours en 11 fois	21 jours en 11 fois	6 jours en 15 fois	10 jours en 5 fois
1971	121 jours en 13 fois	68 jours en 15 fois	28 jours en 15 fois	6 jours en 17 fois	11 jours en 3 fois
1972	139 jours en 11 fois	78 jours en 13 fois	31 jours en 11 fois	12 jours en 17 fois	17 jours en 6 fois
1973	75 jours en 12 fois	39 jours en 12 fois	15 jours en 8 fois	8 jours en 11 fois	10 jours en 4 fois

fois où il est émissif correspond au nombre de crues ayant une certaine amplitude.

Ainsi pour la période s'étendant de 1969 à 1973, 61 crues ont permis la mise en eau du Moulo de Jaur, alors que les trop-pleins de la Hillère se sont amorcés 63 fois. Ces chiffres montrent que certaines crues ont eu des oscillations telles que, le Moulo de Jaur ne cessant de couler, les trop-pleins de La Hillère au contraire ont été émissifs à plusieurs reprises au cours de la même période.

La perte-émergence de la Peyrère (P_2) a fonctionné 58 fois en émergence, 75 fois en perte. Le ruissellement n'est apparu en tout qu'une vingtaine de fois (rappelons que les données à son sujet sont approximatives et ne permettent que l'établissement d'un ordre de grandeur).

Pour la même durée d'observation, le Moulo de Jaur entre en ligne de compte en moyenne 106 jours par an, les trop-pleins de la Hillère 57 jours, la perte-émergence P_2, 25 jours en émergence et 8 jours en perte ; le ruissellement n'intervient de façon sensible que 13 jours en moyenne en P_2 et en Lt_3 (en fait la perte absorbe pour chaque crue dépassant 2 m³/s en B_1, mais l'apport est négligeable compte tenu de la courte durée de cet état).

d) *Résultats sur les cycles.*

L'année civile ne donne qu'une image déformée du fonctionnement du système car elle n'est pas calée sur les saisons et donc sur les épisodes pluvieux.

Le tableau 17 synthétise les cinq cycles étudiés. Ils débutent en novembre-décembre, à l'exception des cycles 1971 et 1973 puisque les crues de début d'hiver n'ont pas eu lieu en 1970 et en 1972. La durée des différents cycles oscille entre 307 et 443 jours.

Le débit moyen varie aussi largement, les valeurs minimale et maximale étant de 0,382 m³/s et 0,560 m³/s. Ces résultats conduisent à analyser l'im-

TABLEAU 17.

Analyse des cycles hydrologiques.

Cycles	Dates	Durée	Débit moyen	Transit total m³	Transit de Las Hountas m³	Transit du Moulo de Jaur m³	Transit de la Hillère m³	Perte en P_2	Ruissellement en P_2 et Lt_3 plus apport de P_2
1969	3 nov. 1968 3 déc. 1969	396 jours	0,404 m³/s	13 833 677	9 962 352 72 %	2 121 987 15 %	1 737 152 13 %	488 418 3,5 %	500 624 3,6 %
1970	4 déc. 1969 5 janv. 1971	398 jours	0,529 m³/s	18 190 570	11 399 530 63 %	2 923 517 16 %	3 031 432 17 %	350 005 1,9 %	1 186 096 6,5 %
1971	6 janv. 1971 8 nov. 1971	307 jours	0,507 m³/s	13 435 978	8 662 810 64 %	2 283 381 17 %	1 918 683 14 %	114 392 0,9 %	685 496 5,1 %
1972	9 nov. 1971 24 janv. 1973	443 jours	0,560 m³/s	21 450 874	14 008 378 65 %	3 701 031 17 %	3 183 150 15 %	177 578 0,8 %	735 893 3,4 %
1973	25 janv. 1973 28 nov. 1973	308 jours	0,382 m³/s	10 153 814	6 947 510 68 %	1 358 297 14 %	1 381 103 14 %	55 294 0,5 %	522 199 5 %

portance des précipitations durant ces différentes périodes. Nous ne connaissons pas pour ces cinq cycles les pluies représentatives de l'ensemble du bassin versant. Toutefois, comme il s'agit en fait de comparer les cycles hydrologiques à l'évolution climatique générale de la région, il est possible d'utiliser les données offertes par la station M.N. d'Antichan. Située à une dizaine de kilomètres au nord du système du Baget, elle permet d'établir l'évolution des précipitations durant la période étudiée. Pour les différents cycles, les valeurs des précipitations à Antichan ont été les suivantes :

Cycle 1969 : 990 mm ;
Cycle 1970 : 1011 m ;
Cycle 1971 : 1095 mm ;
Cycle 1972 : 1214 mm ;
Cycle 1973 : 806 mm.

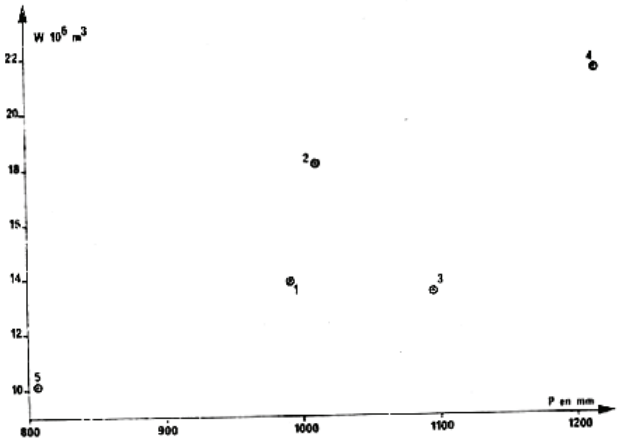


FIG. 46. — Relation entre le volume total de transit du Baget lors de chaque cycle hydrologique étudié et la valeur des précipitations à Antichan pour les mêmes périodes.

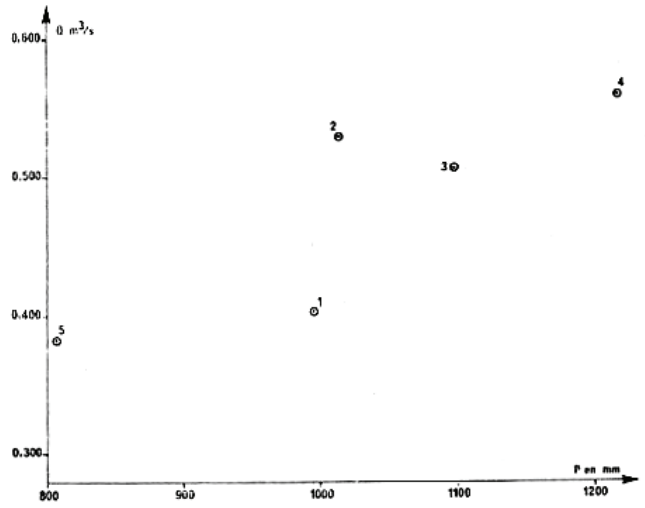


FIG. 47. — Relation entre le débit moyen du Baget au cours des différents cycles hydrologiques étudiés et la valeur des précipitations à Antichan pour les mêmes périodes.

On constate (fig. 46 et fig. 47) que si l'on met en relation le volume total de transit ou le débit moyen du cycle avec la quantité d'eau tombée à Antichan, il existe une liaison d'ensemble. Toutefois, la dispersion reste grande ; par ailleurs, on observe une diminution non seulement du volume de transit (cycle 1971) mais encore du débit moyen (comparaison cycles 1969 et 1971) lorsque la quantité de pluie augmente. Ces résultats laissent entrevoir que l'importance des précipitations n'est pas seule à influencer les variations des débits moyens à l'exutoire du système.

Afin de mieux établir cette remarque, nous examinerons un autre ensemble de données. Pour chaque cycle ont été donnés les volumes de transit au niveau des différents trop-pleins, du Moulo de Jaur et de la Hillère ; ces volumes traduisent le rôle que jouent les trop-pleins dans le fonctionnement d'ensemble. On voit que les volumes issus du Moulo de Jaur sont toujours voisins de ceux de la Hillère. Il n'est guère possible de mettre en relation avec des facteurs précis le pourcentage d'écoulement de chacun d'eux par rapport à la totalité. En revanche, le pourcentage que représente l'ensemble des trop-pleins et du ruissellement par rapport à l'écoulement de Las Hountas) paraît suivre une certaine évolution au cours des cycles : 28 % en 1969, 37 % en 1970, 36 % en 1971, 35 % en 1972, 32 % en 1973. A partir des résultats de l'étude des corrélations débits trop-pleins, débit d'ensemble, nous avons déjà été conduit à admettre que l'importance de l'écoulement des trop-pleins et du ruissellement doit être mis en relation avec la nature des réserves. L'évolution des pourcentages semblerait indiquer que les importantes réserves qui existaient avant l'étiage 1969 ont subi à ce moment-là de grandes pertes, non encore reconstituées en 1973. L'étude des courbes de tarissement (que nous aborderons en détail dans la troisième partie de ce travail) met en évidence un coefficient, dit coefficient de tarissement, qui peut être mis en relation avec l'importance des réserves. Nous avons trouvé pour ces différents cycles les coefficients de tarissement suivants : $2{,}5\ 10^{-3}$, 10.10^{-3}, $6{,}9.10^{-3}$, $4{,}10^{-3}$, 3.10^{-3}. Il existe un parfait accord entre ce résultat et celui fourni par l'écoulement des trop-pleins (fig. 48).

Ainsi se dégage une constatation très importante : un fort étiage est susceptible de perturber un système karstique durant de très longues périodes (5 ans au moins dans le cas du Baget) ; en corollaire, la reconstitution de réserves dans les karsts nécessite plusieurs années même si les années suivant un fort étiage sont particulièrement pluvieuses.

La courbe de débits cumulés (fig. 49) synthétise bien l'ensemble de ces résultats. En effet, la droite joignant deux points a une pente proportionnelle au débit moyen entre ces deux points. Or, à partir de

l'étiage de 1969, on constate que la pente depuis l'origine (étiage 1968) augmente ; elle suit en cela l'augmentation des précipitations ; la pente correspondant à l'étiage 1973 diminue (ce qui est toujours en accord avec l'évolution des pluies), mais cette diminution est faible, ce qui indique que le karst présente une inertie certaine à l'égard du facteur précipitation.

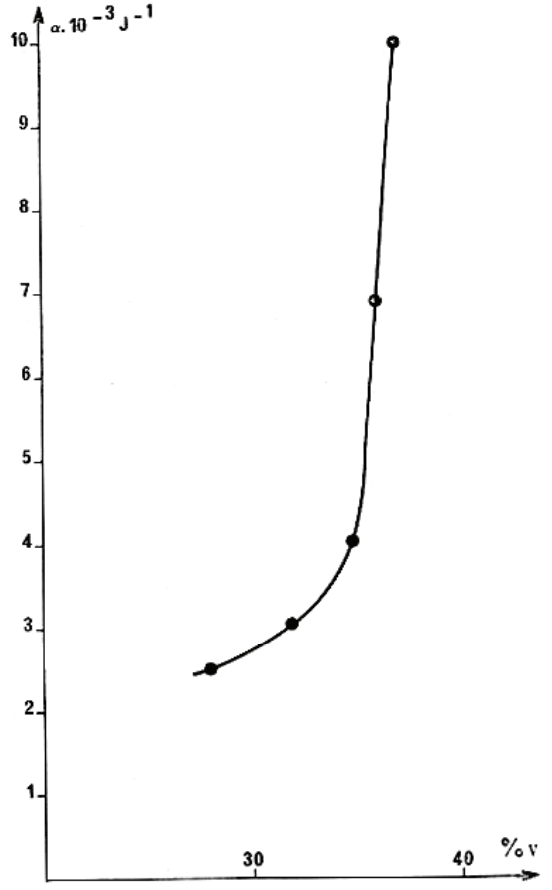


FIG. 48. — Relation entre le coefficient de tarissement obtenu au niveau des cycles étudiés et le pourcentage du volume de transit des trop-pleins pour chacun de ces cycles (Baget).

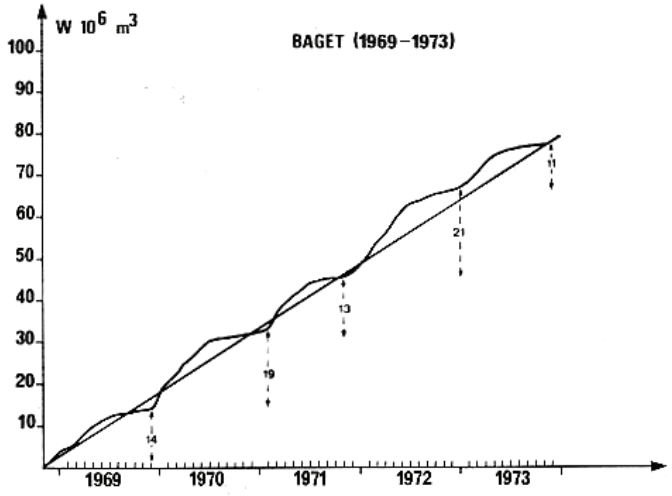


FIG. 49. — Courbe des débits cumulés.

En règle générale, le fonctionnement de la perte P_2 représente un apport d'eau relativement faible par rapport au transit total ; cet apport a diminué sans interruption de 1969 à 1973. Ceci est la conséquence du comportement très particulier du ruisseau en ce point ; la perte fonctionne en tant que telle lorsque l'état du réseau correspond au débit en B_1 de 1,100 m³/s mais s'arrête pour un débit en B_1 de 2,500 m³/s. Pour que la perte absorbe beaucoup il faut que les crues soient moyennes.

Quant au ruissellement contrôlé il se montre très variable et ne peut pas, pour l'instant, être mis en relation avec des paramètres précis.

3.2.5) Conclusion.

Le karst du Baget est un holokarst de région plissée situé à moyenne altitude ; il est sous la dominance d'un climat atlantique à nette tendance montagnarde. Il ne s'agit pas d'un karst barré et, bien que latéralement les calcaires s'ennoient en profondeur, sa structure n'est pas celle d'un piège pour les eaux.

En tant que système, le karst du Baget offre de nombreux avantages : sa proximité du Laboratoire souterrain, sa superficie réduite (13, 25 km²), sa délimitation relativement précise (imprécision inférieure à 10 %), son accessibilité en tous temps, en font un terrain de choix pour la mise au point d'une méthodologie destinée à l'analyse des aquifères karstiques. Les trop-pleins, les piézomètres naturels et les pertes constituent autant de regards sur le système et permettent de suivre, dans l'espace, l'évolution de son fonctionnement.

La lithologie homogène du système est due à la présence de calcaire cristallin dont la structure géologique est simple. Les terrains non karstiques représent 33 % de la superficie du bassin versant. L'altitude moyenne du bassin est de 923 m pour une altitude maximale de 1417 m et une altitude minimale de 498 m. Le bassin est relativement allongé (indice de compacité de 1,73).

Seize points de surveillance ont été aménagés ; quatre concernent des stations de mesures piézométriques installées dans des fissures agrandies ou dans des grottes et des gouffres atteignant le karst noyé ; dix sont équipés pour l'enregistrement des sorties d'eau aux exutoires pérennes ou de trop-pleins ; deux permettent de suivre le fonctionnement d'une perte massive. Chacune de ces stations a été décrite ; leur aménagement a conduit à adapter au karst des

techniques d'équipement classiques en hydrologie. En effet, les variations de débit très fortes et les régimes d'écoulement capricieux font du karst un milieu original où les procédés habituels ne peuvent pas toujours être utilisables. La précision des mesures obtenues, le nombre de points surveillés, amènent à considérer le système karstique du Baget comme un outil de travail particulièrement apte à l'étude des problèmes posés par les mécanismes de fonctionnement d'un aquifère karstique.

Sur ces stations ont été testées les méthodes qui ont fait l'objet d'un développement antérieur, notamment l'analyse des liaisons corrélatives et celle des covariances, ce qui a permis de rendre compte de l'évolution éventuelle des stations à la suite des crues ou des différents travaux effectués.

Du simple inventaire des mesures réalisées se dégagent déjà plusieurs constatations :

1° L'aquifère karstique est très hétérogène.

2° L'étude d'une carte des hydrohypses dans ce type d'aquifère doit être conduite avec beaucoup de circonspection. Le niveau de l'eau en certains points ne correspond pas toujours à un niveau piézométrique, car il peut s'agir soit d'un *regard* (niveau piézométrique), soit d'une *cheminée d'équilibre* (résultant de « coups de bélier »). Par ailleurs, le gradient moyen entre deux points ne reflète pas la réalité ; des points d'observation plus rapprochés conduiraient à une analyse différente.

3° L'aquifère karstique présente dans son fonctionnement une inertie certaine ; il semble que les premières crues après l'étiage ne reconstituent pas les réserves perdues et qu'il faille attendre une saison pluvieuse continue sur un temps assez long.

3.3) LE SYSTÈME KARSTIQUE D'ALIOU.

Le système d'Aliou (fig. 50), qui tire son nom d'une assez belle résurgence située sur la commune de Cazavet (Ariège), appartient au massif karstique de l'Estelas-Balaguères ; il est situé au nord de celui du Baget avec lequel il possède d'ailleurs une limite commune. Toutefois, sa géologie est plus complexe et sa lithologie plus diversifiée.

3.3.1) Caractéristiques physiques du système.

3.3.1.1) Caractéristiques géologiques.

Les caractéristiques géologiques du système permettent de définir ses limites et sa structure.

Dans cette région des Pyrénées, au nord de la zone métamorphique, existe un accident important avec, à ce niveau, des affleurements de quartzites paléozoïques, d'argile du Keuper, et de lherzolites ; cet accident tectonique assure la limite sud du système d'Aliou.

L'organisation du système d'Aliou est déterminée par la lithologie et la structure tectonique.

a) *Lithologie.*

Dans ce secteur, la série est représentée du Trias à l'Aptien supérieur (M. Dubreuil, 1968).

Au-dessus des argiles bariolées du Trias associées quelquefois à des bancs calcaires chamois accompagnés de cargneules et de calcaires gris, le Lias inférieur est constitué de la façon suivante : à une succession de bancs fins alternativement marneux et calcaires rapportée au Rhétien se superpose un ensemble de brèches dolomitiques et de calcaires dolomitiques rapportés à l'Hettangien supérieur et au Sinémurien. Le Lias moyen et supérieur est formé d'assises détritiques riches en micas.

Au Bajocien et au Bathonien inférieur correspondent des dolomies noires pulvérulentes surmontées de calcaires marneux puis de calcaires massifs du Bathonien supérieur et du Callovo-Oxfordien. L'Oxfordien supérieur est constitué d'une suite de calcaires et de calcaires dolomitiques à passées oolithiques. Le Kimméridgien et le Portlandien inférieur sont représentés par des brèches polygéniques dolomitisées puis des calcaires en petits bancs et des calcaires gris ; le Portlandien supérieur est formé de dolomies fines à pâte noire présentant des bancs grisâtres à débit prismatique.

Le Néocomien, bréchique au départ, devient ensuite calcaire. Avec lui commence un ensemble de calcaires à grains fins (biomicrites) très fossilifères et de calcaires récifaux qui se poursuivent jusqu'à l'Aptien supérieur avec une interruption marneuse importante (marnes de Sainte-Suzanne de l'Aptien inférieur).

L'ensemble de cette série totalise une puissance de plus de 800 m, dont les calcaires de l'Aptien supérieur représentent la moitié à eux seuls.

Nous retiendrons de cette description que la lithologie au niveau du système d'Aliou est beaucoup plus diversifié que dans le cas de celui du Baget. Les marnes de Sainte-Suzanne (150 à 200 m de puisasnce) vont jouer un rôle important ; elles interviennent pour former les limites du système ou pour déterminer l'agencement des circulations par rapport à la structure : les eaux de la partie haute du bassin, après avoir circulé dans le Jurassique, ressortent dans l'Aptien supérieur.

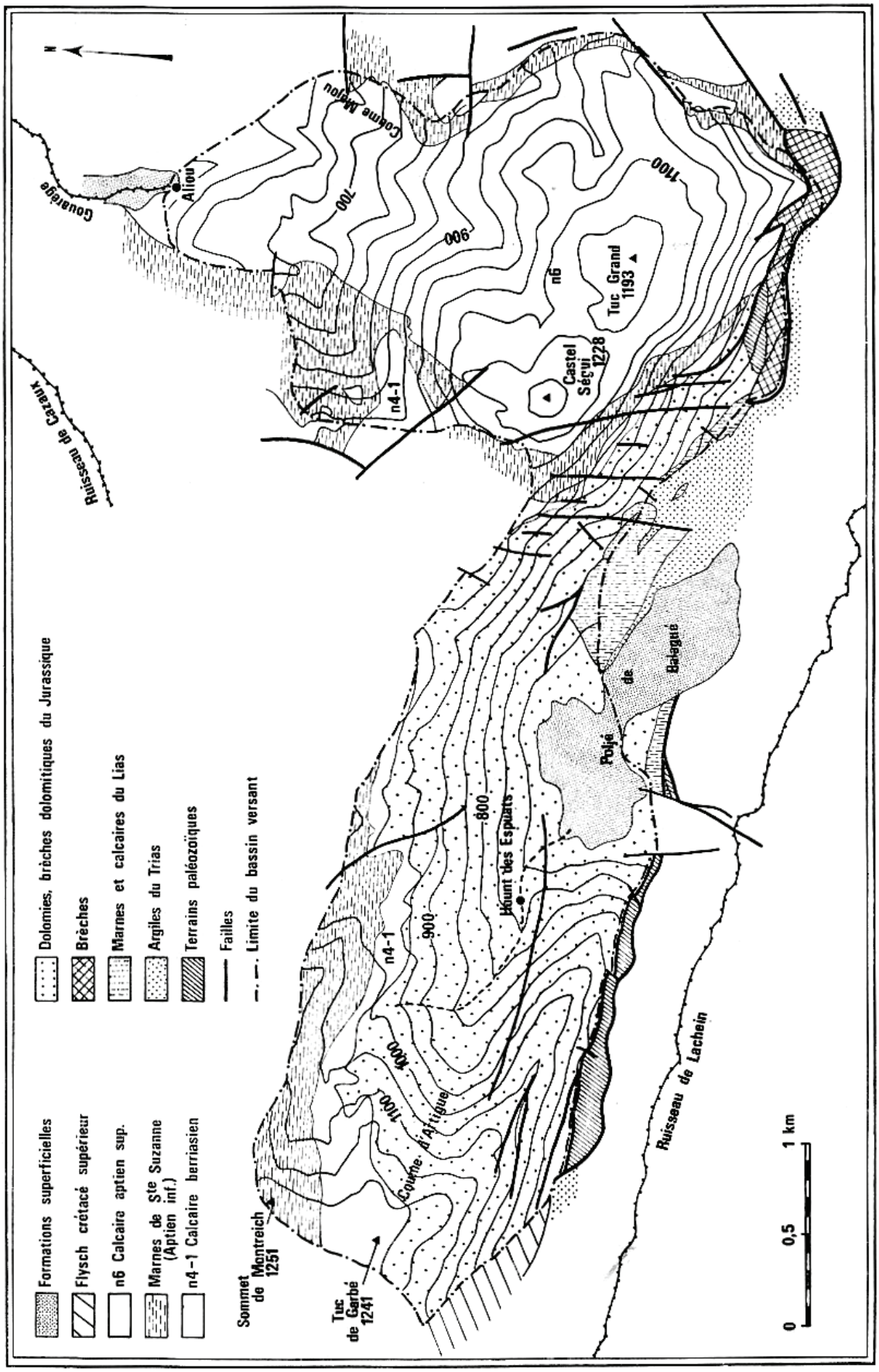


FIG. 50. — Carte du système karstique d'Aliou.

b) *Structure.*

La structure, schématiquement orientée est-ouest pour l'extrémité occidentale du bassin versant, tend dans la partie orientale à prendre une orientation nord-sud. Il en résulte deux ensembles :

1° La partie occidentale, à structure est-ouest, est représentée par une série allant du Trias aux marnes de Sainte-Suzanne. Cet ensemble s'appuie au sud sur la faille d'Alas (limite du système du Baget) et constitue un anticlinorium complexe haché par des failles est-ouest.

La limite nord du bassin est constituée par les marnes de Sainte-Suzanne. La limite occidentale, près du Tuc de Garbé, a été placée au niveau où le ruissellement de surface sur les dolomies indique un écoulement ne se dirigeant plus vers Aliou.

2° La partie orientale, à structure nord-sud, est constituée de marnes de Sainte-Suzanne et de calcaires de l'Aptien supérieur. Il s'agit d'un synclinal (appelé par M. CASTERAS, 1933 : « synclinal de la forêt de Larroque »).

Toutes les limites de ce synclinal sont marquées par l'affleurement de marnes de Sainte-Suzanne, à l'exception de la partie sud où, par le jeu des failles, les calcaires aptiens se trouvent en présence des dolomies jurassiques. C'est à ce niveau probablement que s'effectue la liaison entre ces deux ensembles, en ce qui concerne l'écoulement souterrain.

Sur toute la superficie du bassin versant d'Aliou existe une importante fissuration de direction subméridienne.

c) *Conséquences.*

Il découle des caractéristiques géologiques décrites ci-dessus, que le bassin versant d'Aliou est hétérogène. Il comprend deux parties :

— La première située vers l'aval représente 5,35 km² soit près de 45 % de la surface totale ; sa structure simple, synclinale, implique une direction d'écoulement obligatoire dans l'axe de ce synclinal. Ses limites en sont nettes et précises. La lithologie est très homogène, exception faite des marnes de Sainte-Suzanne non karstiques ; il s'agit d'une biomicrite en gros bancs passant à des calcaires récifaux ; la porosité utile de ces calcaires est voisine de 1 %.

— La deuxième partie, située vers l'amont, représente 55 % de la superficie totale ; elle est beaucoup plus complexe. Près de l'accident d'Alas existe un premier pli anticlinal suivi au nord d'un second. Si le Lias occupe peu de superficie, le Jurassique en revanche affleure dans la plus grande partie de ce secteur. Le Néocomien calcaire et les marnes de Sainte-Suzanne sont peu étendus. Le Jurassique est très diversifié, dominé par une lithologie essentiellement dolomitique : calcaires dolomitiques, brèches dolomitiques ou dolomies pures en général finement cristallines. La porosité utile de ces formations, très souvent plus élevée que dans le cas des calcaires, est voisine de 4 %.

L'ensemble du bassin versant comprend environ 44 % de calcaires, 36 % de roches dolomitiques et 20 % de roches non karstiques dans lesquelles sont comprises les formations de surface recouvrant le karst (région de Balagué par exemple).

Soulignons enfin la présence au niveau de ce système d'un dispositif classique des régions karstiques, le poljé de Balagué ; il s'étend sur 2 km suivant son grand axe et 600 m en moyenne suivant son petit axe. Une partie des eaux qu'il draine ressort à Aliou. Le ruisseau naissant à cet endroit, la Gouarège, se perd à peu de distance de là dans le poljé de Cazavet. Les eaux réapparaissent enfin beaucoup plus bas dans la vallée (A. MANGIN, 1970).

3.3.1.2) ETENDUE ET PARAMÈTRES PHYSIQUES DU SYSTÈME.

Les limites du système d'Aliou sont définies avec une très bonne précision car elles correspondent, sauf pour le secteur du Tuc de Garbé, aux affleurements de terrains imperméables. L'imprécision due à la limite occidentale reste très réduite, le bassin ne pouvant s'étendre beaucoup plus à l'ouest. Quant aux écoulements qui prennent naissance à l'est du Tuc de Garbé ils intéressent très certainement Aliou. La coloration de la Hount des Espuats (fig. 50) (x : 491,13, y: 75,30, z : 742, Aspet 4 au 1/20000) d'une part, la valeur du module spécifique d'autre part (36,80 l/s/km²) interdisent de placer la limite plus à l'est.

Le bassin versant aurait ainsi une superficie de 11,93 km². Le déplacement éventuel de la limite au niveau du secteur du Tuc de Garbé ajouterait ou retrancherait moins d'un demi-kilomètre carré.

L'indice de compacité du système d'Aliou serait alors de 3,24 ; le bassin d'Aliou est donc nettement plus allongé que celui du Baget (K_c = 1,73 pour le Baget).

La courbe hypsographique (tableau 18, fig. 51) montre l'existence d'un recreusement du relief très net à partir de 650 m, recreusement qui pour le système du Baget apparaissait à une altitude légèrement inférieure (600 m). Entre 650 et 700 m, se devine un replat ; il correspond au poljé de Balagué (ce replat est situé entre 600 et 650 m dans le cas du Baget). Enfin une rupture de pente vers 1150 m indique la

TABLEAU 18.

Bassin versant d'Aliou.
Données permettant la construction de la courbe hypsographique.

Altitudes supérieures à : m	Surfaces km²	Altitudes supérieures à : m	Surfaces km²
1250	0,008	800	8,976
1200	0,332	750	9,660
1150	1,072	700	10,336
1100	2,172	650	11,304
1050	3,244	600	11,592
1000	4,496	550	11,776
9950	5,924	500	11,892
900	7,068	450	11,932
850	8,132		

présence d'une surface assez disloquée, visible sur le terrain à proximité du Castel Ségui, et qui est bien mieux marquée sur le système du Baget pour une altitude inférieure de 50 m.

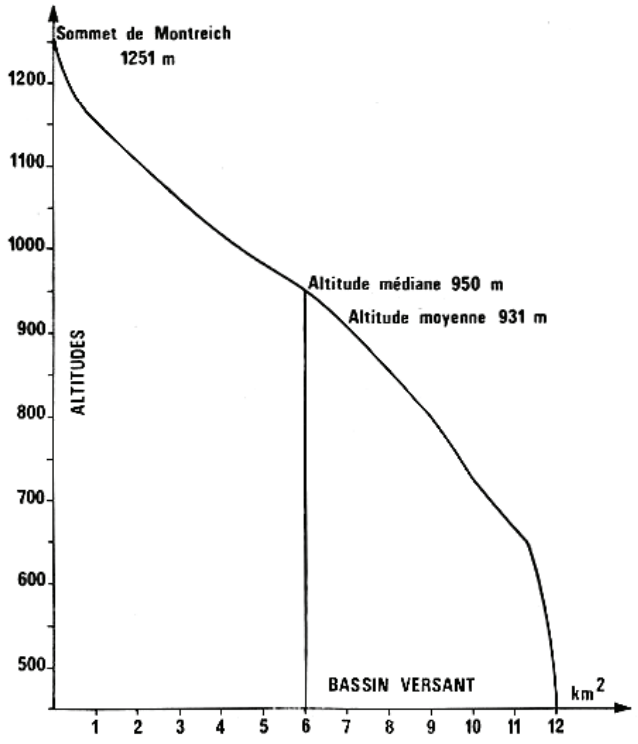


FIG. 51. — Courbe hypsographique du système karstique d'Aliou.

L'altitude du point le plus élevé atteint 1251 m (sommet de Montreich), celle de la source est de 441 m ; l'altitude moyenne est de 931 m et l'altitude médiane de 950 m.

3.3.1.3) RENSEIGNEMENTS APPORTÉS PAR LES COLORATIONS.

La coloration la plus instructive concernant le système d'Aliou a été réalisée le 22 mars 1969 à la Hount des Espuats ; elle a mis en évidence le drainage de toute cette zone et notamment celui d'une partie du poljé de Balagué vers la source d'Aliou.

Le débit à l'injection était de 7 l/s, la distance à vol d'oiseau entre la perte et la résurgence d'Aliou de 4,45 km, la dénivellation entre ces deux points de 292 m. Le colorant est ressorti 17 heures plus tard et la coloration s'est maintenue durant 8 heures à la source. La vitesse apparente entre les deux points (perte-source) est de 260 m/h, le débit à Aliou étant de 3,9 m³/s. Le colorant est réapparu au cours d'une crue faisant suite à une pluie importante.

D'autres colorations ont été effectuées au niveau de pertes, situées à l'extrémité nord-est du bassin versant ; elles n'ont pas intéressé la source d'Aliou. Nous n'avons aucune précision supplémentaire de la part des auteurs de ces traçages sur les opérations réalisées. Toutefois, nous avons tenu compte de ces résultats négatifs pour fixer la limite du système d'Aliou.

3.3.1.4) CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES ET BOTANIQUES DU BASSIN VERSANT D'ALIOU.

Ici et contrairement au système du Baget, aucune vallée bien marquée n'affecte l'axe du bassin. Il n'existe donc pas de dépendanec apparente entre l'écoulement actuel et l'écoulement de surface lorsque ce dernier existait.

On retrouve la trace de plusieurs vallées telles la « Coume d'Artigue » débouchant sur le poljé de Balagué et la « Coume Majou » véritable vallée sèche.

Le bassin d'Aliou ceinture au sud et à l'est le massif de l'Estelas-Balaguères. Bien que son altitude n'atteigne pas 1300 m, il domine par des pentes très raides, voire des falaises, les vallées du Lez et du Salat de 700 à 800 m.

Les zones de prairies sont relativement rares, fréquemment liées aux marnes de Sainte-Suzanne ; la hêtraie est souvent occupée par des taillis de buis. La culture n'apparaît que dans le remplissage du poljé de Balagué.

3.3.2) Aménagement et équipement du système karstique d'Aliou.

Le système karstique d'Aliou est caractérisé par un seul exutoire : la source d'Aliou qui correspond à une grotte

pénétrable sur 500 m (Bull. S.M.S.P. 1961). Il n'existe aucun trop-plein et les quelques 150 gouffres (Bull. S.M.S.P. de 1961 à 1966) qui sont connus dans ce secteur n'atteignent pas la circulation active de ce système. Seule la source d'Aliou a fait l'objet d'un équipement (la perte située en aval de la Hount des Espuats n'a pas été aménagée).

TABLEAU 19.

Jaugeages au niveau de la station d'Aliou.

Dates	Echelles m	Débits m³/s
9 avril 1969....	— 1,740	0,176
19 avril 1969....	— 1,560	0,582
17 mai 1969....	— 1,805	0,093
29 mai 1969....	— 1,665	0,306
3 juil. 1969....	— 1,880	0,053
29 août 1969....	— 2,035	0,012
12 nov. 1969....	— 2,090	0,010
20 avril 1970....	— 1,110	2,923
21 avril 1970....	— 1,375	1,309
2 oct. 1970....	— 2,165	0,010
17 nov. 1972....	— 1,860	0,117
21 nov. 1972....	— 1,640	0,478
22 nov. 1972....	— 1,765	0,237
24 nov. 1972....	— 1,530	0,717
30 nov. 1972....	— 1,940	0,071
10 janv. 1973....	— 1,885	0,079
19 janv. 1973....	— 1,748	0,222
27 janv. 1973....	— 1,680	0,366
22 fév. 1973....	— 1,735	0,239
1 mars 1973....	— 1,590	0,623
24 nov. 1973....	— 2,050	0,028
5 déc. 1973....	— 1,420	1,378
27 déc. 1973....	— 1,515	0,890
8 fév. 1974....	— 1,505	0,907
1 mars 1974....	— 1,100	2,898

x : 494,98, y : 77,54, z : 441 m (Aspet 4 au 1/20 000). Numéro de code : O 525099310 (15052500).

La station d'Aliou, mise en service le 9 avril 1969 comporte un limnigraphe Richard (réduction à 1/10) depuis cette date. La variation de hauteur d'eau étant très élevée, le limnigraphe est fixé sur une passerelle d'accès située à 2,50 m au-dessus du sol de la galerie. Le repère utilisé pour le calage des limnigrammes est constitué par le rebord de la passerelle ; le niveau de l'eau est donc compté de façon négative par rapport à ce repère. Pour le calcul des courbes de tarages, nous utiliserons une échelle normale telle que son zéro coïncide avec le niveau — 2,20 m par rapport au repère.

Le seuil était primitivement naturel ; le 12 août 1972 il fut modifié par des spéléologues désireux d'abaisser le niveau de l'eau. Après une durée de quelques mois permettant l'établissement d'une nouvelle courbe de tarage destinée à ne pas perdre les données acquises après le creusement du seuil, un nouveau seuil en pierre a été construit en novembre 1972.

Trois courbes de tarages ont donc été établies pour la station d'Aliou, à partir de 25 jaugeages (tableau 19), d'avril 1969 à mars 1974 : 10 sont relatifs au premier tarage, 5 ont permis de reconstruire la partie de la courbe détarée, les 10 derniers concernent la courbe de tarage actuelle.

La figure 52 montre les trois courbes de tarage successives.

Afin de déterminer l'équation des différentes courbes de tarage nous avons été conduit à choisir une échelle inverse de celle fournie dans le tableau 19, cette dernière (h_r) correspondant à la différence entre le niveau de la passerelle et le plan d'eau. Nous avons pour la nouvelle échelle :

$$h = h_r + 2{,}20 \text{ m (h et } h_r \text{ étant en mètres).}$$

Pour la première et la deuxième courbe de tarage, en utilisant tous les points de jaugeages, les courbes obtenues restituaient très mal les débits observés malgré des coefficients de corrélation acceptables (0,984 et 0,910 pour 10 mesures).

Il apparaît sur la figure 53 que les valeurs des faibles débits semblent se situer sur une autre courbe. Ceci est fréquent lorsque le seuil est complexe ce qui est le cas pour la station d'Aliou. Aussi, dans la recherche d'une courbe pour des valeurs moyennes et importantes des débits nous n'avons pris que les valeurs supérieures à 0,050 m³/s. Les courbes alors obtenues restituent bien les débits observés.

L'équation de la première courbe est dans ces conditions :

$$Q = 2{,}36\ h^{3{,}36} \quad (2{,}65), \quad r = 0{,}998 \quad (7 \text{ mesures}).$$

L'équation de la partie de la 2e courbe détarée est :

$$Q = 1{,}97\ h^{2{,}52} \quad (3{,}04), \quad r = 0{,}997 \quad (5 \text{ mesures}).$$

L'équation de la nouvelle courbe de tarage est devenue :

$$Q = 2{,}48\ h^{2{,}99} \quad (2{,}64), \quad r = 0{,}996 \quad (9 \text{ mesures}).$$

L'analyse de covariance entre les deux premières courbes de tarage indique une différence significative au seuil de 1 % (F = 13,98 pour 9 degrés de liberté) ; entre la dernière courbe de tarage et la précédente, elle n'indique aucune différence significative au seuil de 5 % (F = 1,19 pour 11 degrés de liberté).

L'analyse de covariance ne permet de mettre en évidence les détarages que s'ils sont très importants ; nous avions obtenu un résultat semblable sur le Baget.

La courbe globale a pour équation :

$$Q = 2{,}41\ h^{2{,}96} \quad (2{,}6), \quad r = 0{,}982 \quad (21 \text{ mesures}).$$

La recherche de la précision de la courbe de tarage a été réalisée suivant la méthode proposée au paragraphe 2.3.2.3.

Pour la première courbe nous avons : $\delta = 1{,}2$ %, ($\sigma = 0{,}002569$ au seuil de 5 % pour 9 degrés de liberté, $t = 2{,}26$).

Pour la troisième courbe la valeur obtenue est voisine : $\delta = 1{,}8$ %,
($\sigma = 0{,}001581$ au seuil de 5 % et pour 9 degrés de liberté, $t = 2{,}26$).

Nous retiendrons que pour ces courbes de tarage la précision est inférieure à 2 %.

La deuxième courbe ne comporte pas assez de points pour permettre le calcul.

Afin de savoir si ces deux précisions sont comparables formons :

$$F = \left(\frac{S_1}{S_2}\right)^2 \quad \text{avec } S_1 > S_2$$

$$F = \left(\frac{0{,}002569\sqrt{10}}{0{,}001581\sqrt{10}}\right)^2 = 2{,}64.$$

Les degrés de liberté étant respectivement 9 et 9 au seuil de 5 %, F critique est supérieur à 3. Il en résulte que les deux distributions ne peuvent être distinguées suivant une probabilité de 95 %.

Pour mettre en évidence les détarages, nous utiliserons la méthode préconisée au paragraphe 2.3.2.3.

Entre la première et la deuxième courbe, nous prendrons cinq valeurs :

Valeurs mesurées 2e courbe	Valeurs lues 1re courbe
0,117	0,060
0,478	0,360
0,237	0,140
0,717	0,720

ρ prend respectivement les valeurs suivantes : 7,40 ; 15,31 ; 12,59 ; 5,32 ; 0,40.

Pour 8 degrés de liberté, au seuil de 0,1 %, ρ devrait être inférieur à 2,616. Il existait donc un détarage : toutefois, ce dernier n'intéressait que la partie basse de la courbe puisque, pour le dernier point, le détarage n'apparaissait plus. Ce résultat nous a conduit à ne plus continuer les jaugeages. Le recreusement du seuil a modifié les valeurs obtenues pour les faibles débits. Dès lors que la nouvelle courbe rejoint la première il n'est guère pensable qu'elle s'en écarte plus haut.

Comparons maintenant la nouvelle courbe à la première et pour cela prenons 5 points :

Valeurs mesurées 2e courbe	Valeurs lues 1re courbe
0,079	0,050
0,239	0,185
0,890	0,775
1,378	1,130
2,898	2,900

Les différents ρ sont respectivement : 3,76 ; 7 ; 14,92 ; 32,18 ; 0,25.

Sauf pour la dernière, les valeurs de ρ sont supérieures à la valeur critique 2,616 (au seuil de 0,1 %) pour 8 degrés de liberté.

Il semble ainsi que, pour les valeurs supérieures à 2,5 m³/s la nouvelle courbe de tarage ait pratiquement rejoint l'ancienne.

A partir de 3,5 m³/s la courbe est extrapolée ; en effet, au-delà de cette valeur, les éléments que nous possédons ne permettent guère d'évaluer la précision.

3.3.3) Résultats hydrologiques (16).

Seuls sont donnés les résultats de débits. En ce qui concerne les autres paramètres ils sont consignés par ailleurs (C. Andrieux et M. Bakalowicz, 1974).

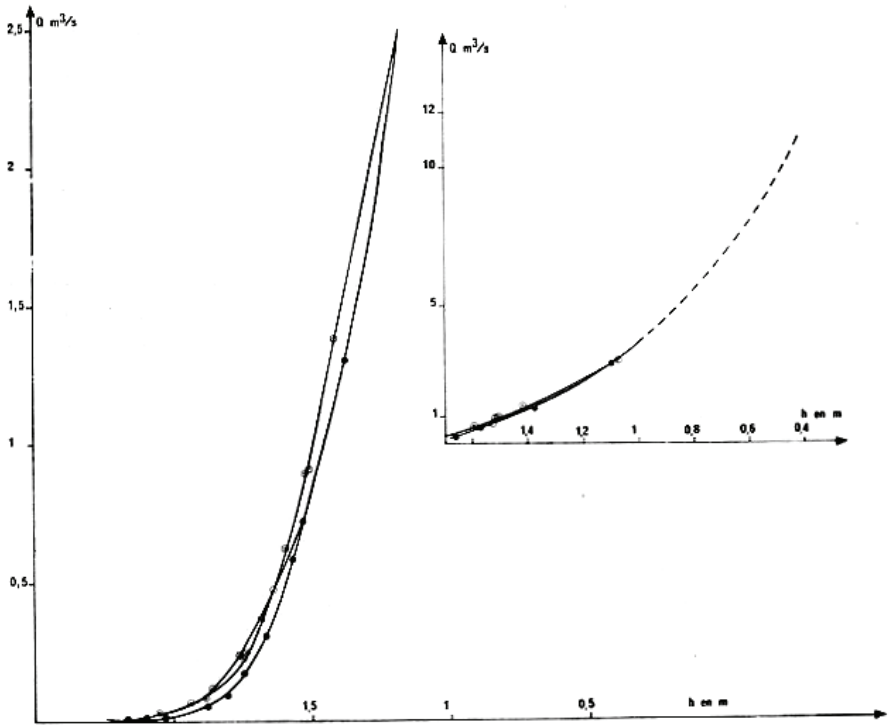


Fig. 52. — Courbes de tarage de la station d'Alion. Les cercles noirs correspondent à la première courbe de tarage, les points cerclés à la deuxième, les cercles blancs à la courbe actuelle.

(16) Les données de débits journaliers sont fournies en annexe de la 2e partie.

Le tableau 20 fournit les valeurs moyennes mensuelles relevées de mai 1969 à décembre 1969 et le tableau 21 les valeurs moyennes mensuelles interannuelles.

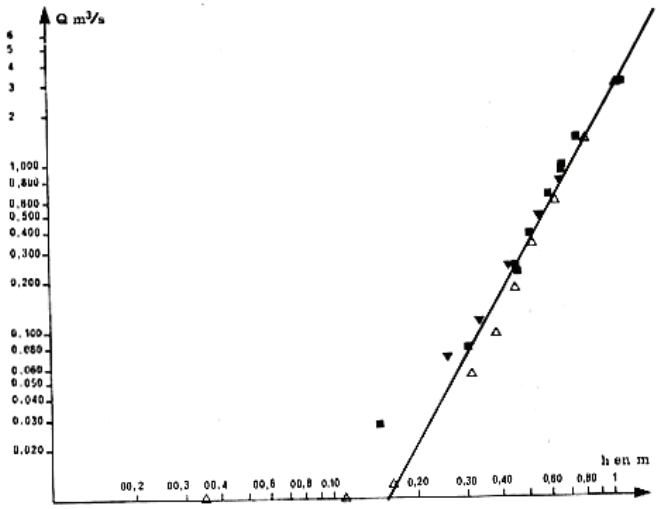


FIG. 53. — Courbes de tarage de la station d'Aliou en coordonnées logarithmiques. Les triangles blancs sont relatifs à la 1re courbe, les triangles noirs à la 2e, les carrés noirs à la courbe actuelle.

Le débit moyen interannuel (1970-1973) est de 0,439 m³/s, le module spécifique correspondant étant de 36,80 l/s/km² et la lame d'eau écoulée de 1160 mm.

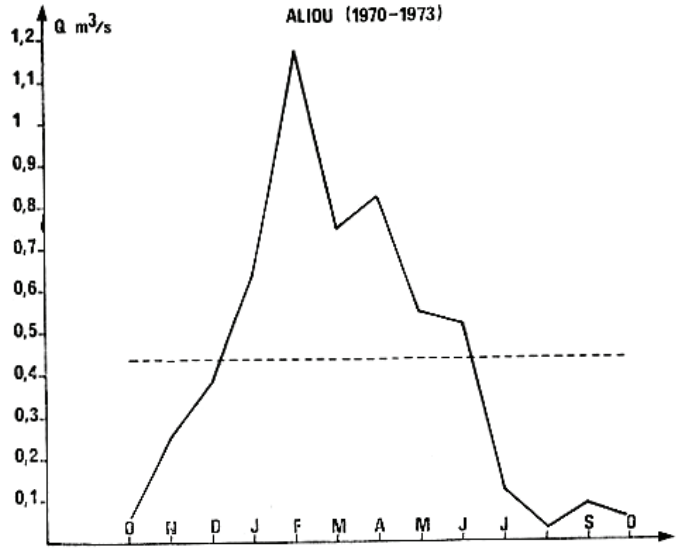


FIG. 54. — Graphique des débits moyens mensuels interannuels. En pointillé est indiqué le débit moyen de la période considérée.

Si les valeurs moyennes obtenues sont assez voisines de celles connues pour le système du Baget (voir paragraphe 3. 2. 1. 2), il n'en reste pas moins que les deux systèmes se comportent diffféremment. En effet, l'analyse des tableaux montre dans le cas d'Aliou des débits d'étiage très faibles et des débits de fin d'hiver très forts ; en outre, la période de basses eaux d'hiver n'apparaît pas (fig. 54).

Le débit maximal du système : estimé à 21 m³/s, a été atteint le 19 février 1971. Le débit minimal enregistré en octobre 1970 est de 0,004 m³/s. Le rapport débit maximal sur débit minimal est de 5250 à Aliou pour 188 seulement au Baget.

Analysons maintenant les résultats en fonction des cycles hydrologiques et non plus en considérant l'année civile.

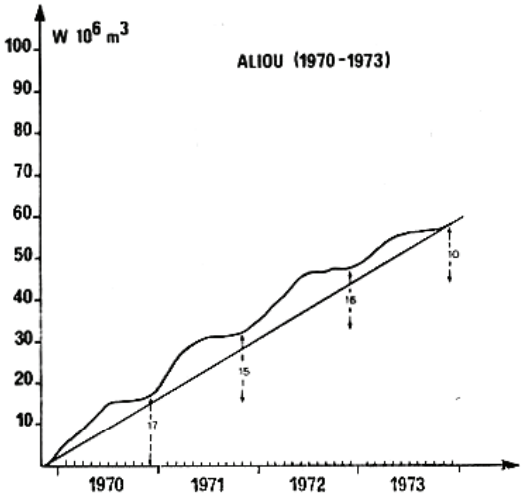


FIG. 55. — Courbe des débits cumulés.

Le tableau 22 fournit une synthèse des quatre cycles étudiés. Les remarques établies pour le système du Baget valent également pour Aliou : il n'existe pas une relation bien établie entre les précipitations et le volume total de transit ou le débit moyen du cycle. La figure 55 qui représente la courbe des débits cumulés donne une synthèse de l'évolution des débits dans le temps.

3.3.4) Conclusion.

Le karst d'Aliou répond aux mêmes critères d'ensemble que celui du Baget. Il s'en distingue toutefois par la présence d'un synclinal profond dans sa partie aval pouvant favoriser le piégeage de réserves d'eau.

Il en diffère encore par une hétérogénéité importante de la lithologie : 44 % de la superficie sont constitués par du calcaire pur et 36 % par des roches dolomitiques ; le pourcentage des terrains non karstiques est peu élevé (20 %).

TABLEAU 20.

Débits moyens mensuels, moyens annuels, modules (Aliou).

Années	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Ann.	Module spec.
1969					0,256	0,226	0,121	0,087	0,148	0,133	0,015	1,586		
1970	0,533	0,637	0,900	0,687	0,744	0,766	0,057	0,014	0,008	0,093	0,188	0,111	0,393	32,94
1971	0,639	1,942	1,025	0,840	0,565	0,759	0,052	0,021	0,089	0,037	0,529	0,457	0,569	47,69
1972	0,831	1,107	0,424	1,270	0,613	0,367	0,107	0,017	0,229	0,026	0,135	0,200	0,440	36,88
1972	0,568	1,013	0,625	0,510	0,253	0,191	0,240	0,065	0,032	0,076	0,182	0,779	0,355	29,76

TABLEAU 21.

Débits moyens interannuels, mensuels, annuels et modules (Aliou).

Années	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Ann.	Module spec.
1970	0,533	0,637	0,900	0,687	0,744	0,766	0,057	0,014	0,008	0,093	0,188	0,111	0,393	32,94
1970-1971	0,586	1,290	0,963	0,764	0,655	0,763	0,055	0,018	0,049	0,065	0,359	0,284	0,481	40,32
1970-1972	0,668	1,229	0,783	0,932	0,641	0,631	0,072	0,017	0,109	0,052	0,284	0,256	0,467	39,17
1970-1973	0,643	1,175	0,744	0,827	0,544	0,521	0,114	0,029	0,090	0,058	0,259	0,387	0,439	36,82

TABLEAU 22.

Analyse des cycles hydrologiques.

Cycles	Dates	Durée	Débit moyen m^3/s	Volume de transit m^3
1970	25 nov. 1969 5 janv. 1971	407 jours	0,474	16 665 177
1971	6 janv. 1971 8 nov. 1971	307 jours	0,578	15 327 619
1972	9 nov. 1971 10 nov. 1972	368 jours	0,492	15 642 720
1973	11 nov. 1972 29 nov. 1973	383 jours	0,293	9 706 435

Le bassin versant, du même ordre de grandeur que celui du Baget (11,93 km^2) a des limites plus précises. L'altitude moyenne de bassin est de 931 m, avec comme points extrêmes 1251 m et 441 m.

L'équipement de l'unique exutoire permet d'avoir une bonne idée des volumes d'eau qui transitent au niveau de ce système. Le débit moyen pour la période d'observation (1970-1973) est de 0,439 m^3/s pour un module spécifique de 36,80 $l/s/km^2$.

Le système d'Aliou situé à proximité immédiate de celui du Baget, sous un même climat, dans une région aux caractéristiques voisines, est un complément important pour l'interprétation des données obtenues sur le système du Baget. Les premiers résultats exposés montrent que son fonctionnement présente des différences assez importantes qu'il s'agisse des valeurs d'étiages, ou du rapport débit maximal sur débit minimal (5250 à Aliou pour 188 au Baget).

3.4) LE SYSTÈME KARSTIQUE DE FONTESTORBES.

La zone nord-pyrénéenne, entre les massifs cristallins du St-Barthélémy et de Bessède, voit affleurer très largement des formations carbonatées mésozoïques qui constituent le Pays de Sault. Ce dernier est géographiquement situé au sud d'une ligne passant par les villes de Lavelanet (Ariège) et de Quillan (Aude) (fig. 7).

Ensemble complexe, le Pays de Sault se présente comme un plateau s'adossant au sud à la zone axiale, dominant au nord les bassins de Fougax et Barrineuf, de Puivert et de Quillan par des falaises abruptes ; il est limité à l'ouest par les pentes du Saint-Barthélémy et à l'est par les gorges de l'Aude. Deux rivières traversent cet ensemble en creusant des gorges profondes : l'Hers, limite occidentale proche du Saint-Barthélémy, et le Rebenty, orienté ouest-est, qui coule vers l'Aude avec laquelle il conflue.

Le fait qu'il existe seulement trois cours d'eau pour drainer un plateau de 370 km^2 (deux d'entre eux se situent d'ailleurs en bordure), montre l'importance du drainage souterrain. Ce drainage réapparaît en surface essentiellement au niveau de trois grosses sources localisées sur la bordure nord du Pays de Sault : il s'agit de Fontestorbes dans la vallée de l'Hers, de Aiguo Niret (Le Blau) au sud de Puivert et de Font-Maure dans la vallée de l'Aude. D'autres sources voisines du Pays de Sault, celles de Fontbur-

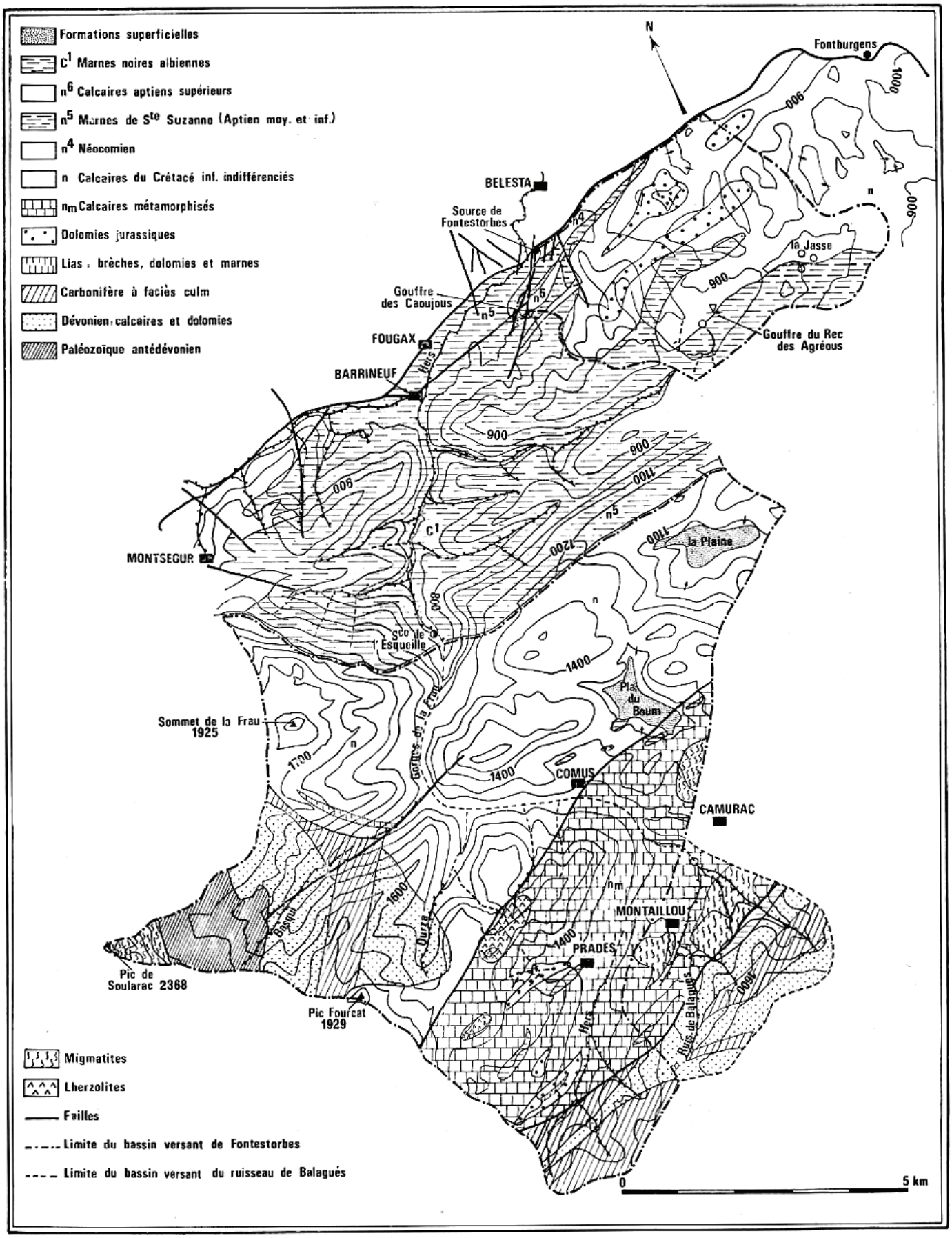


FIG. 56. — Carte du système karstique de Fontestorbes.

gens, de Ginoles et du Cailla, offrent un moindre intérêt car leurs débits sont faibles par rapport à ceux des premières citées.

La source de Fontestorbes représente l'exutoire du système karstique du même nom qui draine toute la partie occidentale du Pays de Sault. En raison du phénomène d'intermittence qui l'affecte, cette résurgence, objet de maintes observations, inciterait à entreprendre une étude intensive.

3.4.1) Caractéristiques physiques du système.

3.4.1.1) Caractéristiques géologiques.

Nous possédons peu de documents géologiques de détail sur cette région. La carte géologique de Foix au 1/80000 et les travaux de M. Casteras (1933), ne rendent pas compte de certains aspects de la structure de ce secteur qui jouent cependant un rôle important en ce qui concerne l'organisation des circulations d'eau. Trois problèmes se posent notamment et ont trait d'une part aux rapports entre la série mésozoïque et le Paléozoïque du massif du Saint-Barthélémy, d'autre part, aux rapports entre la série métamorphique et la série non métamorphique, enfin à la structure du synclinorium de Fougax et Barrineuf, surtout sur sa bordure sud.

Les données fournies ici doivent être considérées comme provisoires ; elles ont été établies à partir des documents cités plus haut, des travaux de R. Ciszak (1973) et de P. Tomasi (1965) pour la bordure nord. M. Meurisse (1973) fournit de nombreuses indications sur les problèmes de structures, particulièrement sur ceux de la série métamorphique (17). A tous ces renseignements viennent s'ajouter des observations personnelles.

a) *Lithologie.*

La lithologie du système de Fontestorbes est encore plus diversifiée que celle du système d'Aliou. Elle comprend une série antéhercynienne, une série mésozoïque et une série métamorphique (métamorphisme de la série mésozoïque) (fig. 56).

La série antéhercynienne.

Elle correspond d'une part à la partie orientale du massif du Saint-Barthélémy et d'autre part aux affleurements de la partie sud du bassin versant.

La série paléozoïque postsilurienne chevauche vers l'ouest des migmatites. Le contact est souligné par des granulites et du talc. Cette série est complète : calcaires et ampélites siluriennes, Dévonien d'abord détritique puis devenant calcaire dans sa partie moyenne (surtout au Frasnien et au Famménien), Carbonifère où domine essentiellement le faciès culm. Cet ensemble est assez constant sur toute la bordure du massif du Saint-Barthélémy (A. Mangin, 1967).

L'Hers, qui vers l'amont fait partie du système de Fontestorbes, prend sa source sur le Paléozoïque (Dévonien et Carbonifère) de la zone axiale ; il possède des affluents issus des mêmes terrains. Près de Montaillou et de Camurac, les migmatites réapparaissent sous la couverture mésozoïque et nous verrons que la structure qui en résulte détermine la limite du bassin versant.

La série mésozoïque non métamorphique.

Sa lithologie est peu différente de celle qui a été décrite pour le système d'Aliou.

Trias et Lias affleurent très peu ; le Lias est bréchique et dolomitisé avec, à son sommet, une assise de calcaire oolithique. Le Lias supérieur paraît absent. Le Jurassique, bréchique et dolomitisé, est surtout présent dans la partie nord. Avec le Crétacé, comme pour la région d'Aliou, apparaît un ensemble calcaire assez puissant ; il s'étend du Néocomien à l'Aptien supérieur, mais est interrompu par un niveau marneux à l'Aptien moyen, équivalent des marnes de Sainte-Suzanne. L'Albien qui affleure très largement dans le synclirorium de Fougax-et-Barrineuf est constitué de marnes noires à mélobésiées.

La série mésozoïque métamorphique.

Cette série est située parallèlement à la bordure nord de la zone axiale. Le Lias et le Jurassique peuvent être parfois distingués des calcaires crétacés ; en règle générale cependant, comme pour le système du Baget, la lithologie a été rendue homogène par ce métamorphisme de haute température et de faible pression (P. Choukroune, 1970). Ces calcaires sont recristallisés et présentent, parfois en abondance, des scapolites. Le Lias moyen est marqué par un niveau repère constitué de cornéennes. C'est dans cette série qu'affleurent les lherzolites.

Nous retiendrons de cette description la grande variété lithologique de l'ensemble ; les terrains non calcaires constituent une partie minime de la superficie (17 % de l'ensemble de l'impluvium). Si les calcaires sont variés, les biomicrites du Crétacé inférieur, néocomiennes ou aptiennes, représentent la plus grande partie des affleurements. La partie du bassin versant où les calcaires sont cristallins en rai-

(17) Nous tenons à remercier M. Meurisse pour tous les renseignements non publiés qu'il a eu la gentillesse de nous communiquer.

son du métamorphisme atteint 17 % de la superficie de l'ensemble. Comme nous l'avons souligné, cette première analyse devra être complétée à la suite d'études de détail de ce secteur.

b) *Structure.*

Comme pour la lithologie, nous retrouvons les trois ensembles mentionnés ci-dessus.

La structure des terrains paléozoïques est complexe, intensément plissée ; les plis sont, dans le secteur intéressé, couchés vers l'ouest.

Le Mésozoïque non métamorphique est également très plissé, avec une structure orientée est-ouest. Il existe de nombreuses failles parallèles à cette direction. Progressivement vers le nord s'amorce le chevauchement qui, près de Fontestorbes, amène le Néocomien au contact du Sénonien. Le synclinorium de Fougax et Barrineuf est constitué de compartiments séparés par des failles dirigées est-ouest ; leur jeu a fait affleurer tantôt l'Albien, tantôt les marnes de Sainte-Suzanne. Ce synclinorium sépare le bassin versant en deux parties et oblige l'eau à circuler dans un aquifère captif. Tout cet ensemble mésozoïque est haché par des failles subméridiennes.

La zone métamorphique est très semblable à celle décrite plus à l'est par M. MEURISSE (1973). Limitée au sud par la faille pyrénéenne, elle est bordée au nord par une autre faille importante, prolongement de ce que M. MEURISSE nomme la faille bordière. Affecté par plusieurs phases tectoniques, l'ensemble de la zone métamorphique présente un double déversement au nord et au sud.

3.4.1.2) DÉLIMITATION DU BASSIN VERSANT ET ORGANISATION DE L'AQUIFÈRE.

Cette structure géologique est essentiellement responsable de l'organisation des circulations d'eau. On a vu que le secteur occidental du Pays de Sault est drainé par l'Hers et par ses affluents. Bien que le tracé de cette rivière emprunte des gorges (gorges de la Frau) lors de la traversée des calcaires, l'écoulement en surface n'existe plus qu'en de rares occasions (les eaux se perdent en amont de ces gorges).

Les eaux des *affluents de rive gauche,* situés en amont des gorges de la Frau, vont avec certitude vers la source de Fontestorbes ; ces affluents, le Basqui et l'Ourza, proviennent du massif du Saint-Barthélémy. Une coloration a été réalisée par l'Electricité de France le 7 avril 1958 dans l'Ourza dont le débit atteignait alors 10 l/s. Le colorant (10 kg de fluorescéine) est réapparu 3 jours plus tard à Fontestorbes ce qui indique une vitesse apparente de l'ordre de 136 m/h (la distance à vol d'oiseau étant de 10 km, pour une dénivellation de 880 m entre le point d'injection et la source ; le débit de la source de Fontestorbes était de l'ordre de 3 m³/s, la coloration ayant été effectuée lors d'une pluie).

La destinée des eaux des *affluents de rive droite* situés en amont des gorges de la Frau, est plus diversifiée. Les eaux du Rieufred se déversent en leur totalité dans l'Hers et contribuent par conséquent à l'alimentation de Fontestorbes. Le ruisseau de Balagués, en revanche, se perd au sud-est de Camurac au niveau du Moulin. Une coloration faite par l'E.D.F. le 23 juin 1957 (avec 10 kg de fluorescéine) serait ressortie à Font Maure (nous ne possédons que très peu de renseignements concernant cette opération de traçage). Toutefois ce résultat paraît confirmé par le fait qu'une autre coloration effectuée dans les pertes de Camurac au printemps 1974 par le Centre d'Etudes et de Recherches Géologiques et Hydrogéologiques (C.E.R.G.H.) de Montpellier est également ressortie à Font Maure. Cette zone constitue une gouttière structurale entre deux pointements de migmatites, ouverte en direction du nord-est, c'est-à-dire vers le bassin versant du Font Maure.

Le problème de la perte du Moulin demeure malgré tout relativement complexe ; en effet, soit à la suite de travaux de comblement des dolines-pertes, soit lors des fortes crues, cette perte n'absorbe plus la totalité des eaux du ruisseau de Balagués qui rejoint alors l'Hers. Ainsi, le bassin versant de ce ruisseau, qui alimente normalement Font Maure, peut-il parfois intéresser *pro parte* Fontestorbes.

Vers le nord, les calcaires disparaissent sous le synclinorium de Fougax et Barrineuf ; ils ne réapparaissent qu'au niveau du front de chevauchement nord-pyrénéen sur lequel est situé Fontestorbes. Ce dispositif conduit l'aquifère à être captif sur 5 km environ.

Près du chevauchement affleurent des calcaires qui se développent de façon importante vers l'est. Deux colorations ont été réalisées qui montrent que ces calcaires font partie du bassin de Fontestorbes. La première a été effectuée par la Société spéléologique du Plantaurel au gouffre du Rec des Agréous (x : 569,21, y : 63,73, z : 838, Lavelanet 6 au 1/20 000) le 14 avril 1962 avec 2 kg de fluorescéine. Le colorant est ressorti à la source de Fontestorbes 78 heures plus tard, ce qui représente une vitesse apparente de transit de 6,4 m/h (la distance à vol d'oiseau étant de 3,5 km pour une dénivellation de 324 m) ; le débit à la source était supérieur à 3 m³/s. La deuxième coloration a eu lieu plus récemment (C.E.R.G.H., printemps 1974). Nous ne possédons que peu de renseignements sur cette opération. Le colorant introduit dans l'une des pertes de la Jasse (fig. 56) est ressorti à la source de Fontestorbes ; la vitesse apparente du transit serait de l'ordre ou supérieur à 100 m/h.

Les indéterminations qui subsistent quant à la délimitation du bassin versant de Fontestorbes correspondent à la bordure orientale. Près du village d'Espezel, apparaît un très grand poljé aux bords

TABLEAU 23.

Bassin versant de Fontestorbes. Données permettant la construction de la courbe hypsographique.

Altitudes supérieures à : m	Surfaces km²	Altitudes supérieures à : m	Surfaces km²
2300	0,025	1300	41,35
2200	0,050	1200	59,10
2100	0,125	1100	63,98
2000	0,175	1000	69,00
1900	0,450	900	73,50
1800	1,950	800	77,85
1700	6,550	700	80,48
1600	13,93	600	84,95
1500	23,45	510	85
1400	34,58		

digités (6,5 km sur 9 km, suivant ses grands axes). Plusieurs colorations effectuées par l'E.D.F. ont montré que les eaux qui sont collectées à cet endroit vont vers Font Maure. Compte tenu de ces résultats, on peut penser que la partie du bassin versant située au sud du synclinorium de Fougax et Barrineuf risque d'être surestimée, de 4 km² environ. En revanche, la limite de la partie située au nord du synclinorium de Fougax et Barrineuf ayant été placée au plus juste, la superficie du bassin versant peut avoir été sous-estimée ; le maximum de cette sous-estimation ne peut excéder 4 km². Au total, l'une pourrait compenser l'autre ; il semble que l'on puisse admettre que l'indétermination reste réduite. La raison de notre choix tient au résultat apporté par la coloration faite au gouffre du Rec des Agréous : la vitesse apparente de transit obtenue semble indiquer en effet que l'on est situé loin du drainage et par voie de conséquence relativement près de la bordure du bassin versant.

Le système de Fontestorbes présente donc une délimitation assez précise malgré la variation possible due au bassin du ruisseau de Balagués. L'impluvium comprend deux parties entre lesquelles l'aquifère est captif.

3.4.1.3) ETENDUE ET PARAMÈTRES PHYSIQUES DU SYSTÈME.

Les limites du système karstique de Fontestorbes tel qu'il a été défini permettent de déterminer les paramètres physiques qui le caractérisent.

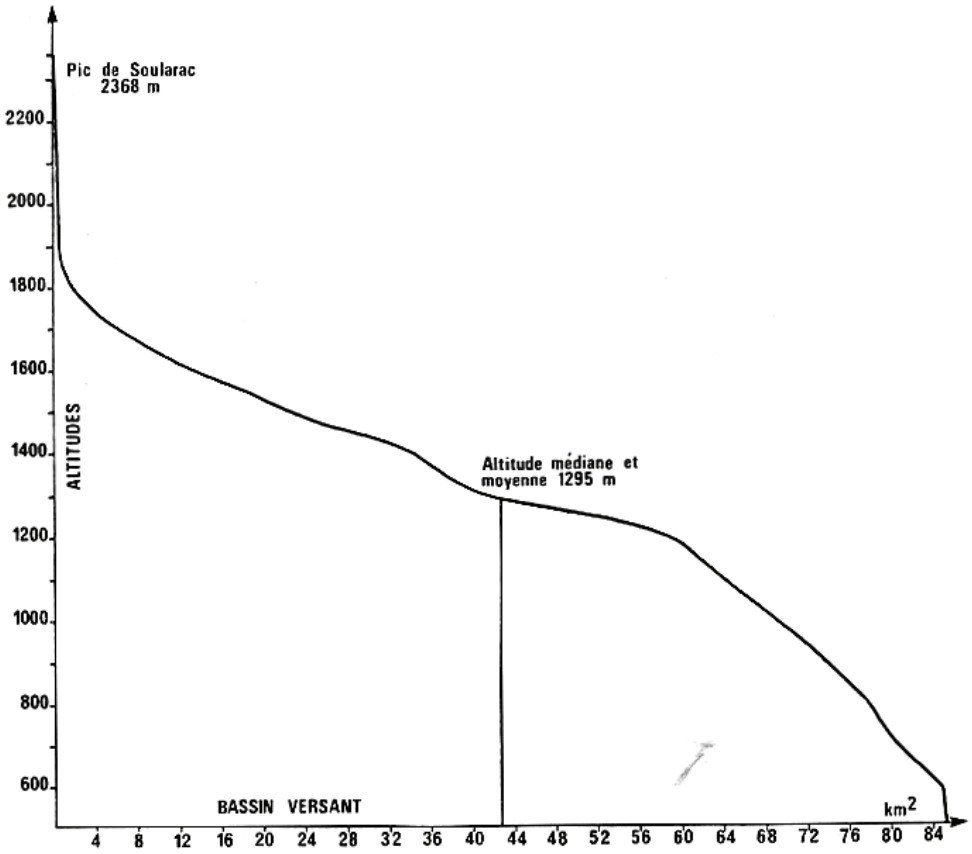


FIG. 57. — Courbe hypsographique du système karstique de Fontestorbes.

La surface du bassin versant serait de 85 km² avec une imprécision inférieure à 5 % due à la bordure. L'imprécision relative au bassin versant du ruisseau de Balagués serait du même ordre. Ce bassin versant offre une superficie de 9,5 km² et, lorsque les eaux ne se perdent pas en totalité, le débit absorbé par la perte atteint cependant au moins la moitié de celui du ruisseau. Ainsi peut-on estimer que l'imprécision sur la superficie du système de Fontestorbes ne dépasse pas 10 %.

Une étude comparative des bassins de l'Hers et du Touyre, rivière voisine de l'Hers issue du massif du Saint-Barthélémy mais coulant en terrains non karstiques, avait conduit à proposer pour la source de Fontestorbes un impluvium de l'ordre de 80 km² (A. MANGIN, 1967). La valeur du module spécifique (26,68 l/s/km²) est parfaitement en accord avec ce que l'on obtient dans cette région. Les résultats hydrologiques corroborent ainsi l'estimation qui a été faite du bassin versant.

L'indice de compacité, calculé en additionnant les résultats obtenus sur les deux parties du bassin versant, présente une valeur de 1,79 (même ordre de grandeur que pour le Baget).

La courbe hypsographique (tableau 23, fig. 57) montre l'existence d'une rupture de pente vers 1800 m, d'un premier replat très important vers 1250 m, d'un second replat vers 700 m et d'un recreusement considérable à partir de 600 m.

L'altitude la plus élevée du bassin de Fontestorbes atteint 2368 m au pic du Soularac, l'altitude de la source est de 510 m ; l'altitude moyenne et l'altitude médiane offrent la même valeur de 1295 m.

La présence d'une partie captive de l'aquifère conduit, comme nous l'avons dit, à séparer le bassin versant en deux parties ; la partie sud représente 67,75 km², soit 80 % de la superficie totale, la partie nord 17,25 km², soit 20 %.

3.4.1.4) CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES ET BOTANIQUES.

La plus grande partie du bassin versant apparait comme un plateau massif, peu aéré, ayant une altitude moyenne de 1400 m pour la partie sud, de 900 m pour la partie nord. Ceinturé au sud et à l'ouest par des reliefs importants, il domine par des falaises abruptes le bassin de Fougax et Barrineuf ainsi que la bordure nord ; la dénivellation créée peut atteindre 600 m. Le plateau est entaillé par les gorges de la Frau, profondes de 600 m environ. Deux dépressions fermées d'assez vastes dimensions apparaissent sur ce plateau : la première, le Pla du Boum, située à une altitude de 1200 m et dont les grands axes mesurent respectivement 1 km et 0,8 km, possède un sol très irrégulier ; la seconde, dite la Plaine, véritable poljé à fond plat s'étend sur 1,5 km de long et 0,8 km de large, à une altitude voisine de 1000 m.

La plus grande partie du plateau est envahie par une forêt de résineux très denses, sauf pour le secteur de la Frau où les lapiaz dénudés apparaissent (rappelons que ce terme dans le Quercy désigne une région en friche et par extension des zones de lapiaz, B. GÈZE, 1973).

A partir de 1600 m la forêt fait place aux alpages. De même dans le secteur de Comus la forêt est remplacée par des prairies.

3.4.2) Aménagement et équipement du système karstique de Fontestorbes.

Le système karstique de Fontestorbes reconnaît pour exutoire principal la source de Fontestorbes ainsi que quelques sources de trop-pleins situées au débouché des gorges de la Frau et qui fonctionnent rarement. Seule, la source de Fontestorbes a été équipée. Les quelques pertes qui alimentent le système n'ont fait l'objet d'aucune surveillance. Le gouffre des Caoujous, (Société Spéléologique du Plantaurel, 1961), situé 1100 m au S.S.W. de Fontestorbes (x : 566,02, y : 64,98, z : 640, Lavelanet 6 au 1/20 000), atteint la circulation d'eau à 90 m de profondeur ; il n'a pas été équipé d'enregistreur mais a permis de réaliser un certain nombre d'observations, en liaison avec le comportement de la source de Fontestorbes. Cette dernière constitue l'élément fondamental en ce qui concerne les données que nous possédons sur ce système. Ses coordonnées, sont les suivantes : x : 566,55, y : 63,93 (Lavelanet 6 au 1/20 000), l'altitude du repère limnimétrique est de 510,32 m.

Numéro du code : O 1432988810 (15143290).

La source est située à 1500 m au sud du village de Bélesta, sur le bord de la route qui relie Bélesta à Fougax et Barrineuf. Au fond d'un porche encombré d'éboulis, l'eau apparaît pour constituer une véritable rivière qui se jette à moins de 30 m de là dans l'Hers. Au niveau du porche, une digue en créneaux, réalisée lors d'un captage au début du siècle, sert de seuil ; l'eau s'écoule à la fois à travers le remplissage existant sous ce seuil et au-dessus de ce dernier ; toutefois l'expérience a montré que malgré l'écoulement réalisé sous le seuil, la relation entre les hauteurs dans la vasque créée en amont et le débit était biunivoque.

La station de mesure est en service depuis le 21 septembre 1965. A cette date, un limnigraphe O.T.T. (réduction 1/5) a été implanté en amont du seuil, par les soins du Bureau de Recherches Géologique et Minière (18). Depuis janvier 1968, le Laboratoire de Moulis s'occupe de l'exploitation de cette station. L'établissement de la courbe de tarage pose des problèmes. La distance séparant la source de l'Hers est très courte ; le lit est encombré de rochers (aucun aménagement n'est possible, le site étant classé) ; pour les débits supérieurs au m³/s les vitesses sont très rapides et supérieures à 3 m/s ; pour les points bas de la courbe de tarage qui ne sont mesurables qu'en

(18) Nous remercions bien vivement les responsables de ce service de nous avoir autorisé à utiliser les données obtenues et d'avoir accepté de maintenir cette station.

étiage, apparaît le phénomène d'intermittence qui sera décrit plus loin ; le régime n'est plus alors permanent. Ajoutons enfin que le seuil existant détermine une courbe de tarage assez complexe.

Les premiers jaugeages en période d'intermittence ont été réalisés avec l'aide des ingénieurs de l'Agence Financière de Bassin Adour-Garonne (19). Deux autres jaugeages pour des débits inférieurs ou voisins des débits de période d'intermittence ont été effectués pour contrôler les premiers. Une première courbe a été tracée à partir de ces points. Compte tenu des points particuliers existants, grâce au phénomène d'intermittence, et à la forme des hydrogrammes qui y correspondent, il a été possible de déterminer par le calcul d'autres valeurs ; les points ainsi obtenus se placent parfaitement sur la courbe déjà construite. Pour les points hauts nous n'avons pas dépassé 4 m³/s, si bien qu'au-delà la courbe est extrapolée (tableau 24, fig. 58).

TABLEAU 24.

Jaugeages au niveau de la station de Fontestorbes.

Dates	Echelles m	Débits m³/s
18 mai 1968....	— 0,280	3,400
26 août 1968....	— 0,670	0,080
26 août 1968....	— 0,310	1,800
3 oct. 1968....	— 0,375	0,940
2 juin 1970....	— 0,195	3,738
1 juil. 1970....	— 0,300	1,925
Points déduits	— 0,455	0,340
par	— 0,345	1,160
le calcul	— 0,315	1,720

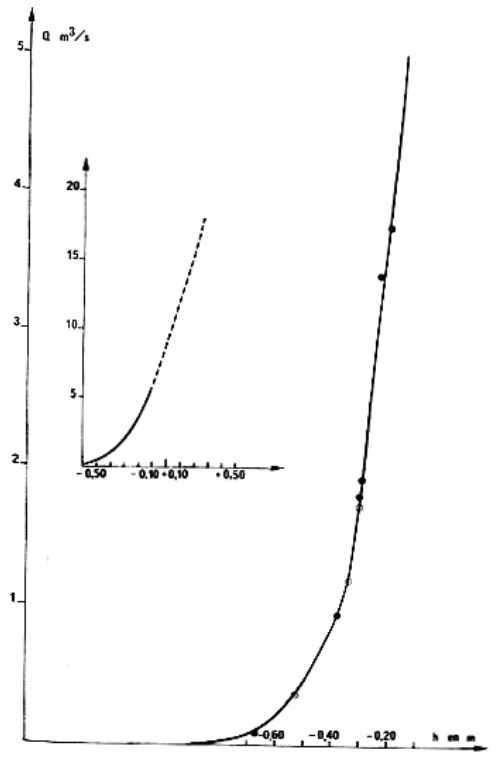


FIG. 58. — Courbe de tarage de la station de Fontestorbes. Les cercles noirs correspondent aux points mesurés, les points cerclés aux points calculés.

La recherche d'une relation entre débit et hauteur d'eau n'a pas abouti en raison de la forme du seuil d'une part et de l'écoulement qui s'effectue au-dessous du seuil d'autre part. Les courbes du type $Q = Kh^n$, par exemple, ne sont pas acceptables (coefficient de corrélation de 0,88 pour 9 mesures.

Nous ne possédons pas assez de points pour dégager la valeur de l'imprécision sur la courbe. Toutefois, les recoupements que l'on peut obtenir par le calcul lors des intermittences, les comparaisons qui ont été faites avec la station de jaugeage E.D.F. implantée sur l'Hers quelques kilomètres en aval, nous conduisent à penser que l'erreur sur les débits ne devrait pas dépasser 10 %.

En ce qui concerne les données climatologiques, un aménagement est en cours. Pour l'instant nous utilisons celles fournies par les deux stations MN situées à proximité : Bélesta à l'altitude de 489 m et Montségur à l'altitude de 920 m.

3.4.3) Le phénomène d'intermittence.

La source de Fontestorbes est célèbre depuis l'antiquité, en raison du phénomène d'intermittence qui l'affecte en période d'étiage. Ce phénomène a déjà fait l'objet de plusieurs publications (A. MANGIN, 1969 et 1973). Nous ne rappelerons ici que la description d'ensemble des phénomènes observés ; l'étude des mécanismes qui en sont responsables sera reprise dans la troisième partie. Compte tenu de son ampleur à Fontestorbes, ce phénomène présente un intérêt tout particulier puisque, comme nous le verrons, il permet l'interprétation de certaines fonctions de transfert.

Le tableau 25 montre que les intermittences commencent toujours lorsque le débit atteint la valeur de 1,040 m³/s, ce qui implique une constance parfaite dans les conditions d'apparition du phénomène. Ce débit n'est atteint qu'en début d'étiage ; pour la période d'observation, le phénomène est apparu au plus tôt le 3 juillet et au plus tard le 7 août. La dernière intermittence d'une saison correspond à la fin du cycle hydrologique. En cours d'étiage, à la suite de pluies importantes, les intermittences peuvent momentanément s'interrompre ; ainsi, le nombre de jours d'intermittence est la plupart du temps inférieur à la durée du phénomène (tableau 25). Exceptionnellement, en novembre 1973, à la suite d'un étiage particulièrement bas, le phénomène s'est interrompu pour des valeurs de débits inférieures à 1,040 m³/s ; le débit à la source s'est alors stabilisé, d'abord à 0,610 m³/s puis à 0,620 m³/s ; nous reviendrons sur ce problème lors de l'analyse de la fonction de transfert.

En cours d'intermittence, la valeur des maximums ne varie pratiquement pas. En revanche, celle des minimums suit la variation du débit réel de la source.

(19) Que nous tenons à remercier également.

Ce dernier peut être obtenu en planimétrant l'hydrogramme d'une intermittence et en divisant le volume ainsi calculé par le temps de l'intermittence. La figure 59 indique qu'il existe une bonne relation entre le débit réel et la valeur du minimum (en raison de sa forme complexe, l'analyse mathématique de cette courbe n'a pas été effectuée ; par ailleurs, les résultats graphiques étaient suffisants). Ce graphique permet de connaître très rapidement le débit de la source par simple lecture de la valeur du minimum.

TABLEAU 25.

Données sur les intermittences de Fontestorbes.

Année	Date de la première intermittence	Débit au moment de la première intermittence	Date de la dernière intermittence	Durée de la période d'intermittence	Nombre de jours d'intermittence
1966	14 juillet	1,040 m³/s	26 novembre	136 jours	120
1967	9 juillet	1,040 m³/s	24 décembre	169 jours	168
1968	1 août	1,040 m³/s	8 novembre	100 jours	100
1969	3 juillet	1,040 m³/s	15 décembre	166 jours	155
1970	25 juillet	1,040 m³/s	20 janvier 1971	180 jours	169
1971	1 août	1,040 m³/s	22 novembre	114 jours	114
1972	7 août	1,040 m³/s	23 février 1973	191 jours	164
1973	30 juillet	1,040 m³/s	7 janvier 1974	162 jours	133

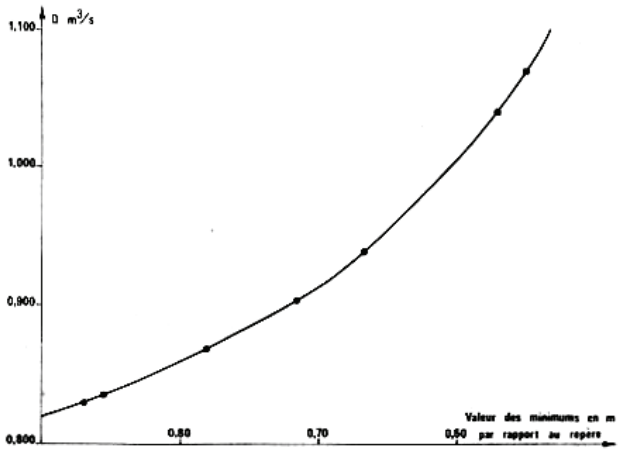


FIG. 59. — Relation entre le débit de Fontestorbes et la valeur du minimum du limnigramme lors des intermittences.

Le débit maximal lors d'une intermittence est de 1,800 m³/s ; le débit minimal varie entre 0,500 m³/s et 0,020 m³/s, ce qui confère au phénomène une très grande amplitude.

La période est variable : de l'ordre de 80 minutes pour les premières intermittences de la saison, elle diminue, passe par un minimum de 60 minutes et augmente à nouveau jusqu'à la valeur de 90 minutes ; au-delà, l'intermittence cesse comme il est apparu en novembre 1973. A partir d'une valeur minimum de l'hydrogramme d'intermittence, il faut environ 20 minutes pour atteindre le maximum ; le temps nécessaire pour atteindre un nouveau minimum varie suivant l'importance de l'intermittence entre 40 et 70 minutes.

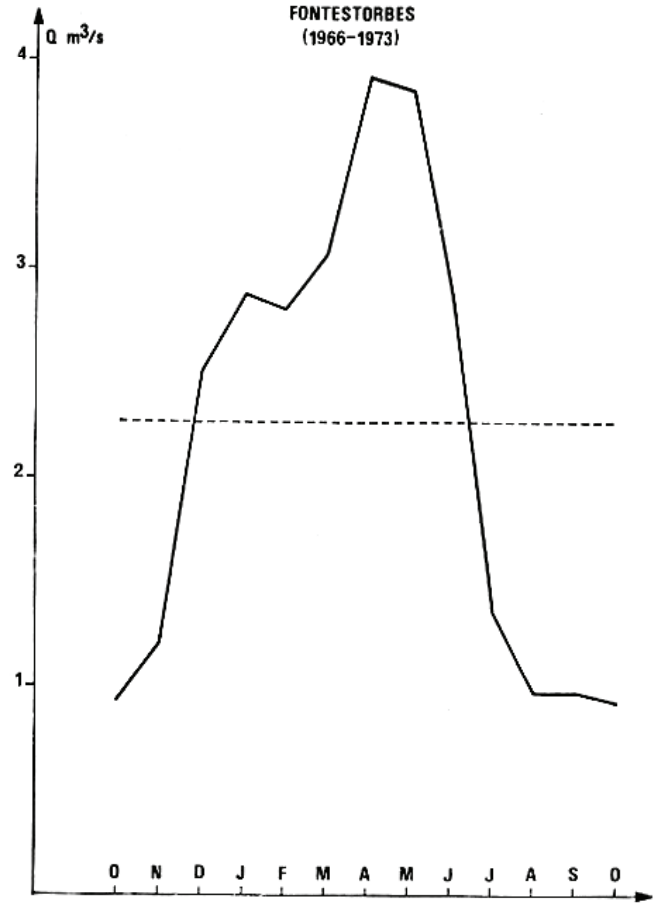


FIG. 60. — Graphique des débits moyens mensuels interannuels. En pointillé est indiqué le débit moyen de la période considérée.

TABLEAU 26.

Débits moyens mensuels, annuels et modules (Fontestorbes).

Années	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Ann.	Module spéc.
1965										1,295	1,200	6,325		
1966	3,760	3,130	2,750	3,820	5,035	2,375	1,140	0,940	0,875	1,020	1,520	5,065	2,620	30,82
1967	3,290	1,970	3,270	2,870	2,615	1,870	0,985	0,865	0,890	0,860	0,940	1,400	1,820	21,41
1968	4,130	2,215	2,580	3,470	3,315	3,685	1,570	0,980	0,900	0,910	2,580	3,730	2,505	29,47
1969	2,580	1,920	3,775	4,980	3,215	1,395	1,190	0,990	0,948	0,870	0,826	3,680	2,200	25,88
1970	2,850	3,115	3,345	3,795	4,495	2,985	1,320	0,920	0,875	1,100	0,925	0,970	2,210	26,00
1971	1,955	3,340	2,770	4,095	3,745	3,660	1,650	0,955	0,945	0,915	1,220	2,230	2,280	26,82
1972	3,090	4,395	3,365	5,070	4,585	3,685	1,875	1,000	1,465	0,925	0,925	0,915	2,595	30,53
1973	1,460	2,385	2,690	3,280	3,915	3,330	1,280	1,120	0,890	0,850	0,740	2,140	1,910	22,47

TABLEAU 27.

Débits moyens interannuels : mensuels, annuels et modules (Fontestorbes).

Période	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Ann.	Module spéc.
1966	3,760	3,130	2,750	3,820	5,035	2,375	1,140	0,940	0,875	1,020	1,520	5,065	2,620	30,82
1966-1967	3,525	2,550	3,010	3,345	3,825	2,120	2,125	0,905	0,885	0,940	1,230	3,235	2,310	26,12
1966-1968	3,725	2,440	2,870	3,390	3,655	2,645	1,230	0,930	0,890	0,930	1,680	3,400	2,315	27,23
1966-1969	3,440	2,310	3,095	3,785	3,545	2,330	1,220	0,945	0,900	0,915	1,465	3,470	2,285	26,90
1966-1970	3,320	2,470	3,145	3,790	3,735	2,460	1,240	0,940	0,900	0,950	1,360	2,970	2,270	26,72
1966-1971	3,095	2,615	3,080	3,840	3,735	2,660	1,310	0,940	0,905	0,945	1,335	2,845	2,275	26,73
1966-1972	3,095	2,870	3,120	4,015	3,860	2,810	1,390	0,950	0,985	0,945	1,275	2,570	2,320	27,28
1966-1973	2,890	2,810	3,070	3,920	3,865	2,875	1,375	0,970	0,975	0,930	1,210	2,515	2,265	26,68

3.4.4) **Résultats hydrologiques** (20).

Comme pour les deux systèmes précédents, les résultats fournis ne concernent que les débits.

Sur le tableau 26 sont figurées les valeurs moyennes mensuelles, d'octobre 1965 à décembre 1973.

Dans le tableau 27 apparaissent les valeurs moyennes mensuelles interannuelles pour la même période.

Le débit moyen interannuel (1966-1973) est de 2,265 m³/s, le module spécifique correspondant étant de 26,68 l/s/km² et la lame d'eau écoulée de 842 mm.

L'analyse des tableaux montre que le système de Fontestorbes se comporte différemment de ceux du Baget et d'Aliou. Sur la figure 60 on constate que l'étiage proprement dit est court : août à octobre. Si des crues se produisent en décembre et janvier comme pour les autres systèmes, la période de basses eaux relatives qui suit est beaucoup plus importante et les mois de février et mars se caractérisent par des écoulements peu abondants ; en revanche, les mois d'avril et mai présentent les débits les plus importants en moyenne. Il faut voir là l'influence de l'altitude ; beaucoup de précipitations s'effectuent sous forme neigeuse et, en février, une bonne partie de cette neige est immobilisée par le gel. Les pointes d'avril et mai correspondent à la fonte des neiges qui se poursuit jusqu'à la fin juin. Ainsi s'explique le raccourcissement marqué de l'étiage. L'originalité du système de Fontestorbes par rapport à ceux du Baget et d'Aliou réside dans l'apparition d'un caractère montagnard nettement marqué.

Si, en moyenne, les hautes eaux sont situées aux mois d'avril-mai, les crues les plus violentes ont été enregistrées à la fin de l'étiage. C'est ainsi que le débit maximal atteint pendant la période d'observation est survenu le 7 décembre 1966 avec 15,200 m³/s.

Le débit minimal correspond à l'étiage exceptionnel de 1973 avec 0,610 m³/s. Le rapport débit maximal sur débit minimal est de 25 (il est de 188 pour le Baget et de 5250 pour Aliou). Ce rapport peut être sous-estimé. En effet, lorsque le débit à Fontestorbes dépasse 4 m³/s, de nombreux exutoires prennent naissance en bordure sud du synclinorium de Fougax et Barrineuf, au niveau des gorges de la Frau. Sur une longueur de 50 mètres environ et sur une distance de plus de 100 mètres de part et d'autre de l'axe de la vallée, l'eau sourd à la limite des calcaires ; les griffons les plus éloignés dominent alors la vallée de près de 30 mètres. (L'exutoire le plus important, en

(20) Les données de débits journaliers sont fournies en annexe de la 2e partie.

TABLEAU 28.

Analyse des cycles hydrologiques.

Cycles	Dates	Durée	Débits moyens m^3/s	Volume transit m^3
1966	28 nov. 1965 26 nov. 1966	364 jours	2,723	85 647 629
1967	27 nov. 1966 24 déc. 1967	393 jours	2,073	70 402 522
1968	25 déc. 1967 7 nov. 1968	319 jours	2,338	64 442 995
1969	8 nov. 1968 14 déc. 1969	402 jours	2,258	78 438 240
1970	15 déc. 1969 20 janv. 1971	402 jours	2,292	79 623 562
1971	21 janv. 1971 22 nov. 1971	306 jours	2,340	61 860 326
1972	23 nov. 1971 23 févr. 1973	459 jours	2,423	96 097 709
1973	24 févr. 1973 3 févr. 1974	345 jours	1,964	58 554 749

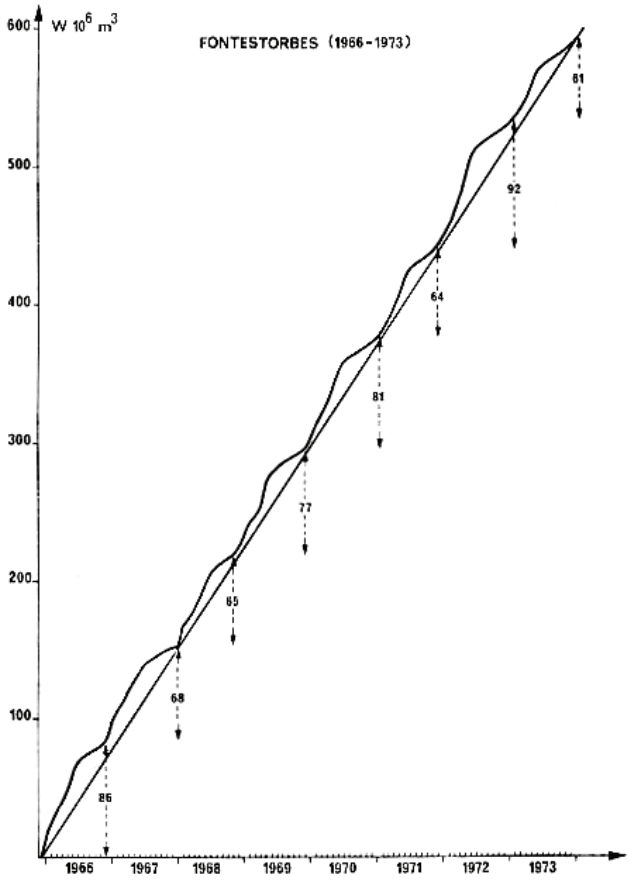


FIG. 61. — Courbe des débits cumulés.

rive gauche, est la fontaine de Lesqueille). Ainsi se dégage l'impression que le karst noyé qui s'étend sous le synclinorium de Fougax et Barrineuf déborde sur sa limite méridionale. C'est à ce moment là, également, que le bassin du ruisseau de Balagués alimente Fontestorbes. Il en résulte que les pertes par débordement du karst noyé sont certainement compensées, en partie sinon en totalité, par les apports inattendus de ce bassin supplémentaire. Nous ne possédons pas encore assez d'éléments pour trancher cette question. L'analyse des huit cycles (tableau 28) conduit à des résultats analogues à ceux obtenus sur les autres systèmes. Il n'a pas été possible de mettre en relation l'importance des valeurs de transit et la valeur des précipitations observées soit à Bélesta, soit à Montségur. Toutefois, on remarque que le débit moyen d'un cycle à l'autre varie très peu ; au total, et en choisissant un seuil de 5 %, pour déterminer l'intervalle de confiance par rapport à la moyenne, cette variation ne dépasse jamais 8,5 % (au Baget et à Aliou les variations sont nettement plus fortes). Celà dénote un pouvoir de régulation plus important à Fontestorbes, ce que traduit la figure 61.

3.4.5) Conclusion.

Le système karstique de Fontestorbes (85 km²) se caractérise par sa constitution en deux ensembles : l'un de 67,75 km², l'autre de 17,25 km², séparées par des terrains imperméables ce qui implique qu'une partie de l'aquifère est captive, sur 5 km environ.

Il se caractérise également par une grande hétérogénéité lithologique ; en effet, on rencontre là des terrains cristallins et paléozoïques (17 % de l'ensemble), des terrains mésozoïques avec essentiellement des calcaires métamorphisés (20 % de l'ensemble), des terrains mésozoïques calcaires non métarmorphisés (63 % de l'ensemble). Les terrains non karstiques sont relativement réduits puisqu'ils ne représentent que 17 % de la totalité de la superficie du bassin amont.

Ce système est marqué par une structure géologique complexe. Des calcaires dévoniens aux calcaires aptiens, se rencontre, dans le système de Fontestorbes, une gamme variée de roches carbonatées. La limite du bassin versant est assez précise (imprécision inférieure à 10 %) avec, lors des hautes eaux, la participation du petit bassin voisin (9,5 km²) du ruisseau de Balagués.

L'indice de compacité est de 1,79. L'altitude maximale du bassin atteint 2368 m ; celle de l'exutoire se situe à 510 m ; l'altitude moyenne et médiane se confondent pour une même valeur de 1295 m.

Le débit moyen du système pour la période d'observation (1966-1973) est de 2,265 m^3/s, le module spécifique de 26,68 $l/s/km^2$ et la lame d'eau écoulée de 842 mm.

La présence d'un phénomène d'intermittence qui intervient lors de l'étiage permet non seulement l'étude des mécanismes qui président à la réalisation d'un tel phénomène, mais apporte aussi une aide précieuse dans la détermination des fonctions de transfert (A. MANGIN, 1973).

Le système de Fontestorbes apparaît comme un holokarst de région plissée dont le caractère montagnard est déjà nettement prononcé.

A ce titre, il constitue un complément très intéressant aux deux autres systèmes décrits, dont il se singularise, en outre, par ses dimensions.

Enfin, ajoutons qu'au terme de la description de ce troisième système, du point de vue morphologique, se dégagent certaines caractéristiques d'ordre régional. En effet, les courbes hypsographiques ont permis de mettre en évidence quatre phases morphologiques bien marquées qui se traduisent par :

— un niveau d'érosion supérieur (situé à 1300 m au Baget, à 1800 m à Fontestorbes),
— un niveau d'érosion moyen (vers 1100-1200 m pour les trois systèmes),
— un niveau d'érosion inférieur (voisin de 600-700 m),
— un recreusement très important et brutal à partir de ce dernier niveau, qui peut atteindre 150 m et davantage.

Les phases morphologiques très évidentes, tout au moins pour la zone nord-pyrénéenne, permettent de situer les phénomènes karstiques observés dans cette région, d'en faire une chronologie et par suite d'en retracer l'évolution.

3.5) AUTRES SYSTÈMES KARSTIQUES UTILISÉS.

Les documents portant sur les autres systèmes utilisés dans le cadre de ce travail sont de nature variable et parfois très fragmentaires. Cependant, ils permettent souvent de tester les méthodes mises au point sur les trois systèmes décrits ou tout au moins d'en vérifier certains aspects ; en effet, il est nécessaire de parvenir à séparer ce qui est propre aux systèmes karstiques pris comme référence de ce qui peut être considéré comme répondant à des lois plus générales.

Beaucoup de karsts ayant été étudiés, un choix a dû être effectué. Il a paru intéressant de prendre des systèmes situés sous des conditions climatiques proches mais présentant d'autres particularités que ceux qui sont déjà cités ; d'autres exemples ont été choisis en fonction de conditions climatiques, géologiques ou de superficie particulières.

3.5.1) Dans les Pyrénées.

a) *Le système karstique des « Neuf Fontaines »* à Aulus (Ariège). On trouvera les renseignements le concernant dans le travail de A. DUBOË (1963). Il est situé dans les calcaires cristallins métamorphiques coincés entre le massif des Trois Seigneurs et la zone axiale (fig. 7). La superficie du bassin versant a été estimée à 15 km^2 ; l'altitude de la source est de 725 m, celle du point culminant de 2088 m. Ce système a été exploité durant cinq ans (1957 à 1961), le débit moyen correspondant à cette période est de 0,830 m^3/s ; le module spécifique serait ainsi de 55,5 $l/s/km^2$.

L'intérêt de ce système réside en un certain nombre de points, qu'il s'agisse de la très faible importance des roches non karstiques sur son bassin versant (moins de 10 %), de son altitude élevée, ou de l'importance des précipitations (module spécifique très fort). En outre, il présente une structure anticlinale complexe ; le recoupement de cette structure par la vallée du Garbet est responsable de la situation de la source. Le débit d'étiage très élevé de cette dernière, supérieur à 0,200 m^3/s, ne peut être ainsi expliqué par un piégeage de type synclinal ou de type karst barré.

Tous ces caractères font de ce système un terme de comparaison très précieux par rapport aux autres.

b) *Le système de Moulis* (Ariège) (dans lequel est située la grotte laboratoire) nous a fourni certaines données. Seule une partie est concernée par notre étude ; elle correspond à un exutoire connu sous le nom de fontaine de La Bièle. La description de cette source et sa situation dans le système ont été effectuées par F. LESCHER-MOUTOUÉ (1973) dans le cadre du travail biologique que cet auteur lui a consacré.

Drainant 1 km^2 environ, avec un débit moyen de l'ordre de 30 l/s, cet exutoire est l'aboutissement d'un écoulement superficiel dans les calcaires ; c'est à ce titre que nous l'avons étudié.

Rappelons que sa courbe de tarage (fig. 1) a été utilisée pour montrer l'inadaptation d'un déversoir triangulaire dans le cas d'une source karstique.

c) *Le karst profond de la région de Lavelanet* (Ariège) figure également comme exemple car il a fait l'objet de pompages effectués dans l'aquifère atteint par forage. En outre, nous avons vu (1re partie) que cet aquifère permet de réaliser une bonne analyse des phénomènes de marée.

Dans la région de Lavelanet (fig. 7), les calcaires thanétiens qui constituent le chaînon du Plantaurel disparaissent sous les marnes sparnaciennes ; grâce à une structure synclinale ils réapparaissent plus au sud. Une étude préliminaire (A. MANGIN, 1967) permettait de penser que les calcaires situés sous Lavelanet même, à quelques 400 m de profondeur, devaient être aquifères. Un forage de 480 m a confirmé l'exactitude de cette hypothèse. Depuis plus d'un an le débit obtenu est de 140 m³/h, avec un rabattement de l'ordre de 60 m. Pour les données concernant ce forage se rapporter à J. ROCHE (1970) (21).

3.5.2) Karsts non pyrénéens.

Nous utiliserons essentiellement les données obtenues par le B.R.G.M. (21) à Fontaine de Vaucluse et par l'E.D.F. (21), à Fontaine l'Evêque.

a) *Le système karstique de Vaucluse* (fig. 6), le plus important de France, se classe parmi les systèmes karstiques mondiaux de grandes dimensions. Sa surface a été estimée à 1230 km² (G. DUROZOY *et al.*, 1973 ; H. GALLE-CAVALLONI et H. PALOC, 1968 ; J. FLANDRIN et H. PALOC, 1969 ; O. BOUILLIN *et al.*, 1973). Le débit moyen est de l'ordre de 20 m³/s, le module spécifique varie de 15 à 20 l/s/km² environ. Le B.R.G.M. possède des données relatives à la période 1966-1973.

Par ses dimensions, le système de Vaucluse permet de déterminer si des observations réalisées sur des bassins versants réduits peuvent ou non être transposées dans le cas de très grands systèmes. En outre, par sa structure, sa position géographique et les études qui sont effectuées à son niveau, il constitue un élément essentiel pour l'analyse des aquifères karstiques.

b) La surface du bassin versant du système karstique de *Fontaine l'Evêque* (Var) (fig. 6) (voir R. THÉROND, 1972), n'est pas précisée ; elle est, en effet, très difficile à estimer compte tenu de l'alimentation par des pertes partielles de plusieurs cours d'eau de surface. Le débit moyen annuel est de 5,7 m³/s.

La forme particulière des hydrogrammes, le fait que l'on n'observe jamais un vrai tarissement conduisent à exécuter plusieurs tests à son propos. Il s'agit là d'un système de grandes dimensions que l'on peut considérer comme un bon exemple de karst méditerranéen.

c) Pour d'autres systèmes, les documents demeurent encore fragmentaires ; mais nous avons tenu compte des données concernant la *Touvre* (R. E. QUELENNEC *et al.*, 1971) et les *Gillardes* (J. L. BONHOMME, 1972) (fig. 6).

(21) Nous remercions tous ceux qui ont bien voulu nous confier bon nombre de documents et qui nous ont permis de les exploiter.

4. — CONCLUSIONS SUR LE CONCEPT MÉTHODOLOGIQUE ADOPTÉ ET SUR LES SYSTÈMES KARSTIQUES ÉTUDIÉS.

La deuxième partie de ce travail a eu pour objet *de définir et de décrire les concepts utilisés* pour essayer de comprendre l'agencement et le fonctionnement des aquifères karstiques.

Ces concepts reposent sur le *principe de l'analyse des systèmes* dont la définition et les principes de base ont été donnés.

L'avantage d'une telle analyse réside dans le fait qu'elle constitue une approche du milieu ; ce dernier étant difficilement accessible à l'observation directe, seuls les effets qu'il engendre peuvent être parfaitement maîtrisés.

La notion de système ayant été appliquée à l'aquifère karstique, il a fallu définir, par rapport à ce système, le *processus* étudié ainsi que la nature des *fonctions d'entrée* et de *sortie*. De cette démarche résultent plusieurs points importants :

1° Il est nécessaire de choisir un système karstique qui réponde à la définition d'un système physique, afin de pouvoir en utiliser les logarithmes de résolution.

2° Il convient de suivre sur ce système les séries chronologiques les plus longues possibles des fonctions d'entrée et de sortie adoptées, c'est-à-dire les

précipitations et les débits. Cette proposition conduit à mener une étude intensive.

La transposition d'une telle méthode soulève de nombreuses difficultés ; l'obtention d'une bonne fonction d'entrée ou encore la linéarité de la fonction de transfert ne sont pas les moindres. Par ailleurs, le fait d'adopter une démarche globale n'en implique pas moins que les problèmes traités obligent souvent à entrer dans le détail ; dès lors il est nécessaire d'aménager la méthodologie envisagée. La troisième partie de ce travail permettra de mettre en évidence les problèmes posés ainsi que la manière dont on peut tenter de les résoudre. Cependant ces aménagements ne deviennent possibles que si certaines conditions tendent à être réalisées.

3° Les observations à l'intérieur du système doivent être les plus nombreuses possibles afin d'orienter le choix du modèle ; cet impératif s'ajoute donc à l'obtention des fonctions d'entrée et de sortie.

4° Une étude idéale consisterait à faire appel à tous les autres paramètres liés au processus étudié. Ainsi apparaît la notion de recherche pluridisciplinaire qui semble fondamentale dans l'étude des systèmes karstiques. Chaque spécialiste, par la connaissance du paramètre qui le concerne, met ainsi en évidence le comportement du système.

Dans le cadre de ce travail, n'ont été définis que les éléments en liaison avec la fonction de sortie choisie, soit les débits, ainsi que les mesures piézométriques ou la surveillance de regards et de trop-pleins. Les autres paramètres d'ordre thermique, climatique, chimique et biologique sont fournis par différents spécialistes constitués en équipe afin d'aborder l'étude d'un système donné.

En ce qui concerne les données hydrologiques, les techniques d'obtention des mesures utilisées ainsi que leurs précisions ont fait l'objet d'un développement particulier. De même nous avons insisté sur certains traitements de l'information, telles l'analyse des liaisons corrélatives et l'analyse de covariance.

Le système de référence choisi est représenté par le système karstique du Baget situé à proximité immédiate du Laboratoire souterrain du C.N.R.S. Il a fait l'objet d'un aménagement important : douze stations de mesures pour les débits, quatre stations de surveillance piézométriques et des laboratoires de terrains qui permettent un grand nombre de mesures *in situ*.

Les caractéristiques des différentes stations étant définies, les mesures obtenues ont été soumises à une analyse critique. Ceci a permis de dégager certains résultats.

— L'aquifère karstique présente, tant par sa constitution que par son comportement, une grande hétérogénéité ; il en résulte, notamment, que les réserves n'ont la possibilité d'être reconstituées que lors de périodes pluvieuses continues et relativement longues (de février à mars).

— Les valeurs du gradient hydraulique peuvent être très élevées.

— Certains phénomènes hydrauliques entraînent la constitution de plans d'eau situés au-dessus du niveau piézométrique. Il convient donc d'établir une distinction lors de la dénomination des gouffres et des puits atteignant la zone saturée : ils représentent soit des regards, soit des cheminées d'équilibre.

Les données obtenues sur le système du Baget, qui a servi de base à l'étude, ont été complétées par celles d'autres systèmes. En effet, en raison de la simplicité de sa structure, de sa lithologie et de sa faible étendue, le Baget pouvait présenter des particularités. Le système d'Aliou bien que situé à proximité de celui du Baget, offre une lithologie et une structure géologique complexe. Le système de Fontestorbes, par sa constitution, ses dimensions, son caractère montagnard s'avère un complément précieux ; en outre, le phénomène d'intermittence qui l'affecte le rend particulièrement intéressant. L'utilisation de documents fournis par des systèmes non pyrénéens a permis de généraliser certains résultats.

Les moyens de travail dont nous disposons ayant été définis avec leurs avantages, leurs inconvénients et surtout leurs limites, nous aborderons dans la troisième partie de cette étude les problèmes relatifs à la constitution et au fonctionnement des aquifères karstiques.

(*à suivre*).

ANNEXE.

Toutes les données chiffrées qui ont permis d'établir les calculs cités dans le texte figurent dans les tableaux I à XXXII.

a) Les tableaux I à V se rapportent aux tests statistiques utilisés dans ce travail. La famille de distribution de la variable F est employée à deux fins (pour les covariances et pour la comparaison des précisions) ; les valeurs de F aux seuils de 5 % et de 1 % avec un seul degré de liberté au numérateur (comparaison entre deux lots seulement) sont indiquées dans le tableau II ; les valeurs de F pour plusieurs degrés de liberté au numérateur mais pour un seul intervalle de confiance (seuil de 5 %) figurent dans le tableau III .

Le tableau V permet de connaître la signification d'une liaison corrélative compte tenu de l'intervalle de confiance (seuil de 5 %) choisi pour r.

b) Les tableaux VI à XXIV fournissent les valeurs de débits moyens journaliers pour la période étudiée. Les graphiques I à XIX sont établis à partir de ces données (Les valeurs entre parenthèses sont approchées).

1°) Les tableaux VI à XI (graphiques I à VI) correspondent au système du Baget. Les débits issus des trop-pleins sont figurés en noir sur les graphiques.

2°) Les tableaux XII à XVI (graphiques VII à XI) sont relatifs au système d'Aliou.

3°) Les tableaux XVII à XXIV (graphiques XII à XIX) se rapportent au système de Fontestorbes. Les périodes durant lesquelles ont lieu les intermittences sont indiquées sur les graphiques et apparaissent en italiques dans les tableaux.

c) Les tableaux XXV à XXXII ont trait aux données utilisées pour les corrélations.

1°) Tableaux XXV à XXVII : valeurs obtenues sur les échelles limnimétriques de A_2, B_1, B_3, M_1, M_2, durant la période de 1969 à 1973. Les traits horizontaux séparent plusieurs séries de valeurs correspondant soit à une fin de cycle, soit à un détarage des stations.

2°) Tableaux XXVIII à XXXII : valeurs de débits aux différentes stations.

TABLEAU I.

Distribution de t (Student).

D. L.	Seuil de 5 %	Seuil de 1 %
1	12,71	63,66
2	4,30	9,92
3	3,18	5,84
4	2,78	4,60
5	2,57	4,03
6	2,45	3,71
7	2,36	3,50
8	2,31	3,36
9	2,26	3,25
10	2,23	3,17
11	2,20	3,11
12	2,18	3,06
13	2,16	3,01
14	2,14	2,98
15	2,13	2,95
16	2,12	2,92
17	2,11	2,90
18	2,10	2,88
19	2,09	2,86
20	2,09	2,84
21	2,08	2,83
22	2,07	2,82
23	2,07	2,81
24	2,06	2,80
25	2,06	2,79
26	2,06	2,78
27	2,05	2,77
28	2,05	2,76
29	2,04	2,76
30	2,04	2,75
35	2,03	2,72
40	2,02	2,71
45	2,02	2,69
50	2,01	2,68
60	2,00	2,66
∞	1,96	2,58

TABLEAU II.

Distribution de F (Snedecor).

D. L.	Seuil de 5 %	Seuil de 1 %
1	161	4052
2	18,51	98,49
3	10,13	34,12
4	7,71	21,20
5	6,61	16,26
6	5,99	13,74
7	5,59	12,25
8	5,32	11,26
9	5,12	10,56
10	4,96	10,04
11	4,84	9,65
12	4,75	9,33
13	4,67	9,07
14	4,60	8,86
15	4,54	8,68
16	4,49	8,53
17	4,45	8,40
18	4,41	8,28
19	4,38	8,18
20	4,35	8,10
21	4,32	8,02
22	4,30	7,94
23	4,28	7,88
24	4,26	7,82
25	4,24	7,77
26	4,22	7,72
27	4,21	7,68
28	4,20	7,64
29	4,18	7,60
30	4,17	7,56
32	4,15	7,50
34	4,13	7,44
36	4,11	7,39
38	4,10	7,35
40	4,08	7,31
42	4,07	7,27
44	4,06	7,24
46	4,05	7,21
48	4,04	7,19
50	4,03	7,17
55	4,02	7,12
60	4,00	7,08
65	3,99	7,04
70	3,98	7,01
80	3,96	6,96
100	3,94	6,90
125	3,92	6,84
150	3,91	6,81
200	3,89	6,76
400	3,86	6,70
1000	3,85	6,66
∞	3,84	6,64

TABLEAU III.

Distribution de F (Snedecor) au seuil de 5 %.

DL_2	DL_1									
	1	2	3	4	5	6	8	12	24	∞
2	18,51	19,00	19,16	19,25	19,30	19,33	19,37	19,41	19,45	19,50
3	10,13	9,55	9,28	9,12	9,01	8,94	8,84	8,74	8,64	8,53
4	7,71	6,94	6,59	6,39	6,26	6,16	6,04	5,91	5,77	5,63
5	6,61	5,79	5,41	5,19	5,05	4,95	4,82	4,68	4,53	4,36
6	5,99	5,14	4,76	4,53	4,39	4,28	4,15	4,00	3,84	3,67
7	5,59	4,74	4,35	4,12	3,97	3,87	3,73	3,57	3,41	3,23
8	5,32	4,46	4,07	3,84	3,69	3,58	3,44	3,28	3,12	2,93
9	5,12	4,26	3,86	3,63	3,48	3,37	3,23	3,07	2,90	2,71
10	4,96	4,10	3,71	3,48	3,33	3,22	3,07	2,91	2,74	2,54
12	4,75	3,88	3,49	3,26	3,11	3,00	2,85	2,69	2,50	2,30
14	4,60	3,74	3,34	3,11	2,96	2,85	2,70	2,53	2,35	2,13
16	4,49	3,63	3,24	3,01	2,85	2,74	2,59	2,42	2,24	2,01
18	4,41	3,55	3,16	2,93	2,77	2,66	2,51	2,34	2,15	1,92
20	4,35	3,49	3,10	2,87	2,71	2,60	2,45	2,28	2,08	1,84
25	4,24	3,38	2,99	2,76	2,60	2,49	2,34	2,16	1,96	1,71
30	4,17	3,32	2,92	2,69	2,53	2,42	2,27	2,09	1,89	1,62
40	4,08	3,23	2,84	2,61	2,45	2,34	2,18	2,00	1,79	1,51
60	4,00	3,15	2,76	2,52	2,37	2,25	2,10	1,92	1,70	1,39
80	3,96	3,11	2,72	2,49	2,33	2,21	2,06	1,88	1,65	1,32
120	3,92	3,07	2,68	2,45	2,29	2,17	2,02	1,83	1,61	1,25
∞	3,84	2,99	2,60	2,37	2,21	2,09	1,94	1,75	1,52	1

TABLEAU IV.

Distribution de ρ.

D. L.	Seuil de 1 %	Seuil de 0,1 %
1	1,414	1,414
2	1,715	1,730
3	1,918	1,982
4	2,051	2,178
5	2,142	2,329
6	2,208	2,447
7	2,256	2,540
8	2,294	2,616
9	2,324	2,678
10	2,348	2,730
15	2,423	2,899
20	2,460	2,990
25	2,483	3,047
30	2,498	3,085
50	2,529	3,166
100	2,553	3,227
∞	2,576	3,291

TABLEAU V.

Valeurs critiques du coefficient de corrélation (avec un coefficient de sécurité de 95 % sur r).

n	au seuil de 5 %	au seuil de 1 %
5	0,992	0,997
6	0,979	0,991
7	0,961	0,981
8	0,943	0,969
9	0,926	0,955
10	0,903	0,941
11	0,883	0,926
12	0,864	0,912
13	0,846	0,898
14	0,828	0,883
15	0,811	0,869
16	0,797	0,854
17	0,782	0,843
18	0,766	0,828
19	0,754	0,818
20	0,741	0,804
25	0,684	0,750
30	0,638	0,705
35	0,600	0,667
40	0,568	0,634
45	0,541	0,606
50	0,518	0,580
60	0,477	0,539
70	0,445	0,505
80	0,419	0,476
90	0,397	0,449
100	0,378	0,429
125	0,341	0,391
150	0,313	0,359
200	0,272	0,314
250	0,244	0,290
300	0,223	0,258

TABLEAU VI.

Baget B_1 (1968).

	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1		0,225	1,900	0,215	0,115	0,088	0,250	0,086	0,370
2		0,215	1,340	0,210	0,110	0,088	0,175	0,086	0,340
3		0,210	1,055	0,195	0,110	0,087	0,130	0,130	0,305
4		0,195	0,885	0,195	0,105	0,090	0,120	0,285	0,280
5		0,190	0,470	0,185	0,110	0,090	0,115	0,250	0,250
6		0,345	0,410	0,185	0,115	0,088	0,105	0,180	0,245
7		1,190	0,370	0,180	0,110	0,087	0,095	0,135	0,225
8		0,885	0,345	0,165	0,110	0,087	0,093	0,190	0,195
9		0,400	0,305	0,160	0,155	0,087	0,093	1,760	0,255
10		0,300	0,290	0,150	0,145	0,087	0,092	1,340	0,475
11		0,260	0,275	0,150	0,130	0,087	0,089	1,055	1,620
12		0,325	0,260	0,145	0,205	0,087	0,088	0,435	1,650
13		0,305	0,250	0,140	0,190	0,087	0,087	0,305	1,340
14		0,290	0,230	0,135	0,145	0,086	0,087	0,260	1,340
15		0,250	0,220	0,140	0,130	0,086	0,087	0,225	1,195
16		0,225	0,200	0,135	0,125	0,086	0,087	0,290	1,140
17		0,215	0,200	0,130	0,120	0,086	0,088	0,560	1,140
18		0,195	0,300	0,125	0,130	0,086	0,087	1,190	1,340
19		0,185	1,420	0,120	0,130	0,086	0,086	2,270	1,255
20		0,400	1,340	0,120	0,110	0,086	0,086	1,760	1,085
21		4,865	1,140	0,120	0,105	0,086	0,086	1,650	1,025
22		2,465	0,885	0,115	0,094	0,087	0,086	1,535	0,970
23		1,255	0,635	0,115	0,093	0,145	0,085	0,745	1,140
24		0,460	0,635	0,115	0,092	0,430	0,085	0,400	1,085
25	1,340	0,430	0,435	0,110	0,091	0,225	0,086	0,350	0,575
26	0,435	0,425	0,365	0,110	0,090	0,150	0,086	0,325	0,635
27	0,350	1,535	0,305	0,110	0,089	0,120	0,086	0,300	1,340
28	0,305	3,030	0,275	0,110	0,089	0,240	0,086	0,300	1,085
29	0,275	4,020	0,250	0,110	0,089	0,250	0,085	0,250	0,800
30	0,248	2,750	0,230	0,110	0,089	0,340	0,085	0,260	0,520
31		2,155		0,115	0,089		0,085		0,410

FIG. I.

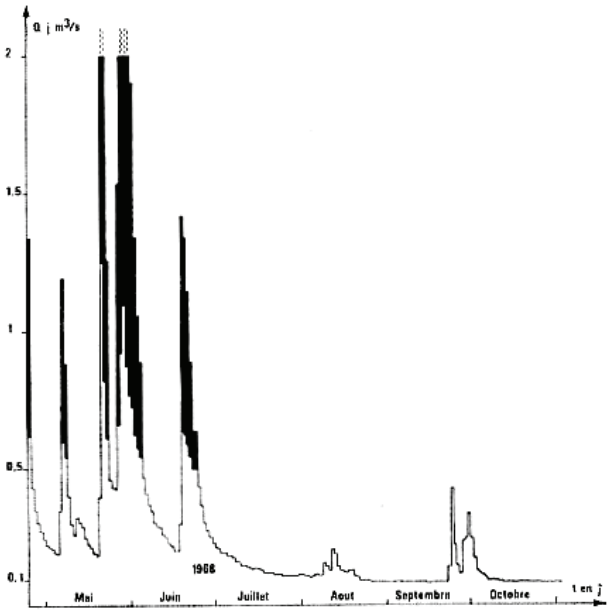


TABLEAU VII.

Baget B_1 (1969).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	0,390	0,155	0,460	0,480	1,675	0,165	0,125	0,280	0,088	0,670	0,077	0,071
2	0,345	0,150	0,400	0,860	1,420	0,160	0,115	0,630	0,087	0,700	0,076	0,072
3	0,305	0,145	0,365	0,970	1,110	0,155	0,112	0,450	0,085	0,405	0,075	0,072
4	0,280	0,140	0,335	0,745	0,885	0,145	0,110	0,270	0,085	0,305	0,075	2,290
5	0,260	0,135	0,295	0,470	0,915	0,360	0,105	0,265	0,085	0,255	0,074	3,550
6	0,250	0,130	0,315	0,480	1,340	0,365	0,105	0,370	0,087	0,225	0,074	2,710
7	0,230	0,130	0,425	0,440	1,225	0,265	0,160	0,255	0,088	0,190	0,074	3,525
8	0,220	0,140	0,715	0,395	1,025	0,240	0,210	0,210	0,125	0,170	0,073	1,610
9	0,200	0,150	0,970	0,355	0,970	0,215	0,140	0,165	0,120	0,160	0,073	1,030
10	0,195	0,150	0,435	0,305	1,340	0,190	0,125	0,145	0,105	0,150	0,072	0,640
11	0,190	0,165	0,385	0,280	1,025	0,175	0,110	0,135	0,090	0,145	0,072	0,530
12	0,185	0,385	0,350	0,265	0,520	0,160	0,108	0,120	0,088	0,140	0,071	0,495
13	0,185	1,420	0,345	0,275	0,425	0,145	0,105	0,115	0,086	0,135	0,071	0,450
14	0,225	1,340	0,450	0,250	0,380	0,340	0,105	0,115	0,098	0,130	0,070	0,385
15	0,435	0,970	1,140	0,280	0,350	0,360	0,102	0,110	0,100	0,125	0,070	1,150
16	0,500	0,400	0,635	0,290	0,320	0,365	0,100	0,105	0,270	0,120	0,070	4,105
17	0,800	0,370	1,225	0,280	0,305	0,245	0,095	0,100	0,225	0,115	0,070	3,030
18	0,970	0,425	1,760	0,475	0,310	0,215	0,088	0,098	0,290	0,112	0,070	2,710
19	1,140	0,450	1,590	1,420	0,360	0,305	0,087	0,095	0,645	0,100	0,070	3,850
20	1,055	1,190	1,420	1,025	0,385	0,245	0,085	0,090	0,385	0,098	0,070	4,380
21	0,575	0,520	1,140	0,520	0,320	0,220	0,083	0,090	0,340	0,090	0,070	3,660
22	0,420	0,400	1,110	0,410	0,290	0,205	0,080	0,090	0,270	0,088	0,071	3,095
23	0,335	0,365	1,845	0,800	0,265	0,209	0,078	0,090	0,225	0,086	0,071	2,890
24	0,305	0,450	1,535	0,775	0,245	0,190	0,075	0,091	0,175	0,085	0,071	2,510
25	0,260	0,460	1,255	0,415	0,215	0,180	0,085	0,090	0,135	0,084	0,070	1,750
26	0,225	0,490	0,970	0,355	0,190	0,175	0,105	0,089	0,115	0,083	0,070	1,270
27	0,205	0,490	0,800	0,605	0,175	0,160	0,100	0,085	0,110	0,082	0,070	0,850
28	0,185	0,530	0,520	1,650	0,180	0,145	0,275	0,086	0,108	0,080	0,070	0,790
29	0,180		0,435	1,875	0,255	0,135	0,965	0,085	0,105	0,080	0,070	0,720
30	0,170		0,410	1,815	0,200	0,130	0,530	0,098	0,110	0,079	0,070	0,620
31	0,160		0,470		0,180		0,270	0,095		0,078		0,560

FIG. II.

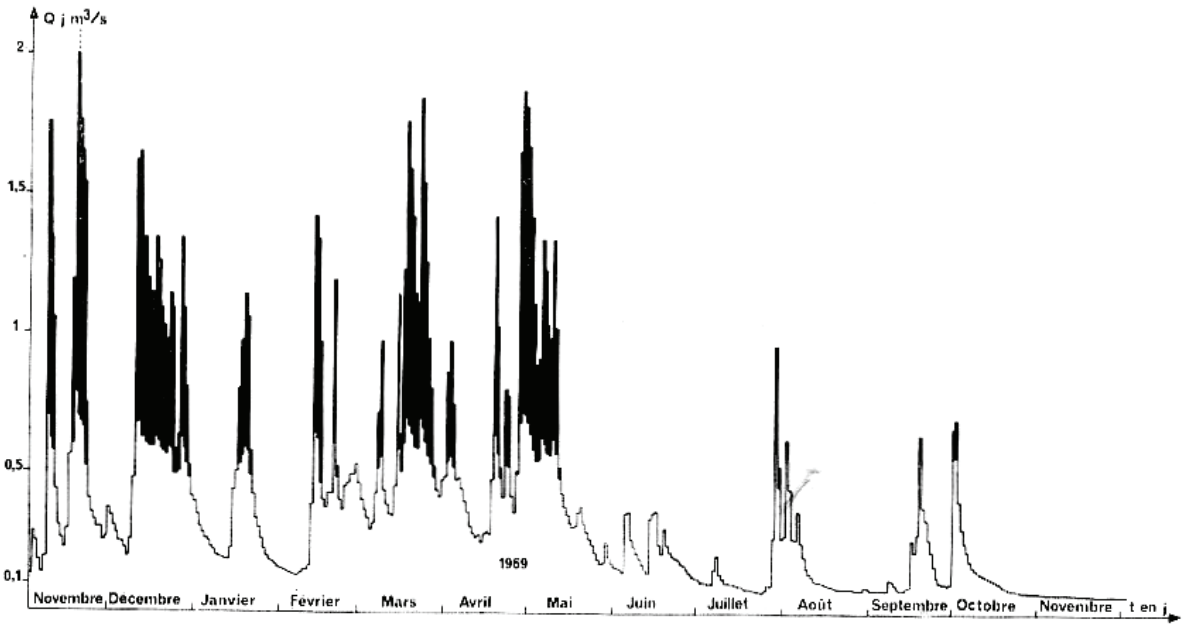


TABLEAU VIII.

Baget B_1 (1970).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	0,540	1,820	0,450	0,510	1,230	0,250	0,285	0,095	0,070	0,055	0,098	0,098
2	0,495	3,095	0,430	0,460	0,810	0,240	0,270	0,095	0,070	0,055	0,090	0,095
3	0,460	2,370	0,529	0,460	0,620	0,235	0,260	0,095	0,070	0,054	0,088	0,090
4	0,460	1,140	0,480	0,470	0,540	0,230	0,240	0,093	0,070	0,054	0,085	0,085
5	0,560	0,690	0,620	0,455	0,490	0,225	0,225	0,093	0,070	0,054	0,083	0,085
6	0,655	0,530	0,540	0,470	0,720	(0,220)	0,210	0,092	0,065	0,053	0,082	0,084
7	0,540	0,480	0,530	0,470	1,290	(0,210)	0,205	0,092	0,065	0,053	0,083	0,084
8	0,480	0,420	0,620	0,455	2,200	(0,205)	0,190	0,091	0,065	0,052	0,082	0,083
9	0,540	0,380	0,605	0,430	1,550	(0,265)	0,180	0,090	0,065	0,052	0,081	0,084
10	0,540	0,355	0,620	0,450	1,030	(0,450)	0,175	0,090	0,065	0,050	0,080	0,130
11	0,510	0,330	0,560	0,450	0,720	(0,370)	0,165	0,085	0,065	0,075	0,082	0,316
12	0,455	0,320	0,560	0,460	0,560	(1,190)	0,150	0,085	0,060	0,145	0,085	0,240
13	0,440	0,285	0,640	0,575	0,495	(3,150)	0,145	0,084	0,060	0,098	0,100	0,210
14	0,420	0,430	0,690	0,605	0,460	(1,910)	0,145	0,083	0,060	0,075	0,285	0,210
15	0,405	0,385	0,605	0,560	0,425	(0,940)	0,190	0,082	0,060	0,070	0,325	0,240
16	0,560	0,340	0,610	0,480	0,420	(0,515)	0,215	0,083	0,060	0,068	0,420	0,225
17	0,895	0,430	0,720	0,450	1,640	(0,485)	0,160	0,082	0,060	0,066	0,665	0,175
18	0,690	0,885	0,775	0,410	1,970	(0,655)	0,135	0,082	0,059	0,065	0,510	0,160
19	0,700	0,810	4.080	0,385	1,410	(1,180)	0,125	0,083	0,059	0,065	0,270	0,120
20	0,695	0,830	3,500	1,415	0,915	(0,810)	0,120	0,085	0,058	0,070	0,230	0,115
21	1,280	0,875	2,550	1,410	0,655	0,695	0,120	0,084	0,057	0,270	0,210	0,107
22	0,915	0,770	2,040	1,180	0,560	0,480	0,115	0,080	0,055	0,305	0,220	0,098
23	0,605	0,590	2,100	1,020	0,495	0,385	0,112	0,080	0,055	0,210	0,190	0,092
24	0,510	0,495	1,450	0,670	0,450	0,355	0,110	0,079	0,054	0,240	0,150	0,091
25	0,450	0,510	0,915	0,530	0,405	0,305	0,105	0,076	0,053	0,285	0,135	0,090
26	0,385	0,485	0,700	0,750	0,370	0,295	0,105	0,076	0,052	0,285	0,120	0,085
27	0,405	0,450	0,680	0,770	0,355	0,285	0,103	0,075	0,051	0,210	0,112	0,084
28	0,385	0,420	0,640	0,830	0,320	0,430	0,100	0,075	0,050	0,145	0,105	0,083
29	0,365		0,590	0,810	0,305	0,405	0,098	0,075	0,050	0,120	0,105	0,080
30	0,720		0,530	1,260	0,280	0,305	0,098	0,075	0,050	0,112	0,100	0,080
31	2,850		0,510		0,265		0,095	0,075		0,100		0,075

FIG. III.

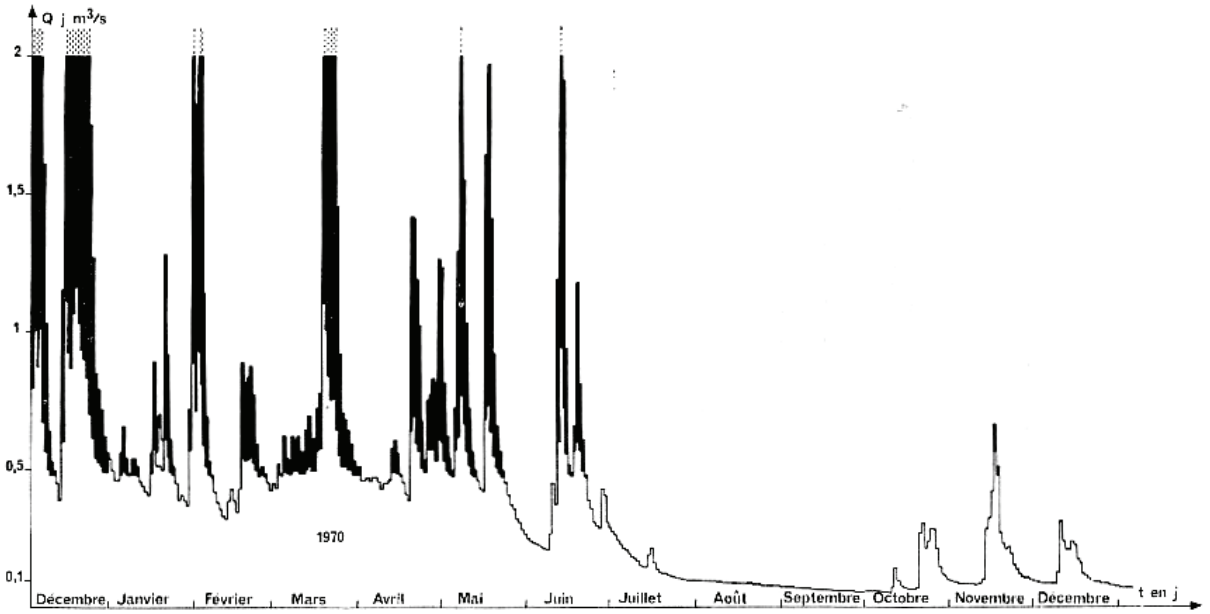


TABLEAU IX.

Baget B_1 (1971).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	0,073	0,320	1,375	1,110	0,470	1,120	0,290	0,094	0,175	0,095	0,080	0,900
2	0,071	0,310	1,015	1,170	0,550	0,855	0,280	0,093	0,098	0,092	0,085	1,105
3	0,070	0,290	0,790	1,240	0,745	0,590	0,260	0,092	0,090	0,090	0,083	1,250
4	0,070	0,310	0,650	1,200	0,620	0,480	0,255	0,090	0,085	0,090	0,080	1,095
5	0,070	0,480	0,520	1,010	0,480	1,300	0,240	0,090	0,083	0,165	0,080	0,860
6	0,735	0,630	0,500	0,820	0,450	3,725	0,220	0,090	0,080	0,145	0,082	0,745
7	0,710	0,645	0,460	0,820	0,385	2,450	0,215	0,095	0,079	0,112	0,085	1,215
8	0,450	0,540	0,405	0,820	0,340	1,330	0,175	0,095	0,075	0,105	0,085	1,065
9	0,335	0,445	0,355	0,720	0,310	0,885	0,160	0,093	0,075	0,098	0,105	0,810
10	0,270	0,380	0,345	0,820	0,290	0,885	0,150	0,090	0,085	0,098	0,175	0,590
11	0,225	0,310	0,310	0,900	0,310	0,925	0,145	0,090	0,095	0,095	0,165	0,480
12	0,190	0,295	0,350	0,795	0,300	0,820	0,135	0,090	0,085	0,095	0,165	0,390
13	0,145	0,280	0,390	0,660	0,340	0,620	0,130	0,089	0,105	0,092	0,190	0,400
14	0,135	0,280	0,400	0,560	0,310	0,560	0,125	0,090	0,105	0,092	0,190	0,465
15	0,140	0,270	0,400	0,510	0,400	0,550	0,115	0,089	0,105	0,090	0,290	0,435
16	0,360	0,250	0,640	0,420	0,325	0,510	0,113	0,089	0,095	0,089	0,280	0,360
17	0,425	1,680	0,900	0,420	0,290	0,435	0,112	0,088	0,088	0,090	0,310	0,340
18	0,285	3,480	0,825	0,420	0,255	0,420	0,112	0,087	0,085	0,095	0,325	0,340
19	0,340	5,280	0,605	0,400	0,255	0,400	0,110	0,086	0,083	0,095	0,625	0,310
20	0,815	7,835	0,710	0,385	0,240	0,370	0,108	0,085	0,795	0,092	0,795	0,340
21	0,800	4,050	1,400	0,355	0,240	0,350	0,105	0,085	0,795	0,090	0,465	0,325
22	0,495	3,330	1,410	0,325	0,240	0,325	0,105	0,084	0,240	0,089	2,125	0,290
23	0,610	2,750	1,550	0,615	0,400	0,300	0,104	0,084	0,145	0,087	1,360	0,255
24	1,890	2,340	0,900	1,305	0,635	0,290	0,105	0,083	0,125	0,086	1,690	0,240
25	1,060	2,030	0,900	1,085	0,630	0,340	0,103	0,083	0,105	0,085	0,925	0,220
26	0,560	1,535	1,060	0,770	0,690	0,700	0,100	0,082	0,098	0,084	0,610	0,210
27	0,430	1,070	1,550	0,560	0,985	0,480	0,098	0,081	0,096	0,083	0,495	0,190
28	0,310	0,800	1,220	0,480	1,435	0,395	0,097	0,081	0,098	0,082	0,475	0,185
29	0,285		0,880	0,435	1,130	0,355	0,095	0,080	0,105	0,082	0,880	0,190
30	0,255		0,905	0,465	0,720	0,325	0,094	0,112	0,097	0,081	0,750	0,190
31	0,270		1,090		0,860		0,093	0,369		0,081		0,190

FIG. IV.

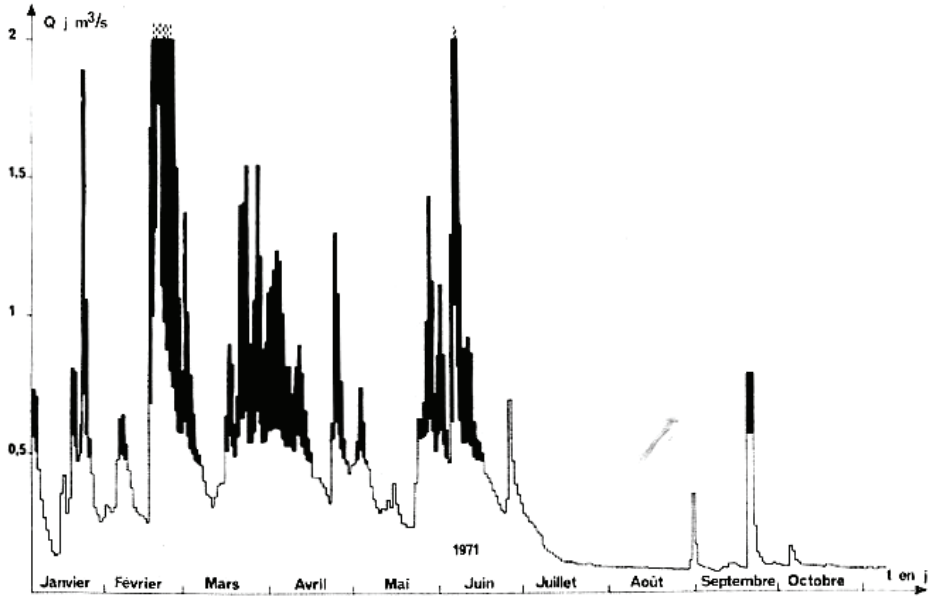


TABLEAU X.

Baget B_1 (1972).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	0,210	0,770	0,740	0,435	0,835	0,450	0,620	0,170	0,135	0,170	0,105	0,495
2	0,215	1,010	0,695	0,465	0,640	0,400	0,385	0,165	0,130	0,165	0,110	0,480
3	0,270	0,925	0,770	0,420	0,620	0,375	0,355	0,160	0,125	0,160	0,110	0,360
4	0,275	1,280	0,860	0,420	2,780	0,370	0,340	0,145	0,720	0,150	0,108	0,435
5	0,270	1,220	1,010	0,740	1,970	0,355	0,330	0,140	0,510	0,145	0,105	0,370
6	0,280	1,170	0,990	0,620	1,130	0,620	0,310	0,135	0,310	0,140	0,103	0,340
7	0,285	1,780	1,260	0,435	0,860	0,480	0,290	0,135	0,270	0,135	0,100	0,290
8	0,290	1,690	1,085	0,740	0,720	0,550	0,270	0,130	0,260	0,130	0,100	0,280
9	0,290	1,330	0,860	0,820	0,650	0,425	0,260	0,130	0,270	0,130	0,100	0,270
10	0,550	1,660	0,660	0,620	0,600	0,730	0,599	0,130	0,310	0,125	0,098	0,240
11	0,520	2,900	0,620	1,040	0,550	0,925	0,420	0,130	0,420	0,130	0,100	0,235
12	0,790	3,450	0,620	3,840	0,540	0,950	0,325	0,130	0,325	0,145	0,125	0,215
13	1,000	2,620	0,550	2,900	0,620	0,660	0,310	0,130	0,270	0,135	0,120	0,205
14	0,745	2,180	0,560	2,230	0,820	0,465	0,270	0,190	0,250	0,125	0,115	0,200
15	0,660	1,305	0,590	2,675	1,410	0,640	0,260	0,165	2,250	0,120	0,110	0,190
16	0,565	1,150	0,560	3,260	1,730	0,695	0,255	0,160	1,305	0,115	0,135	0,175
17	0,500	1,150	0,550	2,165	1,820	0,520	0,235	0,240	0,720	0,110	0,130	0,170
18	1,355	0,990	0,550	2,165	1,260	0,435	0,220	0,220	0,435	0,110	0,130	0,165
19	1,085	0,900	0,515	1,705	1,040	0,385	0,215	0,165	0,370	0,110	0,135	0,160
20	0,860	0,755	0,480	2,550	0,990	0,355	0,210	0,145	0,340	0,110	0,145	0,155
21	0,805	0,660	0,435	1,370	0,885	0,340	0,205	0,135	0,325	0,115	0,190	0,150
22	0,695	0,670	0,420	1,415	0,720	0,340	0,195	0,130	0,300	0,110	0,230	0,145
23	0,575	0,720	0,400	1,910	1,010	0,325	0,190	0,130	0,270	0,105	0,190	0,140
24	0,515	0,695	0,390	1,730	0,950	0,310	0,210	0,125	0,255	0,110	0,360	0,135
25	0,475	0,770	0,380	1,820	0,660	0,290	0,230	0,125	0,240	0,110	0,325	0,135
26	3,055	0,885	0,400	1,550	0,560	0,280	0,230	0,125	0,220	0,110	0,275	0,130
27	5,400	0,900	0,400	1,150	0,520	0,300	0,210	0,125	0,210	0,120	0,220	0,125
28	3,300	0,990	0,375	0,900	0,480	0,325	0,200	0,120	0,190	0,185	0,190	0,130
29	1,730	0,835	0,370	0,925	0,465	0,550	0,190	0,125	0,180	0,130	0,175	0,145
30	1,040		0,355	0,990	0,420	0,900	0,175	0,125	0,175	0,110	0,175	0,220
31	0,740		0,400		0,410		0,175	0,160		0,110		0,255

FIG. V.

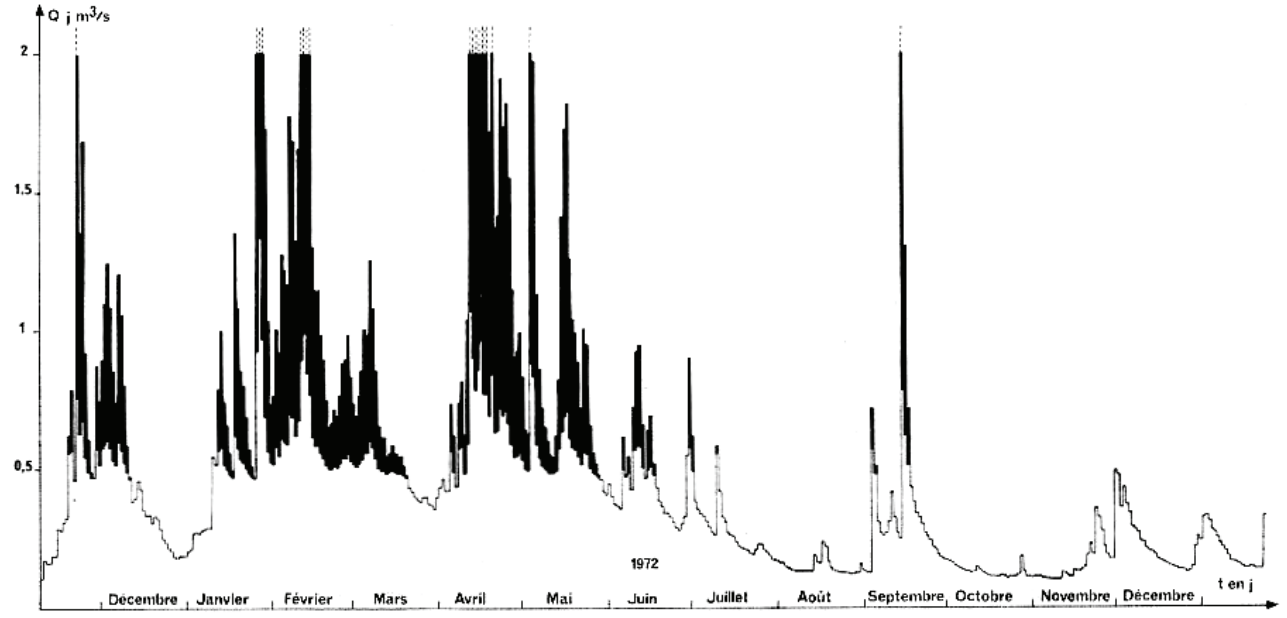


TABLEAU XI.

Baget (1973).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	0,240	0,960	1,605	0,830	0,330	0,170	0,120	0,170	0,080	0,078	0,067	1,945
2	0,325	0,635	1,105	0,700	0,315	0,160	0,115	0,200	0,080	0,220	0,068	2,395
3	0,330	0,555	0,805	0,920	0,300	0,155	0,108	0,250	0,078	0,140	0,068	1,115
4	0,310	0,465	0,770	0,890	0,290	0,150	0,108	0,300	0,078	0,092	0,066	0,570
5	0,280	0,400	0,830	0,710	0,275	0,265	0,108	0,230	0,075	0,078	0,069	0,865
6	0,270	0,385	0,890	0,560	0,275	0,320	0,105	0,190	0,078	0,075	0,155	0,900
7	0,250	0,325	0,660	0,530	0,300	0,205	0,100	0,160	0,080	0,070	0,190	0,650
8	0,230	0,310	0,530	0,490	0,360	0,180	0,095	0,145	0,085	0,068	0,095	0,560
9	0,215	0,290	0,440	0,440	0,315	0,170	0,180	0,135	0,083	0,065	0,078	0,600
10	0,209	0,325	0,410	0,395	0,330	0,150	0,135	0,130	0,080	0,065	0,070	0,510
11	0,175	0,325	0,380	0,480	1,470	0,145	0,108	0,120	0,078	0,065	0,070	0,410
12	0,160	0,330	0,330	0,925	1,315	0,140	0,100	0,110	0,075	0,067	0,170	0,330
13	0,160	0,530	0,320	1,785	0,730	0,145	0,095	0,105	0,075	0,078	0,190	0,315
14	0,155	0,590	0,300	1,360	0,470	0,250	0,695	0,100	0,072	0,095	0,130	0,355
15	0,150	0,480	0,270	1,150	0,395	0,215	0,335	0,100	0,070	0,093	0,105	0,505
16	0,145	0,370	0,260	1,120	0,345	0,180	0,215	0,098	0,069	0,092	0,092	0,580
17	0,140	0,320	0,260	0,805	0,320	0,155	0,160	0,095	0,068	0,085	0,085	0,580
18	0,140	0,310	0,275	0,660	0,300	0,145	0,155	0,092	0,070	0,078	0,080	0,960
19	0,145	0,310	0,300	0,560	0,295	0,145	0,140	0,090	0,069	0,075	0,075	0,630
20	0,140	0,315	0,290	0,490	0,275	0,140	0,135	0,088	0,065	0,073	0,070	0,490
21	0,135	0,325	0,290	0,450	0,260	0,155	0,155	0,085	0,063	0,070	0,068	0,415
22	0,135	0,375	0,290	0,410	0,245	0,145	0,580	0,085	0,063	0,070	0,065	0,420
23	0,135	0,800	0,285	0,395	0,230	0,390	0,475	0,095	0,065	0,068	0,064	0,420
24	0,330	2,785	0,300	0,395	0,215	0,280	0,245	0,155	0,066	0,065	0,064	0,400
25	1,020	5,815	0,425	0,380	0,205	0,215	0,470	0,130	0,065	0,068	0,063	0,595
26	0,740	5,620	0,630	0,375	0,190	0,180	0,500	0,110	0,064	0,065	0,063	1,070
27	0,455	3,970	0,770	0,360	0,185	0,160	0,275	0,100	0,063	0,065	0,063	1,040
28	2,145	2,585	0,920	0,360	0,180	0,145	0,230	0,095	0,062	0,063	0,063	0,685
29	3,515		3,045	0,370	0,180	0,135	0,190	0,085	0,064	0,064	0,120	0,510
30	1,515		2,530	0,370	0,180	0,130	0,170	0,083	0,068	0,066	1,125	0,440
31	1,090		1,385		0,175		0,153	0,080		0,065		0,380

FIG. VI.

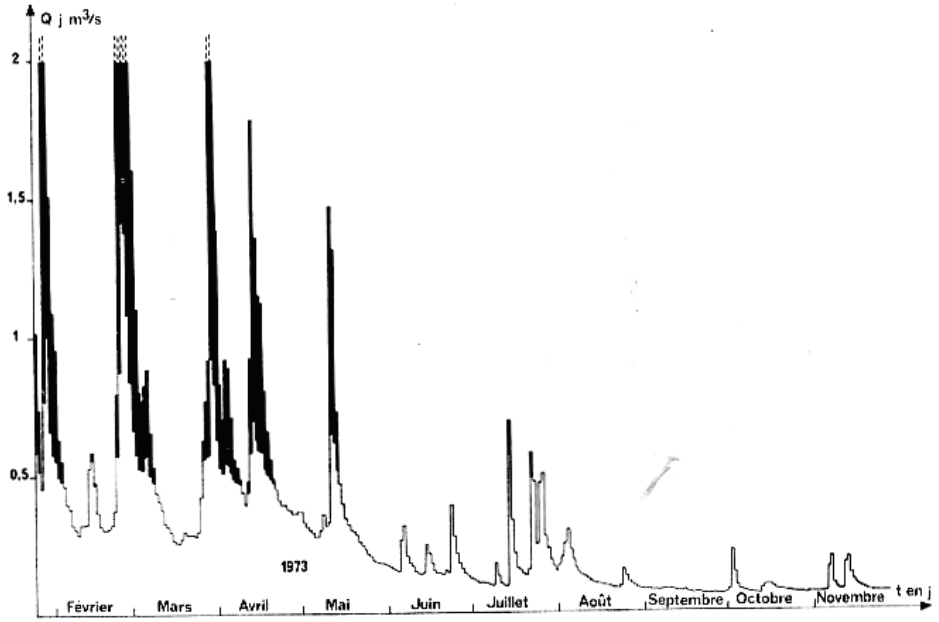


TABLEAU XII.

Aliou (1969).

	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1		0,510	0,096	0,050	0,135	0,015	2,020	0,015	0,023
2		0,315	0,120	0,050	0,940	0,015	0,650	0,015	0,022
3		0,250	0,195	0,047	0,360	0,014	0,295	0,014	0,021
4		0,270	0,150	0,045	0,195	0,014	0,195	0,014	4,300
5		0,315	0,805	0,040	0,110	0,013	0,135	0,013	2,100
6		0,920	0,335	0,035	0,160	0,013	0,096	0,013	0,735
7		0,455	0,240	0,160	0,110	0,012	0,070	0,012	3,040
8		0,340	0,175	0,265	0,070	0,360	0,058	0,012	1,040
9		0,530	0,120	0,135	0,055	0,265	0,050	0,011	0,920
10	0,150	0,540	0,094	0,082	0,048	0,110	0,045	0,011	0,515
11	0,125	0,315	0,082	0,070	0,045	0,056	0,040	0,011	0,390
12	0,115	0,245	0,078	0,058	0,040	0,041	0,035	0,010	0,340
13	0,125	0,195	0,072	0,048	0,035	0,030	0,031	0,010	0,315
14	0,165	0,150	0,135	0,046	0,032	0,058	0,029	0,009	0,275
15	0,240	0,120	1,220	0,041	0,030	0,100	0,028	0,009	1,290
16	0,245	0,095	0,450	0,032	0,028	0,575	0,028	0,009	8,700
17	0,210	0,082	0,250	0,029	0,025	0,210	0,026	0,008	2,280
18	1,760	0,076	0,195	0,026	0,024	0,240	0,025	0,008	1,940
19	0,770	0,275	0,485	0,025	0,023	0,910	0,024	0,008	8,100
20	0,390	0,295	0,245	0,024	0,022	0,335	0,023	0,007	5,300
21	0,295	0,180	0,175	0,023	0,021	0,315	0,022	0,007	1,060
22	0,245	0,120	0,150	0,022	0,021	0,240	0,021	0,007	0,725
23	0,940	0,105	0,135	0,021	0,020	0,150	0,021	0,006	1,350
24	0,455	0,090	0,215	0,021	0,019	0,092	0,020	0,006	1,130
25	0,300	0,079	0,160	0,120	0,019	0,063	0,019	0,045	0,890
26	0,250	0,145	0,130	0,265	0,018	0,051	0,019	0,039	0,535
27	0,910	0,120	0,082	0,082	0,017	0,045	0,018	0,039	0,510
28	1,870	0,092	0,070	0,047	0,017	0,039	0,017	0,032	0,455
29	2,840	0,390	0,060	1,130	0,017	0,033	0,017	0,030	0,360
30	1,200	0,195	0,055	0,485	0,016	0,032	0,016	0,028	0,275
31		0,135		0,240	0,016		0,016		0,245

FIG. VII.

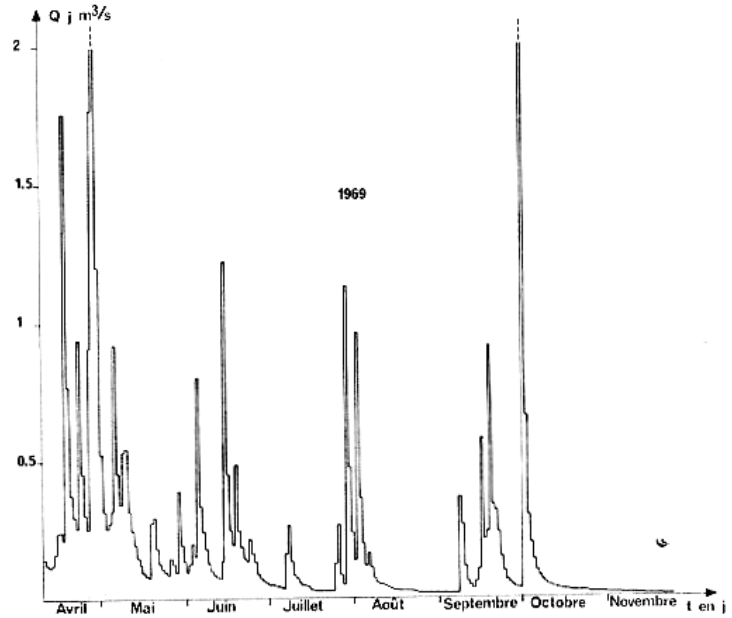


TABLEAU XIII.

Aliou (1970).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	0,210	1,200	0,300	0,390	0,880	0,070	0,150	0,020	0,010	0,004	0,037	0,045
2	0,180	3,350	0,270	0,320	0,610	0,065	0,105	0,019	0,010	0,004	0,030	0,039
3	0,170	1,000	0,315	0,335	0,415	0,063	0,110	0,019	0,010	0,004	0,026	0,035
4	0,165	0,510	0,275	0,340	0,315	0,060	0,090	0,018	0,010	0,004	0,025	0,032
5	0,575	0,335	0,390	0,335	0,295	0,056	0,076	0,017	0,010	0,005	0,020	0,030
6	0,530	0,270	0,320	0,415	1,455	0,050	0,065	0,017	0,009	0,005	0,019	0,028
7	0,295	0,240	0,360	0,390	2,185	0,048	0,060	0,017	0,009	0,005	0,018	0,028
8	0,245	0,195	0,545	0,415	2,960	0,046	0,058	0,016	0,009	0,004	0,044	0,030
9	0,335	0,165	0,450	0,370	1,795	0,415	0,055	0,015	0,009	0,004	0,045	0,045
10	0,295	0,165	0,415	0,390	0,850	0,485	0,047	0,015	0,009	0,004	0,033	0,220
11	0,265	0,215	0,320	0,485	0,650	0,195	0,046	0,015	0,008	0,004	0,028	0,410
12	0,210	0,215	0,390	0,530	0,450	1,355	0,042	0,015	0,008	0,590	0,025	0,275
13	0,265	0,485	0,485	0,810	0,315	9,690	0,040	0,014	0,008	0,058	0,355	0,240
14	0,240	0,390	0,520	0,695	0,265	1,470	0,043	0,014	0,008	0,030	0,315	0,270
15	0,180	0,295	0,460	0,610	0,240	0,880	0,094	0,014	0,008	0,017	0,255	0,295
16	0,530	0,250	0,500	0,390	0,295	0,510	0,195	0,013	0,007	0,013	0,405	0,245
17	0,980	0,530	0,690	0,295	3,790	0,400	0,076	0,013	0,007	0,011	1,670	0,195
18	0,805	1,400	0,790	0,250	1,610	0,800	0,050	0,013	0,007	0,011	0,415	0,140
19	0,725	0,910	6,370	0,240	1,235	1,000	0,046	0,013	0,007	0,010	0,265	0,120
20	0,485	0,980	2,770	2,700	0,610	2,100	0,041	0,012	0,007	0,011	0,245	0,100
21	1,760	1,330	1,570	1,470	0,360	0,880	0,033	0,012	0,006	0,640	0,285	0,090
22	0,725	0,725	1,570	1,240	0,285	0,485	0,032	0,013	0,006	0,360	0,275	0,082
23	0,390	0,450	3,040	0,775	0,245	0,335	0,029	0,013	0,006	0,265	0,210	0,076
24	0,280	0,510	0,970	0,360	0,195	0,265	0,028	0,013	0,006	0,210	0,150	0,070
25	0,245	0,550	0,650	0,275	0,160	0,210	0,026	0,012	0,006	0,160	0,110	0,058
26	0,210	0,570	0,610	1,380	0,135	0,175	0,025	0,011	0,005	0,120	0,090	0,055
27	0,195	0,325	0,775	0,805	0,110	0,130	0,024	0,011	0,005	0,100	0,076	0,043
28	0,200	0,275	0,585	0,940	0,100	0,230	0,023	0,011	0,005	0,076	0,063	0,041
29	0,180		0,460	0,950	0,090	0,315	0,022	0,011	0,005	0,058	0,060	0,039
30	1,810		0,390	1,700	0,080	0,210	0,020	0,011	0,005	0,050	0,055	0,038
31	2,840		0,360		0,076		0,025	0,010		0,045		0,035

FIG. VIII.

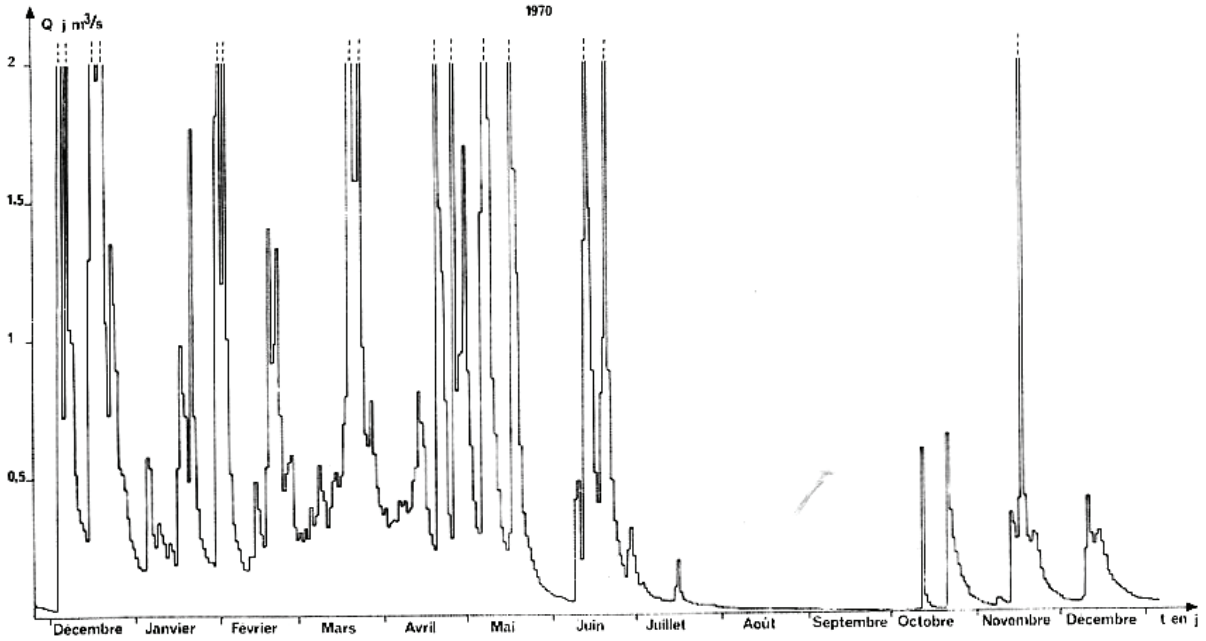


TABLEAU XIV.

Aliou (1971).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	0,034	0,315	1,200	1,320	0,745	1,200	0,160	0,020	0,046	0,020	0,008	1,150
2	0,032	0,295	0,750	1,765	0,870	0,530	0,135	0,020	0,019	0,018	0,007	1,560
3	0,030	0,295	0,510	1,585	0,850	0,315	0,110	0,019	0,018	0,017	0,007	2,145
4	0,029	0,575	0,400	1,330	0,410	0,245	0,095	0,019	0,019	0,016	0,006	1,280
5	0,028	0,880	0,360	1,105	0,295	1,930	0,085	0,019	0,017	0,410	0,006	0,840
6	2,355	0,410	0,315	1,055	0,240	4,100	0,090	0,018	0,017	0,089	0,006	1,155
7	1,235	0,770	0,275	1,095	0,185	1,655	0,082	0,020	0,016	0,038	0,005	1,680
8	0,805	0,575	0,245	1,060	0,150	0,725	0,070	0,045	0,015	0,024	0,005	0,845
9	0,450	0,490	0,240	0,955	0,120	0,485	0,063	0,028	0,014	0,019	0,246	0,510
10	0,315	0,410	0,210	1,985	0,110	0,940	0,057	0,022	0,043	0,022	0,130	0,265
11	0,250	0,390	0,175	1,420	0,260	1,270	0,050	0,020	0,084	0,035	0,085	0,160
12	0,195	0,360	0,180	0,910	0,205	0,570	0,047	0,030	0,022	0,022	0,100	0,135
13	0,155	0,335	0,245	0,670	0,240	0,335	0,045	0,029	0,045	0,019	0,105	0,090
14	0,140	0,295	0,240	0,490	0,210	0,430	0,041	0,022	0,042	0,018	0,240	0,215
15	0,160	0,295	0,315	0,365	0,235	0,410	0,039	0,020	0,034	0,017	0,440	0,240
16	0,780	0, 275	0,485	0,280	0,170	0,275	0,035	0,019	0,020	0,016	0,335	0,140
17	0,510	4,780	1,570	0,340	0,130	0,240	0,035	0,018	0,019	0,015	0,305	0,110
18	0,315	3,795	1,375	0,410	0,100	0,700	0,032	0,018	0,018	0,099	0,450	0,165
19	0,610	15,350	0,970	0,275	0,120	0,335	0,032	0,018	0,019	0,082	1,475	0,155
20	2,360	12,350	0,820	0,240	0,135	0,245	0,035	0,017	0,905	0,036	0,605	0,475
21	0,770	1,870	0,850	0,195	0,185	0,195	0,030	0,017	0,835	0,019	0,980	0,315
22	0,550	4,095	4,730	0,155	0,190	0,150	0,029	0,016	0,093	0,013	3,730	0,130
23	1,440	1,080	2,900	1,780	1,040	0,110	0,028	0,016	0,034	0,012	0,900	0,075
24	3,615	0,850	1,750	1,940	0,770	0,110	0,027	0,015	0,021	0,012	1,710	0,055
25	0,770	0,610	2,070	0,770	0,935	1,790	0,025	0,015	0,019	0,011	0,605	0,050
26	0,510	0,450	2,705	0,450	0,960	2,020	0,023	0,015	0,018	0,010	0,320	0,040
27	0,335	0,360	1,760	0,335	1,080	0,610	0,022	0,014	0,017	0,010	0,270	0,035
28	0,265	1,830	0,940	0,265	3,095	0,360	0,020	0,014	0,118	0,009	0,775	0,030
29	0,240		0,760	0,240	0,880	0,265	0,028	0,014	0,057	0,009	1,090	0,035
30	0,195		0,990	0,425	0,450	0,210	0,025	0,024	0,028	0,008	0,920	0,040
31	0,330		1,430		2,135		0,023	0,039		0,008		0,050

FIG. IX.

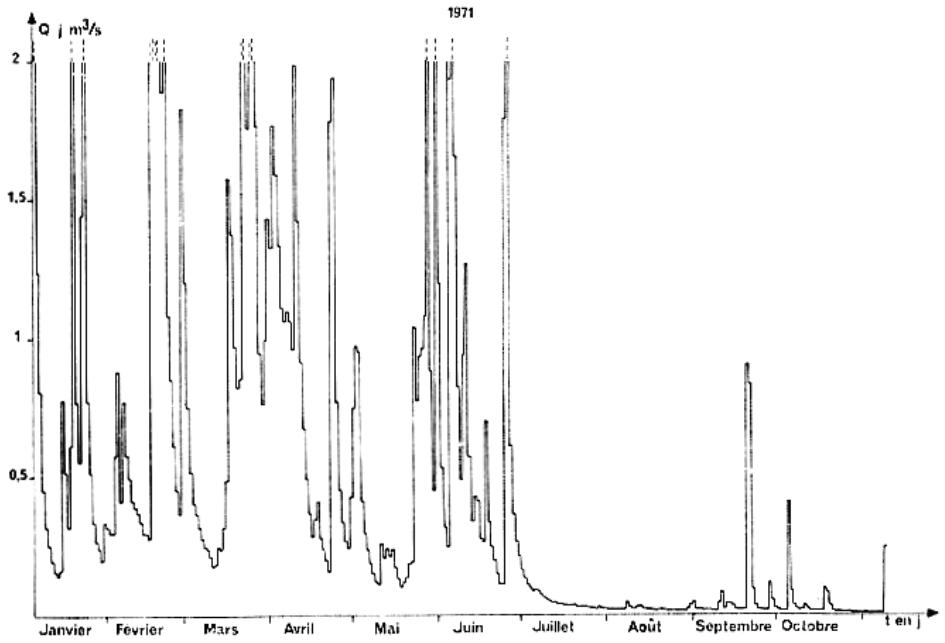


TABLEAU XV.

Aliou (1972).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	0,055	0,520	0,465	0,490	0,160	0,080	0,715	0,016	0,009	0,012	0,030	1,360
2	0,065	1,135	0,520	0,485	0,105	0,145	0,245	0,015	0,009	0,012	0,055	0,490
3	0,085	1,040	0,795	0,215	0,105	0,065	0,145	0,015	0,009	0,011	0,070	0,455
4	0,105	1,335	0,880	0,125	3,660	0,045	0,090	0,014	0,550	0,011	0,040	0,549
5	0,100	0,980	1,135	0,870	1,410	0,035	0,060	0,014	0,195	0,010	0,035	0,370
6	0,090	1,360	1,160	0,570	0,470	0,605	0,050	0,013	0,035	0,010	0,030	0,260
7	0,075	2,205	1,865	0,235	0,230	0,235	0,045	0,013	0,045	0,010	0,030	0,205
8	0,090	1,860	0,875	1,080	0,140	0,470	0,040	0,012	0,185	0,009	0,030	0,185
9	0,205	1,190	0,510	0,855	0,085	0,190	0,035	0,012	0,130	0,008	0,030	0,215
10	1,625	0,930	0,310	0,445	0,070	0,940	0,930	0,011	0,285	0,008	0,030	0,205
11	0,645	3,830	0,260	2,145	0,055	1,425	0,415	0,011	0,375	0,008	0,125	0,165
12	1,490	2,775	0,240	3,295	0,240	0,945	0,115	0,011	0,080	0,020	0,155	0,135
13	1,270	2,020	0,240	2,980	0,400	0,395	0,060	0,010	0,040	0,015	0,080	0,098
14	0,595	1,250	0,370	2,165	0,795	0,190	0,040	0,035	0,030	0,014	0,050	0,087
15	0,470	0,815	0,465	2,740	2,330	0,900	0,035	0,014	3,220	0,013	0,190	0,081
16	0,310	0,790	0,340	1,925	2,055	0,880	0,030	0,042	0,990	0,013	0,180	0,073
17	0,310	0,735	0,380	1,035	1,550	0,520	0,025	0,073	0,270	0,012	0,100	0,067
18	1,675	0,515	0,355	1,335	0,890	0,220	0,022	0,029	0,100	0,012	0,180	0,058
19	0,955	0,345	0,265	1,805	0,605	0,130	0,020	0,014	0,060	0,011	0,180	0,056
20	0,640	0,260	0,220	2,480	0,625	0,095	0,020	0,014	0,045	0,011	0,195	0,055
21	0,640	0,410	0,180	1,335	0,530	0,065	0,019	0,014	0,035	0,010	0,395	0,052
22	0,360	0,465	0,135	1,860	0,235	0,055	0,019	0,013	0,030	0,010	0,245	0,049
23	0,220	0,370	0,135	2,020	0,750	0,065	0,018	0,013	0,025	0,010	0,150	0,049
24	0,150	0,400	0,140	1,580	0,750	0,060	0,018	0,012	0,020	0,009	0,500	0,049
25	0,160	0,535	0,115	1,540	0,270	0,050	0,017	0,012	0,019	0,008	0,340	0,045
26	(4,500)	1,375	0,160	0,960	0,140	0,040	0,030	0,011	0,018	0,008	0,180	0,045
27	(6,130)	1,090	0,200	0,490	0,090	0,040	0,019	0,011	0,016	0,008	0,110	0,041
28	1,360	0,990	0,090	0,340	0,095	0,050	0,018	0,011	0,015	0,345	0,085	0,040
29	0,690	0,665	0,075	0,385	0,080	0,455	0,017	0,010	0,014	0,090	0,070	0,095
30	0,415		0,065	0,320	0,050	1,630	0,017	0,010	0,013	0,040	0,150	0,305
31	0,290		0,205		0,045		0,016	0,009		0,030		0,285

FIG. X.

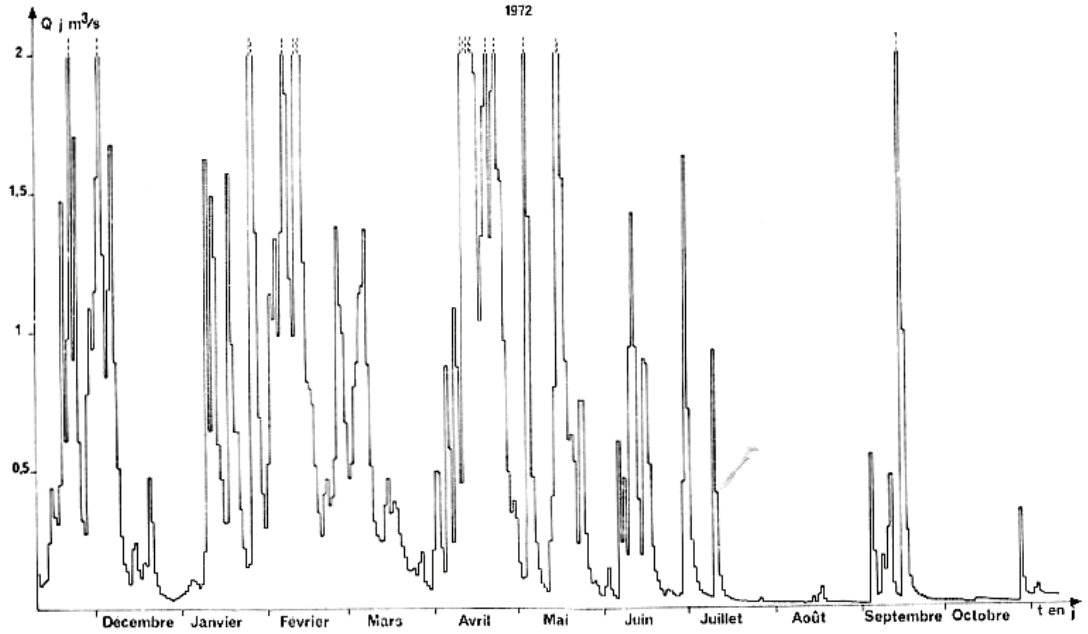


TABLEAU XVI.

Aliou (1973).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	0,350	0,840	0,660	0,485	0,195	0,044	0,043	0,058	0,033	0,200	0,028	3,705
2	0,440	0,445	0,615	0,480	0,160	0,040	0,038	0,073	0,032	0,630	0,027	2,930
3	0,345	0,325	0,520	1,030	0,125	0,042	0,037	0,100	0,031	0,150	0,026	0,530
4	0,230	0,255	0,540	0,900	0,100	0,039	0,036	0,360	0,030	0,070	0,026	0,675
5	0,200	0,290	0,795	0,485	0,087	0,195	0,035	0,205	0,030	0,049	0,025	1,630
6	0,155	0,290	0,840	0,400	0,125	0,685	0,040	0,115	0,029	0,038	0,320	1,030
7	0,120	0,240	0,590	0,330	0,300	0,180	0,037	0,073	0,028	0,034	0,195	0,600
8	0,098	0,215	0,425	0,240	0,335	0,091	0,080	0,057	0,059	0,034	0,075	0,540
9	0,091	0,190	0,295	0,205	0,230	0,068	0,220	0,056	0,047	0,031	0,054	0,690
10	0,083	0,490	0,240	0,200	0,205	0,059	0,080	0,051	0,035	0,029	0,047	0,465
11	0,076	0,450	0,220	0,280	3,115	0,056	0,050	0,048	0,032	0,029	0,039	0,305
12	0,071	0,345	0,190	1,040	0,845	0,145	0,042	0,044	0,031	0,028	0,595	0,225
13	0,070	0,465	0,175	2,365	0,390	0,605	0,295	0,041	0,030	0,105	0,270	0,220
14	0,066	0,650	0,140	1,340	0,265	0,625	1,380	0,039	0,029	0,155	0,140	0,420
15	0,099	0,435	0,110	1,005	0,205	0,235	0,235	0,037	0,028	0,115	0,088	0,965
16	0,086	0,315	0,090	0,815	0,170	0,125	0,140	0,036	0,028	0,097	0,072	0,645
17	0,081	0,230	0,089	0,465	0,130	0,076	0,084	0,035	0,027	0,058	0,059	0,705
18	0,120	0,215	0,120	0,410	0,097	0,064	0,066	0,035	0,026	0,046	0,050	1,360
19	0,230	0,190	0,145	0,280	0,084	0,056	0,056	0,034	0,033	0,047	0,044	0,470
20	0,185	0,185	0,175	0,315	0,078	0,135	0,052	0,033	0,029	0,049	0,039	0,290
21	0,140	0,195	0,210	0,270	0,072	0,145	0,230	0,032	0,028	0,045	0,037	0,245
22	0,150	0,500	0,255	0,225	0,064	0,635	1,250	0,031	0,028	0,038	0,035	0,285
23	0,180	1,140	0,280	0,220	0,058	0,710	0,475	0,031	0,027	0,035	0,034	0,235
24	0,380	4,535	0,295	0,220	0,054	0,235	0,220	0,087	0,037	0,034	0,032	0,270
25	3,615	6,070	0,595	0,225	0,053	0,145	1,025	0,095	0,034	0,033	0,032	0,930
26	1,020	5,435	0,830	0,205	0,051	0,083	0,560	0,046	0,029	0,033	0,031	1,735
27	0,440	1,825	0,850	0,185	0,049	0,066	0,225	0,038	0,029	0,032	0,034	0,875
28	3,655	0,815	1,540	0,160	0,047	0,054	0,155	0,036	0,028	0,031	0,036	0,440
29	2,980		5,595	0,265	0,047	0,049	0,096	0,035	0,027	0,030	0,735	0,300
30	0,720		1,335	0,245	0,054	0,047	0,077	0,034	0,060	0,029	2,230	0,230
31	1,120		0,610		0,047		0,068	0,034		0,028		0,200

FIG. XI.

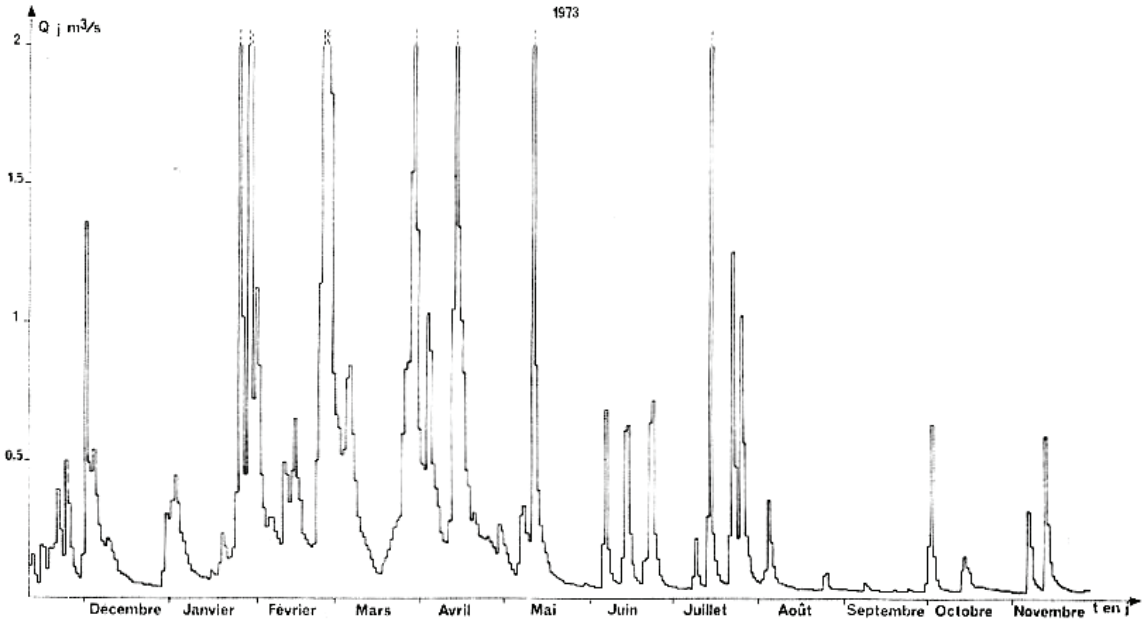


TABLEAU XVII.

Fontestorbes (1966).

	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1		*0,892*	*1,140*	1,720	4,100	3,250	3,050	2,660	3,560	3,630	1,420	*0,991*	*0,905*	*0,873*	*1,125*	3,200
2		*0,888*	*1,090*	(6,120)	3,920	3,200	3,000	2,640	3,440	3,560	1,450	*0,988*	*0,902*	*0,871*	*1,125*	3,380
3		*0,885*	*1,050*	(11,400)	3,740	3,050	2,860	3,760	3,400	3,380	1,500	*0,984*	*0,899*	*0,868*	*1,135*	4,900
4		*0,880*	*1,040*	(10,020)	4,900	3,200	3,000	3,740	3,380	3,250	1,500	*0,981*	*0,896*	*0,865*	*1,225*	(6,000)
5		*0,878*	*1,090*	(10,020)	(5,800)	3,250	4,010	3,380	3,390	3,200	1,380	*0,977*	*0,889*	*0,863*	*1,150*	3,560
6		*0,876*	1,380	(7,500)	4,570	3,200	3,630	3,250	4,300	3,200	1,250	*0,974*	*0,889*	*0,860*	*1,470*	2,820
7		*0,874*	1,280	(7,000)	4,100	3,100	3,350	3,300	4,900	3,050	1,140	*0,971*	*0,886*	*0,865*	1,640	(9,290)
8		*0,872*	1,200	(7,000)	3,920	3,020	3,200	3,440	4,660	3,000	1,120	*0,967*	*0,883*	*0,870*	1,380	(8,800)
9		*0,870*	1,160	(6,000)	3,740	3,000	3,100	3,630	4,300	2,860	1,100	*0,964*	*0,880*	*0,880*	1,450	(6,000)
10		*0,945*	1,140	(8,000)	3,580	3,000	3,000	4,570	4,550	2,820	1,080	*0,960*	*0,877*	*0,885*	1,450	(5,800)
11		*1,040*	1,150	(10,000)	3,440	3,200	2,880	4,200	4,460	2,660	1,070	*0,957*	*0,874*	*0895*	1,720	(6,500)
12		*1,090*	1,160	(12,200)	3,380	3,380	2,860	4,100	4,570	2,620	1,050	*0,954*	*0,870*	2,660	1,500	(6,000)
13		*1,040*	1,180	(10,600)	3,440	3,560	2,820	4,150	(6,300)	2,470	1,045	*0,950*	*0,868*	*1,500*	*1,280*	(6,500)
14		*0,985*	1,200	(7,500)	3,250	3,560	2,660	4,900	(7,500)	2,440	*1,040*	*0,947*	*0,865*	*1,200*	*1,080*	(7,500)
15		*1,005*	1,270	(6,000)	3,050	4,100	2,620	4,100	(9,150)	2,380	*1,030*	*0,944*	*0,862*	*1,070*	*1,050*	(7,200)
16		3,740	1,250	(5,600)	2,880	3,560	2,470	4,010	(8,800)	2,260	*1,025*	*0,941*	*0,859*	*1,005*	*1,035*	(5,400)
17		3,000	1,230	(5,800)	2,820	3,250	2,440	3,920	(6,400)	2,180	*1,020*	*0,937*	*0,856*	*0,980*	*2,620*	4,900
18		2,620	1,200	(5,400)	2,620	3,050	2,420	3,820	(5,900)	2,080	*1,040*	*0,934*	*0,853*	*0,915*	1,880	4,300
19		2,380	1,140	(5,000)	2,470	3,000	2,400	3,810	(6,900)	1,980	1,090	*0,931*	*0,850*	*0,911*	1,640	4,100
20		1,640	1,120	4,900	2,470	3,050	2,390	3,820	(6,300)	1,920	*1,040*	*0,927*	*0,880*	*0,908*	1,460	3,920
21	*0,935*	1,280	1,280	4,900	3,560	3,150	2,380	4,300	(5,700)	1,870	*1,030*	*0,924*	*0,880*	*0,905*	1,450	3,920
22	*0,930*	*1,140*	1,450	4,570	4,410	3,050	2,360	4,100	(5,400)	1,800	1,640	*0,921*	*0,877*	*0,902*	1,450	4,100
23	*0,925*	*1,100*	1,280	4,410	(5,800)	2,890	2,340	3,820	(5,000)	1,750	1,140	*0,918*	*0,873*	*0,899*	*1,450*	(5,000)
24	*0,920*	1,280	*1,140*	4,300	4,660	2,860	2,280	3,750	4,900	1,700	1,140	*0,915*	*0,871*	*0,896*	*1,150*	(5,300)
25	*0,915*	1,140	*1,060*	4,900	4,010	2,820	2,260	3,820	4,570	1,640	*1,040*	*0,911*	*0,868*	*0,892*	*1,115*	4,570
26	*0,910*	1,120	*1,050*	4,900	4,100	2,660	2,220	4,100	4,300	1,600	*1,030*	*0,908*	*0,864*	*0,890*	*1,450*	3,920
27	*0,905*	*1,090*	*1,040*	4,300	3,920	2,620	2,180	4,050	4,200	1,550	*1,015*	*0,905*	*0,861*	*0,965*	1,500	3,630
28	*0,902*	*1,065*	1,480	4,200	3,600	2,660	2,200	3,900	4,100	1,520	*1,005*	*0,902*	*0,860*	*0,985*	2,300	3,440
29	*0,898*	*1,050*	1,640	4,010	3,440		2,820	3,920	4,010	1,480	*1,002*	*0,899*	*0,864*	*1,060*	2,820	3,200
30	*0,895*	*1,215*	1,640	3,900	3,400		3,200	3,740	3,920	1,450	*0,998*	*0,896*	*0,875*	*1,320*	2,440	4,300
31		1,280		3,920	3,380		2,860		3,820		*0,995*	*0,892*		*1,200*		(5,500)

FIG. XII.

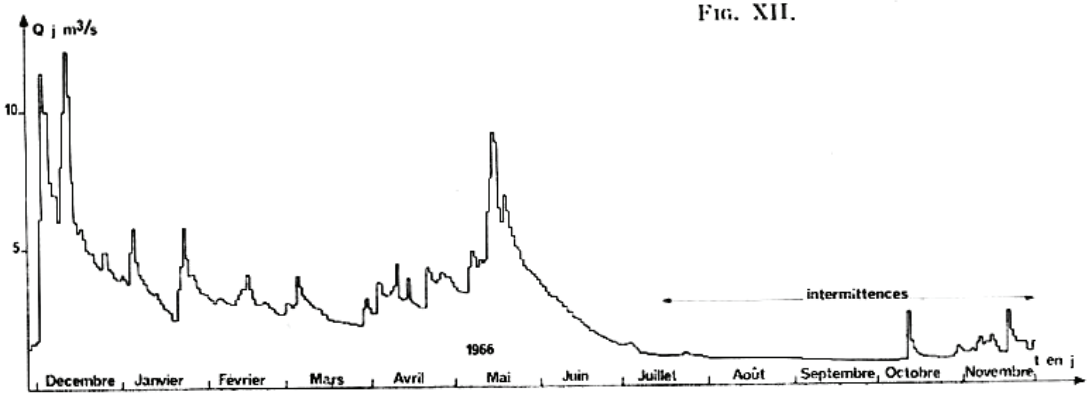


TABLEAU XVIII.

Fontestorbes (1967).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	(5,000)	2,300	2,450	2,780	2,820	1,780	1,160	*0,901*	*0,826*	*0,867*	*0,955*	*1,380*
2	4,410	2,200	2,860	2,640	2,820	1,750	1,140	*0,898*	*0,826*	*0,864*	*1,020*	*1,115*
3	4,200	2,160	3,560	2,820	2,840	1,720	1,120	*0,895*	*0,828*	*0,862*	*1,150*	*1,065*
4	4,250	2,130	3,600	2,900	2,880	1,640	1,100	*0,893*	*0,839*	*0,859*	*1,100*	*1,045*
5	4,300	2,000	3,700	3,000	2,860	1,580	1,080	*0,890*	*0,836*	*0,856*	*1,040*	*1,020*
6	4,290	2,080	3,720	3,000	2,840	1,540	1,070	*0,887*	*0,834*	*0,854*	*0,985*	*0,995*
7	4,100	1,980	3,730	2,940	2,820	1,500	1,050	*0,884*	*0,831*	*0,848*	*0,955*	*0,975*
8	3,920	1,930	3,740	2,880	2,780	1,500	1,045	*0,882*	*0,829*	*0,846*	*0,920*	*0,965*
9	3,800	1,880	3,760	2,820	2,740	3,740	*1,040*	*0,879*	*0,826*	*0,843*	*0,905*	*0,955*
10	3,600	1,800	4,010	2,740	2,700	4,250	*1,020*	*0,876*	*0,823*	*0,840*	*0,885*	*0,945*
11	3,440	1,750	3,920	2,660	2,660	3,250	*1,000*	*0,873*	*0,825*	*0,838*	*0,882*	*0,933*
12	3,200	1,700	3,740	2,620	2,650	2,820	*0,995*	*0,871*	*0,865*	*0,835*	*0,880*	*0,920*
13	3,000	1,640	4,200	2,470	2,640	2,440	*0,990*	*0,868*	*1,135*	*0,833*	*0,877*	*0,895*
14	2,820	1,720	4,200	2,440	2,630	2,300	*0,975*	*0,865*	*1,125*	*0,830*	*0,873*	*0,893*
15	2,750	1,680	3,920	2,620	2,620	2,120	*0,965*	*0,863*	*1,040*	*0,828*	*0,871*	*0,890*
16	2,700	1,640	3,740	3,020	2,600	1,980	*0,960*	*0,860*	*0,985*	*0,828*	*0,868*	*0,887*
17	2,650	1,640	3,500	3,000	3,200	1,880	*0,955*	*0,865*	*0,930*	*0,890*	*0,865*	*0,882*
18	2,600	1,660	3,380	3,000	3,380	1,800	*0,945*	*0,863*	*0,915*	*0,888*	*0,863*	*0,879*
19	2,470	1,550	3,200	3,020	3,300	1,700	*0,940*	*0,860*	*0,960*	*0,885*	*0,861*	*0,880*
20	2,450	1,500	3,000	3,200	2,820	1,600	*0,935*	*0,857*	*0,897*	*0,883*	*0,860*	*3,200*
21	2,660	1,640	2,860	3,200	2,500	1,500	*0,932*	*0,855*	*0,894*	*0,880*	*0,880*	2,380
22	3,380	1,980	2,820	3,100	2,420	1,460	*0,929*	*0,849*	*0,892*	*0,877*	*0,905*	1,640
23	3,380	2,200	2,820	3,000	2,410	1,420	*0,926*	*0,847*	*0,889*	*0,874*	*0,905*	*1,150*
24	3,860	2,380	2,660	2,820	2,380	1,370	*0,923*	*0,844*	*0,886*	*0,872*	*0,898*	*1,135*
25	3,560	2,440	2,590	2,760	2,280	1,340	*0,921*	*0,841*	*0,883*	*0,869*	*0,892*	2,180
26	2,860	2,600	2,520	2,740	2,240	1,300	*0,918*	*0,839*	*0,881*	*0,866*	*0,890*	2,380
27	2,620	2,600	2,450	3,030	2,180	1,260	*0,915*	*0,836*	*0,878*	*0,864*	*0,885*	2,410
28	2,470	2,470	2,380	3,010	2,180	1,230	*0,912*	*0,834*	*0,875*	*0,861*	*0,885*	1,980
29	2,440		2,860	3,000	2,080	1,200	*0,909*	*0,831*	*0,872*	*0,858*	*1,005*	2,440
30	2,410		2,840	2,860	2,000	1,180	*0,906*	*0,829*	*0,870*	*0,856*	*1,450*	2,180
31	2,380		2,660		1,800		*0,904*	*0,826*		*0,850*		1,800

FIG. XIII.

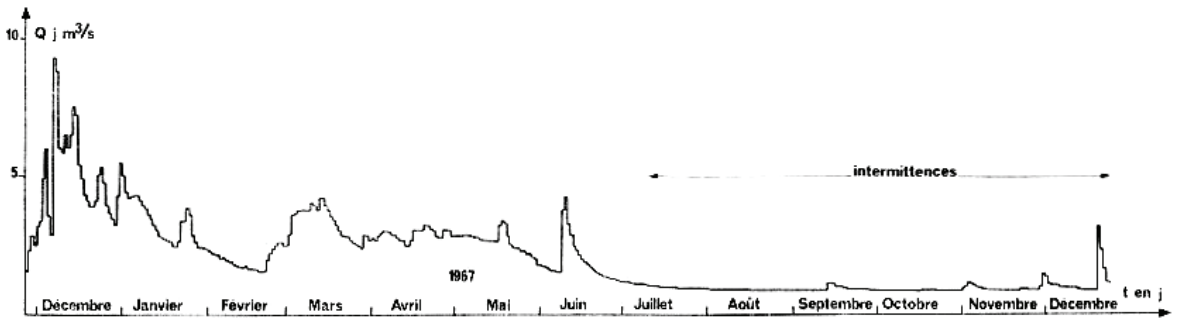


TABLEAU XIX.

Fontestorbes (1968).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	2,210	2,380	2,440	3,630	3,250	(5,400)	2,620	*1,040*	*0,930*	*0,985*	*0,861*	(6,000)
2	(6,200)	2,280	2,380	3,630	3,200	4,570	2,480	*1,030*	*0,927*	*0,965*	*0,858*	4,570
3	(5,400)	2,180	2,180	3,630	3,050	4,900	2,400	*1,015*	*0,924*	*0,955*	*0,945*	3,740
4	(7,100)	2,080	1,980	3,600	3,050	4,900	2,380	*1,010*	*0,921*	*0,945*	*1,040*	3,250
5	(7,300)	1,980	1,800	3,560	3,050	4,100	2,280	*1,005*	*0,918*	*0,942*	*1,005*	2,860
6	(5,600)	1,880	1,760	3,600	3,000	3,920	2,140	*0,995*	*0,915*	*0,939*	*0,995*	2,620
7	4,660	1,830	1,720	3,560	2,820	3,630	2,040	*0,985*	*0,912*	*0,936*	*0,965*	2,440
8	4,300	1,800	1,640	3,440	2,660	3,440	1,980	*0,995*	*0,909*	*0,933*	*4,190*	4,300
9	4,010	1,760	1,980	3,380	2,620	3,250	1,880	*1,005*	*0,906*	*0,930*	(8,000)	(6,600)
10	4,200	1,800	2,620	3,250	2,440	3,050	1,800	*1,000*	*0,903*	*0,927*	3,920	4,570
11	3,630	1,880	2,440	3,200	2,440	2,900	1,740	*0,997*	*0,900*	*0,924*	2,620	4,900
12	3,380	2,280	2,120	3,050	2,470	2,820	1,690	*0,993*	*0,897*	*0,921*	2,180	4,100
13	4,100	2,180	2,180	3,000	2,450	2,620	1,640	*0,990*	*0,894*	*0,918*	1,800	3,560
14	(7,800)	2,080	2,410	3,000	2,440	2,470	1,560	*0,987*	*0,891*	*0,915*	1,640	3,200
15	(7,300)	2,080	2,410	2,860	2,410	2,440	1,510	*0,984*	*0,888*	*0,912*	1,500	3,380
16	4,900	1,980	2,440	3,200	2,400	2,410	1,450	*0,980*	*0,885*	*0,909*	2,010	3,050
17	4,200	1,980	2,380	3,560	3,380	2,380	1,380	*0,977*	*0,882*	*0,906*	2,860	3,000
18	3,920	1,980	2,660	3,560	2,380	2,380	1,330	*0,974*	*0,879*	*0,903*	2,280	3,560
19	3,740	1,980	3,000	3,530	2,330	(6,290)	1,280	*0,971*	*0,876*	*0,900*	2,410	3,050
20	3,440	2,000	2,820	3,500	2,620	(6,600)	1,220	*0,968*	*0,873*	*0,897*	2,820	2,660
21	3,380	1,880	2,820	3,630	2,660	(5,400)	1,170	*0,964*	*0,870*	*0,894*	2,620	2,470
22	3,200	1,880	2,640	3,740	2,620	4,100	1,140	*0,961*	*0,867*	*0,891*	2,660	2,620
23	3,000	1,880	2,440	3,630	2,440	3,920	1,120	*0,958*	*0,885*	*0,888*	2,440	2,820
24	2,800	2,380	2,620	3,740	2,380	3,920	1,100	*0,955*	*0,900*	*0,885*	2,380	3,000
25	2,660	2,820	3,000	3,820	2,280	3,630	1,090	*0,952*	*0,898*	*0,882*	2,180	3,000
26	2,470	2,470	3,200	3,740	2,200	3,380	1,080	*0,949*	*0,893*	*0,879*	1,980	4,900
27	2,860	4,100	3,380	3,630	2,820	3,200	1,070	*0,945*	*0,885*	*0,876*	1,800	5,700
28	2,820	3,740	3,560	3,560	4,900	3,000	1,060	*0,942*	*0,890*	*0,873*	1,680	4,570
29	2,620	2,660	3,630	3,440	(8,800)	2,820	1,035	*0,939*	*0,905*	*0,870*	(5,920)	4,010
30	2,440		3,630	3,380	(10,000)	2,660	1,050	*0,936*	*0,990*	*0,867*	(8,800)	3,740
31	2,410		3,630		(7,200)		1,045	*0,933*		*0,864*		3,380

FIG. XIV.

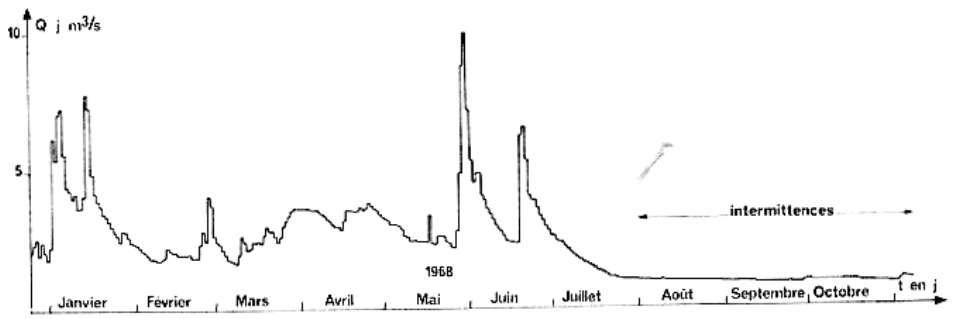


TABLEAU XX.

Fontestorbes (1969).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	3,000	1,880	1,880	3,380	(5,300)	1,800	1,060	*1,400*	*0,903*	*0,890*	*0,853*	*0,820*
2	2,820	1,820	1,800	4,100	4,410	1,740	1,050	*1,220*	*0,900*	*0,890*	*0,850*	*0,820*
3	2,620	1,800	1,760	3,920	4,200	1,680	*1,040*	*1,130*	*0,899*	*0,886*	*0,846*	*0,975*
4	2,470	1,720	1,720	4,100	4,010	1,640	*1,025*	*1,070*	*0,897*	*0,883*	*0,843*	*6,850*
5	2,440	1,680	2,180	(10,350)	3,920	1,800	*1,005*	*1,040*	*0,895*	*0,879*	*0,840*	8,200
6	2,410	1,600	3,900	(7,800)	4,100	1,760	*1,000*	*1,030*	*0,903*	*0,876*	*0,836*	2,620
7	2,380	1,500	4,410	(5,200)	4,100	1,700	*1,640*	*1,020*	*0,900*	*0,873*	*0,833*	2,410
8	2,280	1,480	4,100	4,570	4,010	1,640	1,880	*1,015*	*0,905*	*0,869*	*0,830*	1,800
9	2,180	1,450	3,740	4,200	3,920	1,570	1,450	*1,005*	*0,955*	*0,866*	*0,827*	1,500
10	2,080	1,410	3,560	4,100	3,760	1,510	1,200	*0,995*	*0,935*	*0,863*	*0,824*	1,380
11	1,980	1,380	3,380	4,050	3,700	1,450	1,140	*0,990*	*0,920*	*0859*	*0,820*	*1,280*
12	2,000	1,720	3,250	4,020	3,630	1,410	*1,090*	*0,985*	*0,915*	*0,856*	*0,820*	*1,080*
13	2,020	2,180	3,380	4,010	3,560	1,380	*1,070*	*0,980*	*0,908*	*0,853*	*0,820*	*1,075*
14	2,280	2,180	3,440	3,920	3,500	1,360	*1,055*	*0,975*	*0,945*	*0,849*	*0,820*	*1,065*
15	2,470	1,880	3,740	3,880	3,440	1,340	*1,040*	*0,970*	*0,975*	*0,870*	*0,820*	*4,280*
16	2,440	1,800	3,920	3,850	3,380	1,320	*1,030*	*0,960*	*1,005*	*0,870*	*0,820*	(10,000)
17	2,410	1,550	4,100	3,820	3,200	1,300	*1,020*	*0,955*	*1,025*	*0,866*	*0,820*	(5,400)
18	3,380	1,460	4,900	(6,300)	3,050	1,290	*1,005*	*0,950*	*1,020*	*0,863*	*0,817*	(4,300)
19	4,100	1,640	4,900	(5,400)	2,820	1,280	*0,995*	*0,945*	*1,150*	*0,859*	*0,814*	(7,500)
20	4,010	2,500	(5,000)	4,570	2,660	1,240	*0,985*	*0,935*	*1,125*	*0,863*	*0,811*	(10,200)
21	3,500	2,470	4,660	4,300	2,620	1,190	*0,980*	*0,932*	*1,030*	*0,880*	*0,808*	(6,000)
22	3,200	2,410	4,410	4,570	2,470	1,160	*0,975*	*0,929*	*0,995*	*0,883*	*0,805*	4,900
23	3,000	2,410	(5,300)	(5,700)	2,440	1,140	*0,985*	*0,927*	*0,970*	*0,885*	*0,820*	4,300
24	2,660	3,000	(5,600)	4,410	2,400	1,210	*0,980*	*0,925*	*0,945*	*0,880*	*0,830*	3,920
25	2,520	2,440	4,660	4,300	2,380	1,280	*1,020*	*0,923*	*0,930*	*0,876*	*0,835*	3,920
26	2,440	2,280	4,410	4,200	2,380	1,200	*1,010*	*0,920*	*0,915*	*0,873*	*0,832*	3,380
27	2,380	2,180	4,200	4,230	2,200	1,140	*0,995*	*0,917*	*0,900*	*0,870*	*0,829*	3,380
28	2,280	1,980	4,000	(6,000)	2,180	1,120	*0,980*	*0,915*	*0,890*	*0,866*	*0,825*	3,050
29	2,180		3,740	(8,400)	2,080	1,100	*2,360*	*0,912*	*0,885*	*0,863*	*0,822*	2,820
30	2,080		3,560	(7,800)	1,980	1,080	2,280	*0,908*	*0,888*	*0,860*	*0,819*	2,470
31	1,980		3,440		1,900		*1,640*	*0,905*		*0,856*		2,410

FIG. XV.

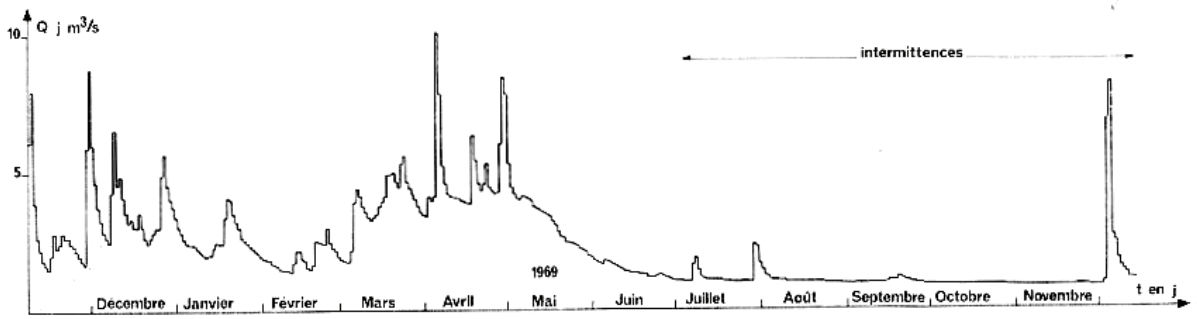


TABLEAU XXI.

Fontestorbes (1970).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	2,280	3,920	2,410	3,440	4,150	3,800	1,920	*0,962*	*0,893*	*0,855*	*0,900*	*0,935*
2	2,080	4,570	2,380	3,380	4,100	3,740	1,870	*0,959*	*0,888*	*0,852*	*0,895*	*0,920*
3	1,920	4,900	2,400	3,230	4,150	3,680	1,820	*0,956*	*0,885*	*0,849*	*0,892*	*0,915*
4	1,880	4,200	2,280	3,050	4,200	3,630	1,800	*0,953*	*0,882*	*0,846*	*0,889*	*0,903*
5	2,660	4,010	2,180	3,020	4,200	3,580	1,720	*0,950*	*0,880*	*0,844*	*0,886*	*0,898*
6	3,250	3,820	1,980	3,000	4,100	3,560	1,670	*0,947*	*0,877*	*0,841*	*0,883*	*0,892*
7	2,820	3,560	1,880	2,980	4,100	3,490	1,640	*0,944*	*0,874*	*0,838*	*0,880*	*0,888*
8	2,470	3,250	1,980	2,990	(6,300)	3,420	1,560	*0,941*	*0,871*	*0,836*	*0,878*	*0,885*
9	2,820	3,000	2,000	3,000	(5,600)	3,360	1,500	*0,938*	*0,871*	*0,833*	*0,876*	*0,945*
10	3,200	2,820	1,980	3,040	4,900	3,320	1,450	*0,935*	*0,868*	*0,830*	*0,872*	*1,225*
11	3,440	2,660	1,880	2,980	4,410	3,260	1,390	*0,932*	*0,868*	*0,828*	*0,869*	*1,200*
12	3,500	2,620	1,800	3,000	4,300	3,200	1,360	*0,929*	*0,867*	2,815	*0,868*	*1,125*
13	3,400	2,660	1,840	3,820	4,200	3,140	1,320	*0,926*	*0,865*	4,150	*0,870*	*1,070*
14	3,050	2,760	2,080	3,920	4,090	3,070	1,280	*0,923*	*0,865*	*1,080*	*0,875*	*1,050*
15	2,860	2,470	2,180	4,010	4,000	3,000	1,280	*0,920*	*0,887*	*1,050*	*0,875*	*1,035*
16	2,660	2,410	1,880	4,050	4,080	2,920	1,280	*0,917*	*0,884*	*1,005*	*0,890*	*1,025*
17	2,820	2,280	1,980	4,100	4,100	2,820	1,240	*0,914*	*0,882*	*0,955*	*1,100*	*1,005*
18	2,800	2,440	2,620	4,200	(6,000)	2,820	1,200	*0,910*	*0,880*	*0,930*	*1,150*	*0,985*
19	2,620	2,470	(6,260)	4,300	(5,600)	3,000	1,160	*0,908*	*0,884*	*0,915*	*1,115*	*0,975*
20	2,440	3,000	(7,700)	4,570	(5,300)	2,900	1,140	*0,905*	*0,882*	*0,915*	*1,120*	*0,960*
21	3,920	3,380	(5,900)	4,900	(5,000)	2,820	1,120	*0,902*	*0,880*	*0,955*	*1,080*	*0,955*
22	3,740	3,250	(6,000)	4,300	4,720	2,720	1,100	*0,900*	*0,877*	*1,100*	*1,120*	*0,945*
23	3,050	2,930	(7,000)	4,200	4,570	2,620	1,080	*0,896*	*0,877*	*1,125*	*1,080*	*0,942*
24	2,820	2,860	(5,100)	4,100	4,480	2,440	1,060	*0,894*	*0,874*	*1,100*	*1,055*	*0,939*
25	2,470	2,960	4,570	4,080	4,380	2,400	*1,040*	*0,890*	*0,871*	*1,060*	*1,040*	*0,936*
26	2,410	2,900	4,300	4,660	4,300	2,380	*1,005*	*0,888*	*0,868*	*1,005*	*1,005*	*0,933*
27	2,380	2,640	4,150	4,900	4,200	2,260	*0,995*	*0,885*	*0,866*	*0,985*	*0,975*	*0,930*
28	2,280	2,470	4,010	4,300	4,100	2,180	*0,990*	*0,882*	*0,863*	*0,960*	*0,955*	*0,927*
29	2,180		3,820	4,100	4,000	2,060	*0,980*	*0,880*	*0,860*	*0,935*	*0,950*	*0,924*
30	2,440		3,630	4,200	3,920	1,980	*0,975*	*0,890*	*0,857*	*0,930*	*0,945*	*0,921*
31	(5,600)		3,560		3,860		*0,965*	*0,895*		*0,915*		*0,918*

FIG. XVI.

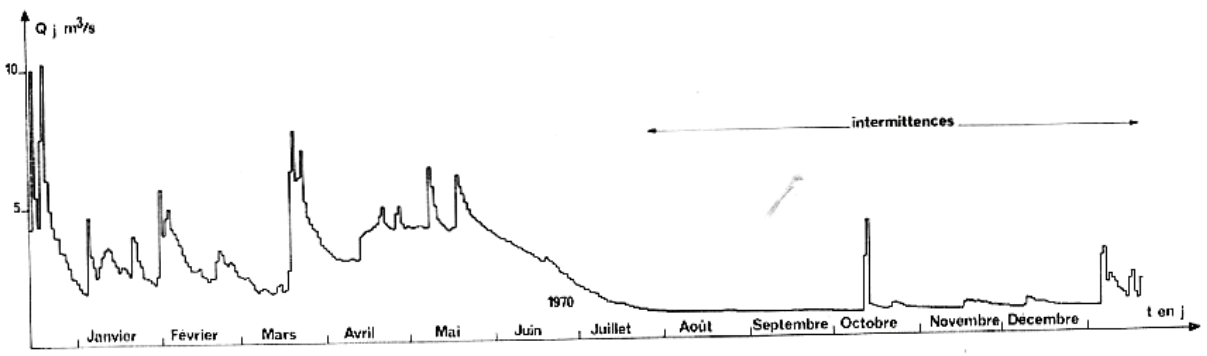


TABLEAU XXII.

Fontestorbes (1971).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	*0,915*	1,640	3,380	3,740	4,010	3,440	2,440	*1,040*	*0,995*	*0,935*	*0,870*	1,980
2	*0,912*	1,450	2,860	3,820	4,080	3,250	2,380	*1,030*	*0,980*	*0,920*	*0,867*	1,880
3	*0,910*	1,280	2,620	4,100	4,200	3,200	2,280	*1,020*	*0,955*	*0,910*	*0,864*	3,560
4	*0,906*	1,260	2,440	4,100	4,100	3,050	2,620	*1,005*	*0,935*	*0,905*	*0,861*	3,630
5	*0,903*	1,450	2,380	3,920	4,000	3,560	2,820	*1,000*	*0,920*	*0,930*	*0,858*	3,740
6	*2,735*	1,720	2,200	3,680	3,880	(5,700)	2,620	*0,990*	*0,912*	*1,005*	*0,855*	4,300
7	3,000	1,880	2,090	3,820	3,820	(5,600)	2,380	*0,985*	*0,905*	*0,985*	*0,852*	4,900
8	1,720	2,080	1,980	4,000	3,730	4,410	2,180	*0,980*	*0,901*	*0,955*	*0,849*	3,380
9	2,080	1,880	1,840	4,100	3,740	4,010	1,980	*0,975*	*0,898*	*0,935*	*0,845*	2,620
10	1,880	1,800	1,780	4,040	4,100	4,300	1,850	*0,970*	*0,900*	*0,930*	*0,865*	2,280
11	1,720	1,700	1,640	4,060	4,900	4,900	1,760	*0,964*	*0,900*	*0,945*	*0,875*	1,880
12	1,500	1,480	1,640	4,100	4,100	4,010	1,700	*0,958*	*0,898*	*0,935*	*0,870*	1,640
13	1,450	1,400	1,800	4,010	3,920	3,740	1,640	*0,955*	*0,900*	*0,932*	*0,860*	1,600
14	*1,380*	1,360	1,880	4,050	3,820	3,560	1,580	*0,950*	*0,910*	*0,927*	*0,855*	1,680
15	*1,175*	1,380	2,440	4,080	3,740	3,380	1,500	*0,945*	*0,900*	*0,424*	*0,855*	1,500
16	1,880	1,360	2,620	4,100	3,630	3,250	1,450	*0,941*	*0,895*	*0,921*	*0,870*	1,550
17	2,180	3,200	3,250	4,180	3,560	3,200	1,400	*0,937*	*0,890*	*0,918*	*0,880*	1,480
18	*1,380*	4,900	3,560	4,300	3,440	3,000	1,360	*0,934*	*0,888*	*0,915*	*0,880*	1,640
19	*1,175*	(6,600)	3,560	4,200	3,380	2,910	1,320	*0,930*	*0,885*	*0,911*	*0,905*	1,500
20	*1,880*	(10,000)	3,250	4,160	3,250	3,820	1,280	*0,927*	*0,895*	*0,908*	*0,965*	1,640
21	2,410	(10,700)	2,860	4,180	3,200	2,620	1,250	*0,924*	*1,125*	*0,905*	*0,985*	2,180
22	1,800	(8,400)	3,000	4,200	3,250	2,660	1,220	*0,922*	*1,080*	*0,902*	*3,200*	2,380
23	3,000	(5,800)	3,250	4,300	3,630	3,380	1,200	*0,920*	*1,040*	*0,899*	2,820	2,280
24	4,900	4,900	2,620	4,660	3,740	4,900	1,180	*0,918*	*1,005*	*0,896*	2,440	2,180
25	3,820	4,100	3,050	4,600	3,440	3,920	1,160	*0,916*	*0,985*	*0,892*	2,080	1,980
26	3,000	3,560	3,740	4,300	3,380	4,900	1,140	*0,912*	*0,970*	*0,889*	1,640	1,800
27	2,470	3,230	4,570	4,100	3,250	3,820	1,110	*0,909*	*0,960*	*0,886*	1,450	1,720
28	2,080	3,050	3,740	4,010	3,920	3,050	1,090	*0,905*	*0,955*	*0,883*	1,280	1,640
29	1,880		3,050	3,980	3,920	2,820	1,070	*0,903*	*0,955*	*0,880*	1,720	1,550
30	1,720		3,200	3,920	3,560	2,440	1,060	*0,935*	*0,945*	*0,877*	1,640	1,500
31	1,800		3,630		3,380		1,050	*0,970*		*0,873*		1,480

FIG. XVII.

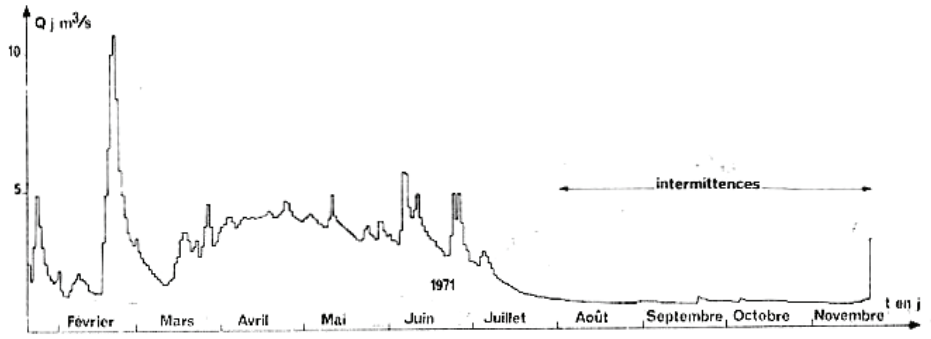


TABLEAU XXIII.

Fontestorbes (1972).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	1,450	3,100	3,100	3,820	4,410	3,740	3,100	1,170	*0,985*	*0,995*	*0,893*	*0,985*
2	1,380	3,920	3,000	3,920	4,900	3,690	2,820	1,140	*1,005*	*0,990*	*0,930*	*1,100*
3	1,400	4,100	2,950	4,010	(5,700)	3,630	2,620	1,115	*1,000*	*0,980*	*0,945*	*1,060*
4	1,380	4,570	3,000	4,100	(5,900)	3,600	2,470	1,090	*1,690*	*0,970*	*0,933*	*1,030*
5	1,360	4,100	3,200	(5,000)	(6,000)	3,560	2,440	1,065	1,500	*0,960*	*0,915*	*1,020*
6	1,540	4,200	3,380	4,570	(5,400)	3,740	2,410	1,050	*1,200*	*0,955*	*0,905*	*1,000*
7	1,420	(6,200)	(5,150)	4,200	(5,100)	3,820	2,380	*1,040*	*1,740*	*0,950*	*0,900*	*0,985*
8	1,800	(6,300)	3,920	4,100	4,950	3,740	2,280	*1,025*	3,630	*0,940*	*0,895*	*0,965*
9	2,280	(6,400)	3,380	4,010	4,950	3,630	2,180	*1,013*	2,080	*0,935*	*0,890*	*0,945*
10	4,140	(5,200)	3,200	4,300	4,900	(5,000)	2,080	*1,005*	1,450	*0,933*	*0,885*	*0,935*
11	3,560	(7,000)	3,000	(5,500)	4,900	(6,900)	2,030	*0,995*	*1,380*	*0,940*	*0,880*	*0,920*
12	4,570	(6,600)	2,820	(6,100)	4,660	(5,100)	1,980	*0,990*	*1,135*	*0,940*	*0,880*	*0,905*
13	4,200	(5,600)	2,620	(7,200)	4,900	4,410	1,880	*0,985*	*1,120*	*0,935*	*0,879*	*0,895*
14	3,300	(5,000)	2,620	(5,200)	(5,000)	4,010	1,800	*0,995*	*1,080*	*0,933*	*0,878*	*0,890*
15	2,820	4,300	3,300	(5,000)	4,900	4,010	1,760	*0,990*	*2,400*	*0,925*	0,880	*0,885*
16	2,660	4,100	3,200	(5,700)	4,950	3,820	1,680	*0,985*	3,100	*0,920*	*0,885*	*0,880*
17	3,000	3,920	3,300	(5,000)	4,570	3,630	1,640	*0,980*	2,180	*0,910*	*0,893*	*0,877*
20	4,300	4,100	3,380	(5,100)	4,300	3,630	1,610	*0,985*	1,720	*0,905*	*0 ,895*	*0,872*
18	3,740	3,740	3,380	(5,800)	4,200	3,560	1,640	*0,980*	1,500	*0,900*	*0 ,895*	*0,867*
19	3,100	3,560	3,350	(6,300)	4,100	3,440	1,640	*0,970*	1,380	*0,898*	*0,900*	*0,863*
21	2,660	3,630	3,350	(5,200)	4,010	3,380	1,550	*0,960*	1,200	*0,897*	*0,910*	*0,859*
22	2,380	3,440	3,400	(7,800)	4,010	3,300	1,450	*0,955*	*1,140*	*0,895*	*0,935*	*0,855*
23	2,080	3,380	3,440	(6,300)	4,000	3,200	1,640	*0,945*	*1,070*	*0,893*	*0,935*	*0,850*
24	1,930	3,560	3,480	(5,400)	3,950	3,100	1,640	*0,940*	*1,065*	*0,890*	*0,995*	*0,850*
25	1,720	3,560	3,440	(5,700)	3,920	3,000	1,550	*0,940*	*1,055*	*0,890*	*1,110*	*0,845*
26	(6,210)	3,740	3,630	(5,200)	4,010	2,860	1,450	*0,935*	*1,045*	*0,888*	*1,060*	*0,845*
27	(10,700)	3,560	3,700	4,570	4,010	2,820	1,380	*0,933*	*1,035*	*0,888*	*1,010*	*0,845*
28	(5,700)	3,380	3,630	4,300	4,050	2,700	1,330	*0,935*	*1,025*	*0,898*	*0,985*	*0,860*
29	2,380	3,200	3,600	4,200	3,920	2,640	1,280	*0,945*	*1,010*	*0,895*	*0,955*	*0,855*
30	3,560		3,650	4,300	3,820	2,860	1,240	*0,295*	*1,000*	*0,890*	*0,935*	*0,875*
31	3,100		3,740		3,800		1,200	*1,005*		*0,888*		*0,945*

FIG. XVIII.

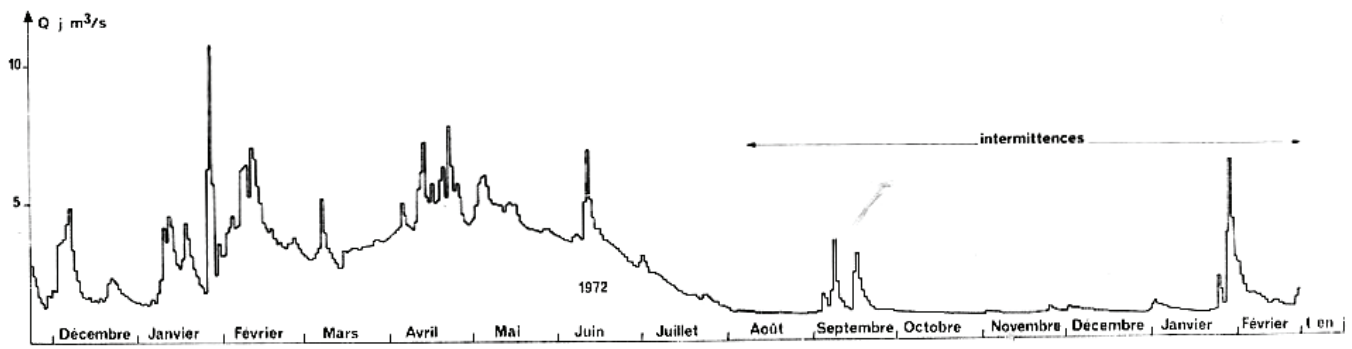


TABLEAU XXIV.

Fontestorbes (1973).

	Janv.	Févr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Févr.
1	*1,115*	2,630	3,440	3,200	4,150	2,700	1,470	*1,040*	*0,945*	*0,873*	*0,818*	*3,630*	1,545	1,720
2	*1,290*	2,190	3,140	3,050	4,250	2,640	1,450	*1,040*	*0,930*	*0,873*	*0,815*	6,390	1,415	1,500
3	*1,175*	1,810	3,030	3,055	4,435	2,530	1,415	*2,095*	*0,920*	*0,870*	*0,812*	2,970	1,330	2,180
4	*1,115*	1,540	2,850	3,050	4,570	2,425	1,380	2,685	*0,915*	*0,867*	*0,810*	2,020	*1,070*	
5	*1,075*	1,500	3,040	3,000	4,570	2,480	1,330	1,715	*0,915*	*0,864*	*0,807*	2,460	*1,065*	
6	*1,030*	1,500	3,150	3,160	4,435	2,770	1,280	1,365	*0,910*	*0,861*	*0,815*	2,550	*1,055*	
7	*0,995*	1,500	3,040	3,560	4,200	2,720	1,280	*1,140*	*0,905*	*0,858*	*0,812*	2,130	*1,200*	
8	*0,975*	1,475	2,865	3,740	4,010	2,530	1,250	*1,070*	*0,905*	*0,855*	*0,807*	1,890	1,380	
9	*0,945*	1,415	2,635	3,725	3,920	2,410	1,280	*1,060*	*0,900*	*0,853*	*0,801*	1,800	1,600	
10	*0,930*	1,330	2,485	3,535	3,945	2,330	1,240	*1,050*	*0,898*	*0,850*	*0,799*	1,640	1,810	
11	*0,915*	1,240	2,425	3,370	5,345	2,230	1,170	*1,040*	*0,895*	*0,847*	*0,796*	1,450	1,965	
12	*0,905*	*1,100*	2,355	3,335	5,060	2,130	1,140	*1,030*	*0,892*	*0,844*	*0,794*	*1,280*	1,980	
13	*0,900*	*1,125*	2,230	3,625	4,435	2,715	1,150	*1,020*	*0,890*	*0,850*	*0,791*	*1,080*	1,965	
14	*0,895*	1,280	2,080	3,505	4,200	4,165	1,405	*1,005*	*0,889*	*0,855*	*0,788*	*1,060*	1,840	
15	*0,893*	1,280	1,885	3,290	4,075	2,960	1,450	*1,000*	*0,886*	*0,853*	*0,785*	*1,080*	1,800	
16	*0,890*	*1,135*	1,760	3,150	4,030	2,530	1,380	*0,995*	*0,883*	*0,850*	*0,783*	*1,150*	1,880	
17	*0,888*	*1,120*	1,665	3,050	3,965	2,380	1,280	*0,985*	*0,885*	*0,853*	*0,780*	*1,135*	1,880	
18	*0,885*	*1,065*	1,680	3,000	3,945	2,130	1,240	*0,975*	*0,880*	*0,853*	*0,780*	*1,480*	1,840	
19	*0,880*	*1,060*	1,745	3,100	3,895	1,880	1,170	*0,965*	*0,880*	*0,855*	*0,630*	1,650	1,760	
20	*0,885*	*1,055*	1,840	3,100	3,800	1,800	1,140	*0,960*	*0,876*	*0,853*	*0,625*	1,465	1,680	
21	*0,890*	*1,050*	2,045	3,100	3,760	1,800	1,140	*0,955*	*0,873*	*0,850*	*0,625*	1,425	1,640	
22	*0,900*	*1,380*	2,300	3,050	3,650	1,740	1,170	*0,945*	*0,885*	*0,846*	*0,610*	1,470	1,500	
23	*0,900*	*1,640*	2,410	3,000	3,500	2,215	1,200	*0,935*	*0,880*	*0,843*	*0,610*	1,470	1,450	
24	*0,930*	3,670	2,460	3,000	3,410	2,410	1,170	*0,935*	*0,880*	*0,841*	*0,610*	1,700	1,415	
25	*2,180*	9,685	2,860	3,000	3,360	2,280	1,715	*0,960*	*0,876*	*0,838*	*0,615*	4,950	1,380	
26	*1,640*	9,790	3,695	3,015	3,320	2,080	1,765	*0,950*	*0,873*	*0,835*	*0,620*	3,880	1,880	
27	*1,150*	7,000	3,770	3,200	3,250	1,890	1,325	*0,935*	*0,870*	*0,832*	*0,620*	3,200	2,440	
28	*3,700*	4,245	3,605	3,520	3,150	1,760	1,170	*0,965*	*0,867*	*0,829*	*0,620*	2,500	2,180	
29	6,330		3,810	3,830	3,050	1,680	1,115	*0,970*	*0,864*	*0,826*	*0,680*	2,030	1,880	
30	4,200		3,740	3,960	2,910	1,570	*1,040*	*0,955*	*0,861*	*0,824*	*0,885*	1,800	2,180	
31	2,820		3,430		2,780		*1,040*	*0,950*		*0,820*		1,680	1,980	

FIG. XIX.

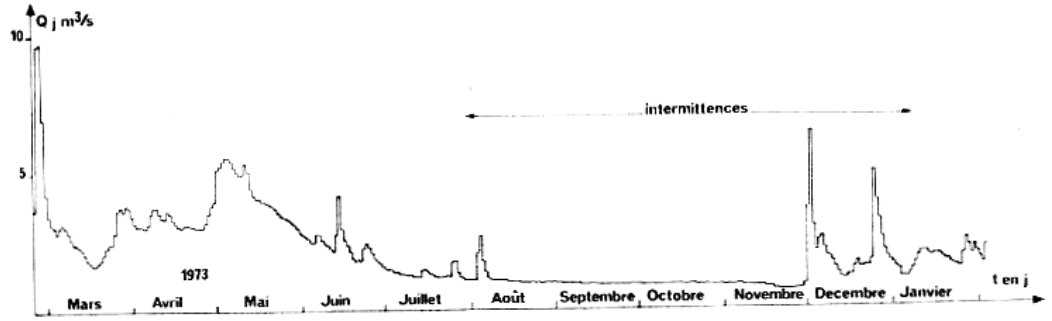


TABLEAU XXV.

Comparaison entre les hauteurs limnimétriques en B_1 et A_2.

h B_1 m	h A_2 m	h B_1 m	h A_2 m	h B_1 m	h A_2 m	h B_1 m	h A_2 m
0,385	0,520	0,610	0,680	0,300	0,480	0,690	0,665
0,470	0,570	0,410	0,565	0,285	0,480	0,610	0,615
0,340	0,520	0,370	0,530	0,280	0,470	0,490	0,550
0,345	0,500	0,560	0,660	0,240	0,420	0,380	0,500
0,400	0,530	0,450	0,590	0,400	0,540	0,360	0,490
0,405	0,530	0,330	0,505	0,320	0,480	0,300	0,455
0,430	0,520	0,295	0,480	0,300	0,470	1,000	0,880
0,335	0,490	0,235	0,445	0,700	0,735	0,930	0,850
0,335	0,490	0,340	0,520	0,900	0,780	1,020	0,870
0,310	0,485	0,325	0,500	0,470	0,530	0,750	0,720
0,280	0,470	0,260	0,460	0,590	0,620	0,680	0,665
0,220	0,435	0,290	0,480	0,640	0,630	0,600	0,625
0,210	0,425	0,280	0,475	0,380	0,490	0,560	0,600
0,430	0,580	0,325	0,505	0,420	0,520	0,470	0,560
0,300	0,480	0,335	0,500	0,410	0,520	0,430	0,530
0,255	0,455	0,330	0,505	0,245	0,425	0,390	0,510
0,290	0,480	0,355	0,525	0,275	0,460	0,360	0,495
0,280	0,475	0,390	0,560	0,750	0,700	0,110	0,360
0,365	0,530	0,400	0,560	0,760	0,725	0,120	0,365
0,320	0,500	0,390	0,560	0,630	0,635	0,120	0,360
0,415	0,570	0,420	0,570	0,525	0,580	0,130	0,370
0,270	0,470	0,380	0,540	0,565	0,600	0,140	0,370
0,360	0,540	0,360	0,525	0,650	0,640	0,135	0,365
0,400	0,560	0,290	0,470	0,505	0,570	0,160	0,385
0,340	0,520	0,400	0,550	0,470	0,550	0,150	0,375
0,280	0,470	0,370	0,525	0,575	0,600	0,215	0,410
0,260	0,460	0,355	0,520	0,445	0,540	0,225	0,420
0,240	0,450	0,225	0,440	0,345	0,500	0,190	0,400
0,570	0,640	0,255	0,460	0,690	0,665	0,155	0,385
		0,355	0,510	0,270	0,445	0,310	0,490
		0,335	0,510				

TABLEAU XXVI.

Comparaison entre les hauteurs limnimétriques en B_3 et B_1.

h B_3 m	h B_1 m	h B_3 m	h B_1 m	h B_3 m	h B_1 m	h B_3 m	h B_1 m	h B_3 m	h B_1 m
0,475	0,405	0,390	0,350	0,400	0,415	0,220	0,300	0,405	0,445
0,425	0,360	0,460	0,400	0,265	0,300	0,150	0,285	0,310	0,345
0,380	0,315	0,385	0,350	0,150	0,270	0,140	0,280	0,550	0,690
0,285	0,260	0,350	0,330	0,360	0,360	0,125	0,280		
0,175	0,230	0,340	0,320	0,380	0,400	0,380	0,400	0,550	0,690
0,645	0,580	0,140	0,255	0,330	0,340	0,400	0,430	0,510	0,610
0,645	0,580	0,135	0,250	0,160	0,280	0,250	0,320	0,450	0,490
0,715	0,690	0,130	0,245	0,500	0,570	0,210	0,305	0,400	0,435
0,625	0,550	0,130	0,240			0,200	0,300	0,350	0,380
0,505	0,425	0,465	0,390	0,510	0,610	0,550	0,700	0,390	0,425
0,420	0,345	0,150	0,245	0,480	0,540	0,150	0,285	0,320	0,360
0,400	0,320	0,135	0,215	0,400	0,420	0,340	0,370	0,285	0,345
0,425	0,360	0,380	0,330	0,400	0,410	0,430	0,470	0,155	0,300
0,370	0,315	0,490	0,430	0,360	0,370	0,450	0,490	0,750	1,000
0,260	0,250	0,625	0,570	0,480	0,550	0,510	0,590	0,670	0,880
0,190	0,230	0,705	0,670	0,470	0,520	0,520	0,640	0,720	0,930
0,265	0,255	0,735	0,730	0,275	0,330	0,350	0,380	0,750	1,020
0,295	0,285	0,715	0,680	0,175	0,295	0,390	0,420	0,570	0,750
0,865	0,940			0,300	0,340	0,380	0,410	0,540	0,680
0,905	0,980	0,355	0,380	0,280	0,325	0,200	0,300	0,510	0,600
0,725	0,675	0,410	0,465	0,180	0,290	0,280	0,350	0,490	0,560
0,715	0,660	0,295	0,335	0,140	0,280	0,390	0,420	0,435	0,470
0,705	0,650	0,310	0,340	0,280	0,325	0,420	0,465	0,400	0,430
0,655	0,585	0,375	0,395	0,295	0,335	0,560	0,750	0,370	0,390
0,635	0,560	0,380	0,400	0,285	0,330	0,600	0,790	0,345	0,360
0,595	0,500	0,400	0,425	0,325	0,355	0,570	0,760	0,280	0,320
0,615	0,535	0,295	0,320	0,380	0,390	0,550	0,740	0,340	0,320
0,525	0,445	0,295	0,320	0,380	0,400	0,520	0,630	0,480	0,550
0,255	0,285	0,275	0,310	0,390	0,405	0,480	0,565	0,385	0,415
0,125	0,185	0,205	0,280	0,350	0,380	0,470	0,525	0,200	0,300
0,125	0,180	0,410	0,430	0,330	0,360	0,460	0,510	0,380	0,415
0,390	0,345	0,235	0,300	0,135	0,290	0,490	0,565	0,440	0,475
		0,130	0,260	0,380	0,400	0,530	0,680	0,450	0,480
0,405	0,365	0,220	0,280	0,345	0,370	0,520	0,650	0,405	0,435
0,480	0,420	0,230	0,290	0,320	0,355	0,510	0,615		
0,325	0,325	0,190	0,280	0,240	0,300	0,450	0,505		
0,225	0,280	0,360	0,365	0,335	0,355	0,430	0,470		
0,125	0,235	0,280	0,320	0,350	0,365	0,480	0,575		
0,360	0,330	0,450	0,500	0,290	0,335	0,470	0,530		

Tableau XXVII.

Comparaison entre les hauteurs limnimétriques en M_2 et M_1.

h M_2 m	h M_1 m	h M_2 m	h M_1 m	h M_2 m	h M_1 m	h M_2 m	h M_1 m	h M_2 m	h M_1 m
1,390	0,630	1,405	0,615	1,240	0,645	1,030	0,830	0,285	1,110
1,415	0,610	1,330	0,690	1,320	0,565	1,260	0,620	0,395	1,050
1,405	0,620	1,395	0,630	1,235	0,650	1,350	0,540	0,340	1,080
1,380	0,640	1,335	0,690	1,220	0,670	0,915	0,920	0,270	1,140
1,430	0,595	1,140	0,880	1,280	0,605	0,935	0,940	0,565	0,920
1,535	0,500	0,960	1,040	1,380	0,520	0,965	0,910	0,635	0,860
1,590	0,450	1,010	1,000	1,380	0,520	1,105	0,770	0,715	0,820
1,545	0,495	0,855	1,090	1,415	0,480	1,130	0,740	0,740	0,790
1,510	0,525			1,080	0,790	1,060	0,800	0,900	0,680
1,485	0,550					1,020	0,850	0,955	0,645
1,200	0,685	1,435	0,610	1,060	0,790	1,040	0,840	1,030	0,615
1,025	0,950	1,410	0,630	1,205	0,660	1,060	0,820	1,175	0,560
1,045	0,920	1,340	0,685	1,245	0,630	1,135	0,740	1,135	0,575
1,050	0,920	1,155	0,880	1,110	0,745	1,185	0,690	1,075	0,595
1,120	0,880	1,250	0,790	1,310	0,580	1,010	0,850	0,780	0,780
1,210	0,785	1,360	0,680	1,270	0,615	1,410	0,480	1,325	0,525
1,180	0,810	1,330	0,710	1,270	0,620				
1,290	0,720	1,345	0,680	1,350	0,540	1,010	0,615		
1,470	0,560	1,340	0,695	1,205	0,680	0,585	0,870	0,745	0,715
1,510	0,525	1,355	0,680	1,180	0,690	0,660	0,830	0,720	0,730
1,485	0,550	1,370	0,665	1,290	0,610	0,775	0,725	0,815	0,675
1,415	0,615			1,335	0,560	0,880	0,675	0,880	0,640
		1,190	0,700	1,350	0,545	0,980	0,625	1,080	0,570
1,365	0,675	1,355	0,545	0,970	0,850	0,910	0,655	0,850	0,630
1,310	0,710	1,205	0,710	0,815	1,000	1,045	0,600	0,785	0,680
1,315	0,700	1,138	0,755	1,265	0,620	1,105	0,580	0,585	0,810
1,455	0,580	1,216	0,675	1,165	0,710	1,355	0,510	0,830	0,660

TABLEAU XXVIII.

(Cycle 1970).

Dates	Q_{B_1} (m³/s)	Q_{B_2} (m³/s)	Q_{M_1} (m³/s)	Q_{HR_0} (m³/s)	$Q_{HR_{20}}$ (m³/s)	Q_{P_1} (m³/s)	Q_{P_2} (m³/s)	$h_{HR_{25}}$ (m)
20 janvier 1970	1,270	0,835	—	—	—	—	—	—
22 janvier 1970	0,965	0,500	—	—	—	—	—	—
	0,770	0,325	—	0,010	0,007	—	—	—
23 janvier 1970	0,590	0,140	—	—	—	—	—	—
	0,495	0,020	—	—	—	—	—	—
31 janvier 1970	2,850	1,860	1,600	—	—	—	—	—
	2,850	1,860	1,600	1,520	0,555	0,330	—	—
2 février 1970	3,850	2,520	2,400	2,300	0,680	0,610	—	—
3 février 1970	2,600	1,700	1,420	—	—	—	—	—
18 février 1970	1,460	0,890	0,880	0,400	0,035	—	—	—
19 février 1970	0,905	0,470	0,490	0,080	0	0	—	—
20 février 1970	0,790	0,390	0,435	0,055	0	0	—	—
21 février 1970	0,970	0,500	0,540	0,120	0	0	—	—
22 février 1970	0,770	0,300	0,330	0,010	0	0	—	—
23 février 1970	0,560	0,105	0,110	0	0	0	—	—
24 février 1970	0,500	0,040	0,065	0	0	0	—	—
13 mars 1970	0,570	0,110	0,100	0	0	0	—	—
14 mars 1970	0,670	0,155	0,150	0	0	0	0,050	—
18 mars 1970	0,720	0,200	0,200	0,025	0	0,045	0,080	—
20 mars 1970	3,900	—	2,600	2,440	0,790	0,720	0,620	—
	3,700	2,600	2,340	2,230	0,680	0,575	0,530	—
	3,600	2,520	2,060	2,000	0,650	0,550	0,470	—
	3,500	2,420	2,060	1,900	0,620	0,520	—	—
21 mars 1970	2,900	1,950	1,800	1,390	0,560	0,340	0,230	—
	2,650	1,780	1,560	1,280	0,540	0,290	0,230	—
22 mars 1970	2,150	1,440	1,280	0,810	0,415	0,035	0,140	—
23 mars 1970	2,460	1,600	1,400	1,100	0,460	0,140	0,180	—
24 mars 1970	1,645	1,000	0,960	0,450	0,100	0,004	0,125	—
26 mars 1970	0,750	—	0,220	0,010	0	0	0,090	—
14 avril 1970	0,675	0,095	0,150	0		0	0,050	—
2 mai 1970	0,830	—	0,345	—	—	—	—	—
9 mai 1970	1,680	—	1,010	0,580	0,010	0,025	0,330	—
27 mai 1970	0,355	—	—	—	—	—	—	—
29 mai 1970	0,340	—	—	—	—	—	—	—
20 juin 1970	0,905	0,345	0,410	0,013	0	0	0	—

TABLEAU XXIX.

(Cycle 1971).

Dates	Q_{B_1} (m³/s)	Q_{B_2} (m³/s)	Q_{M_1} (m³/s)	Q_{HR_0} (m³/s)	$Q_{HR_{20}}$ (m³/s)	Q_{P_1} (m³/s)	Q_{P_2} (m³/s)	Q_{Lt_3} (m³/s)	$h_{HR_{25}}$ (m)
6 janvier 1971	0,980	0,400	0,345	0,170	0	0	0	—	8,67
	1,410	0,760	0,905	0,505	0,018	0	0	—	9,45
7 janvier 1971	0,810	0,200	0,280	0	0	0	0	—	6,85
	0,655	0,130	0,125	0	0	0	0	—	5,74
8 janvier 1971	0,515	—	—	0	0	0	0	—	4,11
	0,460	—	0	0	0	0	0	—	3,25
9 janvier 1971	0,405	—	0	0	0	0	0	—	2,97
11 janvier 1971	0,255	—	0		0	0	0	—	1,87
19 janvier 1971	0,405	—	0	0	0	0	0	—	3,07
20 janvier 1971	0,830	0,270	0,410	0,044	0	0	0	—	8,28
	0,915	0,345	—	—	—	—	—	—	—
	1,230	0,655	0,800	0,275	0	0	0	—	9,24
21 janvier 1971	0,915	0,330	0,490	0,044	0	0	0	—	8,14
	0,830	0,250	—	—	0	0	0	—	—
	0,790	0,230	0,345	0	0	0	0	—	7,37
22 janvier 1971	0,575	0,003	0,050	0	0	0	0	—	5,18
	0,560	—	—	—	—	—	—	—	—
	0,545	—	0	0	0	0	0	—	4,96
23 janvier 1971	0,530	—	0	0	0	0	0	—	4,14
25 janvier 1971	1,140	0,680	0,800	0,290	0	0	0	—	9,15
26 janvier 1971	0,575	0,005	0	0	0	0	0	—	—
27 janvier 1971	0,445	—	0	0	0	0	0	—	—
1er février 1971	0,340	—	—	—	—	—	—	—	2,86
12 février 1971	0,255	—	—	—	—	—	—	—	2,70
17 février 1971	0,830	0,320	0,515	0,060	0	0	0	—	8,20
	1,500	0,810	0,905	0,480	0,08	0,085	0,180	—	9,56
	2,780	1,680	1,065	1,360	—	—	—	—	—
	3,650	2,420	1,560	2,010	0,490	0,160	0,570	—	10,55
18 février 1971	4,250	2,720	—	2,320	0,930	0,590	0,400	—	11,11
	3,750	2,520	2,860	2,010	0,900	0,460	—	—	10,93
19 février 1971	5,150	—	—	3,120	1,100	1,300	—	—	—
26 mars 1971	1,150	0,540	—	0,030	0,050	—	—	—	8,85
27 mars 1971	1,690	0,970	—	0,510	0,410	0,018	0,250	—	—
29 mars 1971	0,950	0,310	—	0	—	—	0,025	0,033	7,82
30 mars 1971	0,970	0,350	—	0	—	—	—	0,013	8,25
1er avril 1971	1,220	0,655	—	0,055	0,170	0	0	0,006	9,38
2 avril 1971	1,240	0,700	—	0,070	0,180	0	0	0	9,54
3 avril 1971	1,360	0,870	—	0,185	0,300	0	—	—	—
6 avril 1971	0,885	0,310	—	—	—	—	—	—	7,89
7 avril 1971	0,885	0,310	—	—	—	—	—	—	—
8 avril 1971	0,835	0,260	—	—	—	—	—	—	7,535
13 avril 1971	0,695	0,140	—	—	—	—	—	—	—
19 avril 1971	0,420	0	—	—	—	—	—	—	3,48
20 avril 1971	0,385	0	—	—	—	—	—	—	3,34
24 avril 1971	1,370	0,970	0,960	0,600	0,400	0,008	0,025	0,033	—
2 mai 1971	0,520	0,004	0,025	—	—	—	—	—	5,56
24 mai 1971	0,795	0,190	0,220	—	—	—	—	—	6,785
25 mai 1971	0,560	0,015	0,075	—	—	—	—	—	5,920
	0,590	0,050	—	—	—	—	—	—	—
	0,695	0,165	0,200	—	—	—	—	—	—
26 mai 1971	0,740	0,185	0,220	—	—	—	—	—	6,84
	0,695	0,115	0,145	—	—	—	—	—	6,35
27 mai 1971	1,075	0,570	0,655	0,235	0,160	0	0	—	9,34
28 mai 1971	0,885	0,270			—	—	—	—	
	2,000	1,400	1,380	0,940	0,610	0,055	0,175	—	10,76
29 mai 1971	1,305	0,870	0,810	0,405	0,290	0	0,040	—	9,90
30 mai 1971	0,795	0,240	0,275	0	—	0	0	—	7,41
31 mai 1971	0,640	0,070	0,260	0	0	0	0,130	—	7,21
	1,060	0,570	0,680	—	—	—	0,065	—	9,50
1er juin 1971	1,240	0,700	0,785	0,390	0,290	0	0,035	0	9,91
2 juin 1971	0,970	0,420	0,475	0,085	—	—	0	—	8,58
3 juin 1971	0,695	0,080	0,110	0	0	0	0	—	6,08
	0,590	0,015	0,025	—	—	—	—	—	5,58
4 juin 1971	0,510	0,004	—	—	—	—	—	—	4,96
7 juin 1971	2,620	2,050	1,920	1,295	0,910	0,270	—	—	10,88
27 juillet 1971	0,098	0	0	0	0	0	0	0	0,350

TABLEAU XXX.

(*Cycle 1972*).

Dates	Q_{B_1} (m³/s)	Q_{B_3} (m³/s)	Q_{M_1} (m³/s)	Q_{HR_0} (m³/s)	$Q_{HR_{20}}$ (m³/s)	Q_{P_1} (m³/s)	Q_{P_2} (m³/s)	Q_{Lt_3} (m³/s)	$h_{HR_{25}}$ (m)
22 novembre 1971 ...	3,050	2,240	1,920	1,260	1,000	0,250	0,260	—	10,52
	2,360	1,815	1,340	1,110	0,770	—	—	—	10,48
23 novembre 1971 ...	1,330	0,870	0,810	0,455	0,360	0,004	—	—	—
	1,280	0,870	0,730	0,390	0,260	0	—	—	9,41
	1,110	0,570	0,580	0,215	0,130	—	—	—	9,73
24 novembre 1971 ...	2,450	1,815	1,280	1,060	0,720	0,080	0,155	—	10,78
	2,180	1,665	—	—	—	—	—	—	—
	1,550	—	0,785	0,490	0,340	0,025	0,020	—	—
25 novembre 1971 ...	0,925	0,260	0,340	0,025	—	—	—	—	7,71
	0,775	0,095	0,165	0	0	0	0	—	6,35
26 novembre 1971 ...	0,590	0,005	0,002	0	—	0	0	—	5,37
27 novembre 1971 ...	0,480	0,004	—	0	—	0	0	—	—
29 novembre 1971 ...	0,970	0,325	0,360	0,035	0	0	0	—	8,09
	0,900	0,275	0,297	0,007	0	0	0	—	7,47
30 novembre 1971 ...	0,740	0,100	0,147	0	0	0	0	—	—
	0,695	0,060	0,110	0	0	0	0	—	6,04
1er décembre 1971 ..	0,900	0,275	—	0	—	—	—	—	—
	0,950	0,310	0,385	0	0	0	0,010	—	8,26
	0,925	0,285	—	0	—	—	—	—	—
	1,050	0,400	—	—	—	—	—	—	—
2 décembre 1971 ...	1,200	0,700	0,680	0,350	0,190	0,012	0,015	—	9,56
	1,240	0,700	0,700	0,370	0,210	0,008	0,015	—	9,67
	1,200	—	—	—	—	—	0,005	—	9,46
3 décembre 1971 ...	1,330	0,870	0,840	0,490	0,380	0,005	0,010	—	10,07
	1,260	0,775	0,730	0,405	0,310	0,004	—	—	9,90
4 décembre 1971 ...	1,150	0,515	0,580	0,215	0,130	0	0	—	9,13
	1,060	0,420	0,525	0,125	0	0	0	—	8,77
6 décembre 1971 ...	0,740	0,055	0,180	0	0	0	0	—	6,42
7 décembre 1971 ...	1,240	0,700	0,730	0,390	0,280	0	—	—	9,83
8 décembre 1971 ...	1,110	0,495	0,555	0,185	0,070	—	—	—	9,01
	1,050	0,380	0,475	0,370	0	—	—	—	—
	0,560	—	0,165	0	—	—	—	—	6,66
	0,795	0,195	0,425	0,095	0	0	0,015	—	8,695
	1,050	0,440	0,680	—	—	—	—	—	8,89
13 janvier 1972	1,075	0,515	0,525	0,155	0	0	0	—	8,81
	0,950	0,300	0,360	0,040	0	0	0	—	9,89
14 janvier 1972	0,795	0,165	0,220	0	0	0	0	—	6,64
	0,720	0,070	0,145	0	0	0	0	—	6,20
15 janvier 1972	0,695	0,060	0,110	0	0	0	0	—	6,17
	0,695	0,045	—	0	0	0	0	—	—
17 janvier 1972	0,510	0,004	0	0	0	0	0	—	3,75
18 janvier 1972	1,240	0,700	0,680	0,350	0,200	0,028	0,025	—	9,63
	1,410	—	0,840	0,490	0,310	0,028	0,025	—	10,02
	1,370	0,870	0,840	0,550	0,360	0,032	0,045	—	10,07
20 janvier 1972	0,885	0,215	0,260	0,007	0	0	—	—	7,22
	0,820	0,150	0,220	0	0	0	—	—	6,76
21 janvier 1972	0,795	0,130	0,220	0	0	0	0	—	6,75
26 janvier 1972	3,950	2,900	—	2,120	0,900	0,680	0,380	0,165	10,94
27 janvier 1972	5,800	—	—	3,400	1,28	—	0,520	0,180	—
1er février 1972	0,720	0,150	0,075	0	—	—	—	—	—
8 février 1972	1,110	0,465	0,525	0,125	0	0	—	—	8,83
	1,730	1,180	1,025	0,650	0,490	—	0,030	—	10,43
	1,910	1,400	1,120	0,790	—	0,012	0,085	—	10,60
11 février 1972	2,800	2,240	2,160	1,330	0,750	0,400	—	—	10,82
12 février 1972	3,300	2,400	3,000	1,550	0,840	0,450	0,325	—	10,88
15 février 1972	1,330	0,775	—	0,295	0,160	—	—	—	9,31
17 février 1972	1,150	0,515	0,525	0,125	0	0	—	—	8,81
7 mars 1972	1,280	0,700	0,705	0,295	0,180	—	—	—	9,62
14 mars 1972	0,520	—	—	0	—	—	—	—	3,40
11 avril 1972	0,795	0,130	0,180	0	—	—	—	—	—
	1,010	0,275	0,425	0,070	0	0	0,055	—	8,70
	1,360	0,775	—	0,390	0,260	0,012	0,085	—	9,94
	1,690	1,070	—	0,575	0,410	0,008	0,055	—	10,36
12 avril 1972	4,450	3,180	—	2,220	1,020	0,680	0,480	0,078	11,17
	4,850	3,950	—	2,560	1,100	0,840	0,450	0,090	11,32

TABLEAU XXX (*suite*).

Dates	Q_{B_1} (m³/s)	Q_{B_3} (m³/s)	Q_{M_1} (m³/s)	Q_{HR_0} (m³/s)	$Q_{HR_{20}}$ (m³/s)	Q_{P_1} (m³/s)	Q_{P_2} (m³/s)	Q_{Lt_3} (m³/s)	$h_{HR_{25}}$ (m)
	4,550	3,300	—	2,400	1,020	0,760	0,425	0,090	11,20
	4,350	2,900	—	2,400	0,980	0,720	0,410	—	11,15
13 avril 1972	3,250	2,400	—	1,365	0,660	0,330	0,260	—	10,90
	2,550	1,815	1,560	1,060	0,550	0,190	0,450	—	10,78
14 avril 1972	2,230	1,665	1,340	0,940	0,550	0,044	0,140	—	10,79
	2,100	1,535	1,420	0,850	0,530	0,020	0,085	—	10,74
15 avril 1972	2,550	1,940	2,160	1,170	0,680	0,220	0,570	—	10,89
	3,750	2,600	—	—	0,530	0,600	0,375	—	11,06
16 avril 1972	3,450	2,400	—	—	0,900	0,470	0,330	—	11,02
	3,050	2,240	—	—	0,790	0,350	0,295	—	10,97
17 avril 1972	2,050	1,400	1,220	0,820	0,540	0,020	0,080	—	10,73
	1,730	1,180	1,060	0,625	0,440	0,008	0,065	—	10,42
18 avril 1972	2,670	1,815	1,680	1,090	0,600	0,170	0,400	0,065	10,85
	2,270	1,665	1,220	0,880	0,540	0,100	0,210	—	10,71
19 avril 1972	1,500	0,920	0,840	0,425	0,260	0,012	0,110	—	9,90
30 avril 1972	0,990	0,350	0,405	0	0	0	0	0,012	8,23
4 mai 1972	3,850	2,900	0	1,900	0,890	0,720	0,410	—	11,02
15 juin 1972	0,640	0,004	0	—	—	—	—	—	—

TABLEAU XXXI.

(*Cycle 1973*).

Dates	Q_{B_1} (m³/s)	Q_{B_3} (m³/s)	Q_{M_1} (m³/s)	Q_{HR_0} (m³/s)	$Q_{HR_{20}}$ (m)	Q_{P_1} (m³/s)	Q_{P_2} (m³/s)	Q_{Lt_3} (m³/s)	$h_{HR_{25}}$ (m)
25 janvier 1973	1,170		0,500	0,125	0,005	0	0	0	8,44
29 janvier 1973	3,850	2,900		2,120	0,980	0,610	0,365	0,105	10,75
	3,050	2,240		1,550	0,830	0,295	0,310	0,080	10,63
30 janvier 1973	1,910	1,400	1,120	0,790	0,490	0,010	0,035	0,034	10,25
	1,410	0,870	0,815	0,425	0,310	0	0,065	—	9,62
31 janvier 1973	1,150	0,515	0,555	0,185	0,020	0	0,080	0,009	8,68
	1,360	0,775	0,705	0,350	0,180	0,028	0,065	0,006	9,31
1er février 1973	1,060	0,380	0,425	0,070	0	0	0,025	0,015	8,11
	0,990	0,285	0,340	0,035	0	0	0,015	0,012	7,67
2 février 1973	0,795	0,075	0,110	0	0	0	0	0,006	5,82
27 février 1973	4,450	3,300		2,560	1,140	0,750	0,40	0,165	11,17
	3,750	2,780		1,900	1,040	0,580	0,36	0,125	10,91
28 février 1973	2,900	2,240		1,435	0,900	0,300	0,26	0,070	10,72
	2,530	1,940		—	0,840	—	0,450	0,060	10,29
1er mars 1973	1,730	1,225	1,090	0,730	0,480	0,012	0,055	0,043	—
	1,465	0,870	0,840	0,455	0,340	0	0,035	0,033	—
2 mars 1973	1,250	0,625	0,655	0,275	0,170	0	0,025	0,020	8,995
	1,060	0,495	0,500	0,155	0,020	0	0,015	0,015	8,480
5 mars 1973	0,830	0,275	0,320	0	0	0	0	0	7,60
6 mars 1973	0,950	0,380	0,405	0,070	0	0	0	0	8,20
15 mars 1973	0,260	—	0	0	0	0	0	0	2,20
20 mars 1973	0,290	—	0	0	0	0	0	0	2,27
26 mars 1973	0,630	—	0,065	—	—	—	—	—	—
30 mars 1973	2,450	1,815	1,680	1,060	0,800	0,075	0,195	0,033	10,55
31 mars 1973	1,385	0,740	—	—	—	—	—	—	—
2 avril 1973	0,710	0,130	0,125	0	0	0	0,000	0	6,00
14 avril 1973	1,385	0,700	0,705	0,350	0,310	0	0,055	0,043	9,19
11 mai 1973	1,780	1,290	1,055	0,730	0,480	0,028	0,115	0	—
	1,820	1,400	1,155	0,850	0,550	0,012	0,045	0	10,38
12 mai 1973	1,500	0,920	0,810	0,455	0,340	0	0,020	—	9,64

TABLEAU XXXII.

Débits Q_{B_2} et Q_{B_1} en m³/s (d'après jaugeage).

B_2	B_1	B_2	B_1
0,473	1,798	0.034	0,072
0,449	1,029	0,028	0,071
0,426	0,696	0.043	0,080
0,418	0,521	0,268	0,405
0,456	2,322	0,283	0,452
0,452	0,985	0,276	0,405
0,487	2,995	0,239	0,385
0,504	3,600	0,224	0,350
0,400	0,832		
0,400	0,590		

Ann. Spéléol., 1975, 30, 1, p. 21-124.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE HYDRODYNAMIQUE DES AQUIFÈRES KARSTIQUES.

Troisième partie.

CONSTITUTION ET FONCTIONNEMENT DES AQUIFÈRES KARSTIQUES,

par Alain MANGIN (1)

Résumé.

La troisième partie de ce travail sur l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques concerne un certain nombre de recherches portant sur leur fonctionnement. Il en résulte une représentation de la constitution de ce type d'aquifère et une schématisation des mécanismes de transit et de transfert.

L'unité du système karstique a d'abord été envisagée. Il est fait appel à une analyse de liaisons corrélatives pour démontrer l'appartenance d'un bassin versant donné au système karstique considéré. En outre, une méthode basée sur les débits classés permet de mettre en évidence si tous les apports ou tous les exutoires sont réellement pris en considération. L'application de ces méthodes sur plusieurs systèmes karstiques a donné des résultats satisfaisants.

Une partie importante de ce travail concerne les hydrogrammes. La recherche d'une fonction de transfert pluie-débit conduit, après une analyse critique des démarches habituelles, à souligner l'analogie existant entre les hydrogrammes d'exutoires karstiques et ceux des cours d'eau subaériens. Le comportement du karst noyé, en raison de la présence de phénomènes d'inertie, de la nature quadratique des relations entre charge et débit et de la non-linéarité du système, rend illusoire la détermination précise d'une fonction de transfert. C'est pourquoi une approche des paramètres caractérisant le fonctionnement de l'aquifère karstique est proposée à partir de l'analyse des courbes de récession. Les paramètres principaux qui définissent ces dernières se rapportent à la nature et à l'importance du karst noyé ; ils renseignent sur les modalités de l'infiltration et rendent compte de certains phénomènes intervenant au niveau des apports. Une application de ces analyses a été faite sur plusieurs systèmes karstiques.

Des techniques ponctuelles, tels les pompages ou les opérations de traçage, de même que certains phénomènes spécifiques au karst ont fait l'objet de plusieurs remarques.

---

(1) *Laboratoire souterrain du C.N.R.S., 09410 Moulis, France.*

Avertissement. Cet article constitue la troisième et dernière partie d'un mémoire présenté en vue de l'obtention d'un Doctorat d'Etat. Les deux premières parties ont été publiées dans les fascicules 3 et 4, de l'année 1974, des Annales de Spéléologie.

Le schéma établi pour représenter l'aquifère karstique et son fonctionnement est basé sur la distinction entre zone non saturée et zone saturée. La première est le domaine de l'infiltration avec deux modalités d'écoulement, l'une rapide et l'autre retardée ; à un niveau inférieur le ruissellement souterrain fait suite à l'infiltration ; on note également la présence éventuelle d'un aquifère épikarstique. La seconde représente le karst noyé constitué par des drains autour desquels s'organisent les systèmes annexes.

Ces résultats conduisent à proposer une classification et permettent de replacer un certain nombre de phénomènes karstiques dans le contexte des mécanismes hydrodynamiques.

Abstract.

The third section of this work on the hydrodynamic study of the karstic aquifers deals with some research work carried out on their operation. The result is a representation of the constitution of this type of aquifer and a schematization of the transit and transfer mechanism.

The unity of the karstic system has first been investigated. An analysis of the correlative liaisons has been used to demonstrate that a given catchment basin belongs to the karstic system in question. In addition, a method based on the classified discharges allows to reveal whether all the inflow or all the discharge points have actually been taken into consideration or not. The application of these methods to several karstic systems has been satisfactory.

An important part of the present work is devoted to the hydrograms. Following a critical analysis of the conventional methods, the research on a rain/outflow system function leads to underline the analogy existing between the karstic outlet hydrograms and those of surface streams. The behaviour of the submerged zone makes it illusory to acurately establish a system function because of the presence of inertia phenomena, of the quadratic nature of the charge/discharge relations and of the non-linearity of the system. This is the reason why an approach of the parameters which characterize the karstic aquifer operation is proposed, starting by the analysis of the recession curves. The main parameters defining these curves are related to the nature and the importance of the submerged zone ; they inform on the infiltration modes and on some phenomena occurring at the level of the inflow. These analysis have been applied to several karstic systems.

Some punctual techniques, such as pumping tests or tracer flow methods, some phenomena specific to the karst have been the source of several remarks.

The model established to represent the karstic aquifer and its operations is based on the discrimination between the unsaturated zone and the saturated zone. The first zone is the field of the infiltration with two flow modes, one fast and the second retarded ; at a lower level the underground run-off follows the infiltration ; an epikarstic aquifer is also possible. The second zone represents the saturated zone made of drain passages in connection with several auxiliary systems.

These results lead to propose a classification and allow to reset a certain number of karstic phenomena within the hydrodynamic mechanism context.

*
**

SOMMAIRE DE LA TROISIÈME PARTIE.

	Pages
1) Introduction	24
2) Recherches sur l'unité d'un système karstique	25
2.1) Utilisation de l'analyse par corrélation	26
2.2) Utilisation des courbes de débits classés	26
2.2.1) Exposé du problème	26
2.2.2) Applications	27
2.2.2.1) Système du Baget	28
2.2.2.2) Système d'Aliou	31
2.2.2.3) Système de Fontestorbes	33
2.2.2.4) Système des « Neuf Fontaines » à Aulus	36
2.2.2.5) Système de Fontaine l'Evêque	38
2.2.2.6) Système de Fontaine de Vaucluse	40
2.2.3) Discussion	43
2.3) Conclusion	43
3) Recherches sur l'hydrogramme	44
3.1) Problème posé	44
3.1.1) Obtention de l'opérateur de transfert à partir des fonctions d'entrée et de sortie.	44
3.1.2) Proposition d'une forme de l'opérateur de transfert	45
3.1.2.1) Utilisation de modèles	45
3.1.2.2) Représentations approchées	46
3.1.3) Application aux hydrogrammes d'exutoire karstique et discussion	47
3.2) Analyse des hydrogrammes	48
3.2.1) Modèle simple pour le karst noyé	48
3.2.2) Choix d'autres modèles représentant le karst noyé	49
3.2.2.1) Modèle suggéré par les observations faites à Fontestorbes	49
3.2.2.2) Cas d'une relation non linéaire entre le débit et la charge	52
3.2.3) Conclusion	52
3.3) Etude des courbes de récession	53
3.3.1) Principes	53
3.3.2) Choix des fonctions utilisées pour l'étude des courbes de récession. Signification des paramètres employés	54
3.3.3) Volume dynamique. Capacité d'emmagasinement et coefficient d'emmagasinement. Discussion sur le calcul de la transmissivité	55
3.3.3.1) Volume dynamique	55
3.3.3.2) Capacité d'emmagasinement et coefficient d'emmagasinement	58

Pages

3.3.3.3) Discussion sur le calcul de la transmissivité ... 59
3.3.4) Applications ... 60
3.3.4.1) Détermination des paramètres ... 60
3.3.4.2) Système du Baget ... 60
3.3.4.3) Système d'Aliou ... 65
3.3.4.4) Système de Fontestorbes ... 66
3.3.4.5) Système de Fontaine de Vaucluse ... 68
3.3.4.6) Système de Fontaine l'Evêque ... 71
3.3.4.7) Système des « Neuf Fontaines » à Aulus ... 71
3.3.5) Conclusion et discussion ... 72
3.4) Données sur l'infiltration ... 75
3.5) Conclusion ... 78

4) Renseignements apportés par certaines techniques ponctuelles ... 79
4.1) Pompage d'essai en aquifère karstique ... 79
4.1.1) Principes d'étude ... 79
4.1.1.1) Relation linéaire entre charge et débit ... 80
4.1.1.1.1) Ecoulement permanent ... 80
4.1.1.1.2) Ecoulement transitoire ... 81
4.1.1.2) Relation non linéaire entre charge et débit ... 81
4.1.2) Discussion ... 82
4.1.3) Application ... 84
4.1.4) Conclusion ... 84
4.2) Opération de traçage ... 86
4.3) Conclusion ... 88

5) Phénomènes propres aux aquifères karstiques ... 88
5.1) Phénomènes d'intermittence ... 88
5.2) Les coups de bélier ... 91
5.3) Conclusion ... 91

Pages

6) Représentation schématique d'un système karstique et de son fonctionnement ... 92
6.1) Schématisation d'un système karstique ... 92
6.1.1) Schéma d'ensemble ... 92
6.1.2) Les vides dans le karst ... 94
6.1.3) L'aquifère épikarstique et l'infiltration. 95
6.1.4) Partie inférieure du karst ... 96
6.1.4.1) Drains et systèmes annexes ... 96
6.1.4.2) Zone de ruissellement souterrain, zone d'accumulation, zone d'évacuation ... 96
6.1.4.3) Volume dynamique et karst noyé ... 97
6.2) Fonctionnement hydrodynamique du système karstique ... 97
6.2.1) Les phénomènes de retardement dans l'alimentation ... 97
6.2.2) Ecoulement dans la partie supérieure du karst ... 98
6.2.3) Ecoulement dans la partie inférieure du karst ... 100
6.2.4) Dynamique générale des écoulements ... 101
6.3) Classification des systèmes karstiques ... 102
6.4) Méthodes d'investigation déduites des particularités de l'aquifère karstique ... 104

7) Incidence de l'hydrodynamique sur le modelé karstique et son évolution ... 104
7.1) Notion de potentiel de karstification ... 105
7.1.1) Le niveau de base karstique ... 105
7.1.2) Situation des trajets d'écoulement préférentiel ... 105
7.1.3) Applications ... 106
7.2) Erosion de surface, érosion souterraine ... 107
8) Conclusion ... 107

Conclusions générales ... 109

1. — INTRODUCTION.

Les propriétés inhérentes aux roches carbonatées leur confèrent une organisation des vides particulière. Bien qu'il existe une hiérarchisation dans cette organisation, la localisation, l'importance et la géométrie de ces vides ne sauraient être déterminées *a priori*. C'est pourquoi les lois hydrodynamiques relatives à un niveau d'observation local sont inutilisables sauf pour régler certains problèmes précis en des points directement accessibles. Passer à un niveau d'échelle supérieur reste tout aussi inopérant. En effet, une telle démarche s'effectue par l'intermédiaire d'un outil conceptuel fondé sur le calcul de probabilité et implique donc une certaine homogénéité statistique ; ce point n'étant pas respecté, les lois phénoménologiques employées ne traduisent plus la réalité des faits. De ce constat découle la nécessité d'étudier le karst notamment en tant qu'aquifère, non plus à partir de ses caractéristiques intrinsèques mais en fonction de ses effets.

Cela a conduit à introduire le concept de système afin d'en prendre les algorithmes. Moyennant certaines approximations, l'analyse des systèmes permet de résoudre les problèmes relatifs aux variations de débit aux exutoires sans qu'il soit besoin d'expliciter les mécanismes de transfert. A cet égard, cette méthode s'avère précieuse soit en matière de prévision, soit pour reconstituer des données manquantes ; elle offre la possibilité de répondre aux questions posées par la gestion de tels aquifères. Ainsi, une fonction de transfert globale peut être utilisée si elle est calée sur une série chronologique suffisamment longue. Toutefois, elle ne sera valable que pour le système karstique étudié. C'est pourquoi, davantage que cet aspect relatif à la gestion, ce sont les mécanismes propres à la physique des transferts qui ont retenu notre attention. Il faudrait en effet, partant d'un nombre restreint de paramètres directement et facilement observables, avoir la possibilité de déterminer des caractéristiques applicables quel que soit le système envisagé. Cela nécessite une connaissance relativement approfondie des mécanismes qui président aux circulations et aux stockages des eaux dans le karst.

Une telle démarche est d'autant plus souhaitable qu'elle permet d'obtenir de toute façon une fonction de transfert globale mieux adaptée. Malgré les approximations réalisées, la fonction de transfert déterminée par la relation pluie-débit n'est pas satisfaisante. Parmi les essais qui ont été effectués (L. Bourguet et M. Ratsimiébo, 1970 ; A. Mangin et G. de Marsily, 1972 ; O. Bouillin *et al.*, 1973), on a pu constater qu'il était parfois difficile de reconstituer la fonction de sortie. Ceci rejoint l'observation faite par de nombreux auteurs qui signalent que les caractéristiques d'un bassin versant amènent à considérer le système hydrologique, dans un sens général, comme non linéaire (J. Amorocho et G. T. Orlob, 1961 ; J. Amorocho et A. Brandestetter, 1971 ; A. Afouda, 1974). Dans ces conditions l'hydrogramme unitaire ne donnera qu'une idée approchée de l'hydrogramme de crue et le principe de superposition cessera d'être applicable. C'est pour cette raison que A. Afouda préfère utiliser la notion d'*opérateur de transfert* ou de *fonction de transition* à celle de fonction de transfert (cette terminologie sera désormais employée). L'étude de systèmes non linéaires montre que leurs sorties peuvent être approximées, à la précision choisie, en combinant plusieurs sous-systèmes.

De cette réflexion résulte la manière dont les recherches sur la compréhension et le fonctionnement des aquifères karstiques sont poursuivies. Le concept de système reste le principe fondamental de base, ne serait-ce que par sa nature heuristique. Certains aspects du transfert seront abordés par son intermédiaire. Il paraît donc nécessaire à partir de là de définir la démarche suivie.

Une première approche consiste à subdiviser le système en sous-systèmes. Nous pensons d'ailleurs, par là même et compte tenu des considérations établies précédemment, améliorer la forme globale de la fonction de transition.

Pour simplifier le raisonnement qui va suivre, nous prendrons le système à un moment donné de son histoire et nous considérerons les sous-systèmes, dans ce cas, comme étant approximativement linéaires. La subdivision choisie concernant l'aquifère procède d'une distinction évidente entre la zone saturée et la zone non saturée (2). En effet, les lois d'écoulements ne sont pas les mêmes dans ces deux milieux et toute l'eau provenant de la zone non saturée doit passer obligatoirement par la zone saturée. L'assemblage de ces deux sous-systèmes peut être schématisé comme l'indique la figure 1. Appelons Z_1, l'opérateur zone non saturée et Z_2 l'opérateur zone saturée ; avec i la distribution correspondant à la sortie de l'opérateur Z_1 et à l'entrée de l'opérateur

(2) Cette distinction relève d'une définition générale de l'aquifère. Nous verrons que dans le cas du karst il arrive que la zone saturée soit inexistante.

Z_2, nous avons selon les conditions imposées, le système d'équations suivant en algèbre de la convolution :

$$\begin{cases} i = Z_1 * e \\ Q = Z_2 * i \end{cases}$$

En dehors des questions de linéarité, nous constatons que nous n'avons que deux équations pour trois inconnues : i, Z_1 et Z_2, toutes trois variables et indépendantes. La connaissance de l'une d'entre elles permettrait de résoudre ce système d'équation.

conformes aux observations ponctuelles dans l'espace, effectuées au niveau de la zone saturée.

Nous avons essentiellement travaillé sur ce point et, à partir de là, établi quelques considérations d'ordre qualitatif sur i et Z_1. Si le problème a été posé dans des conditions de linéarité pour montrer la démarche suivie, il existe cependant des doutes sur le respect de ces conditions. Le bilan des résultats obtenus à partir de cette analyse conduit à une première approche d'une représentation de l'aquifère

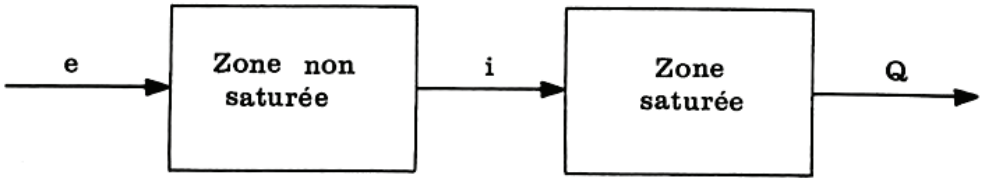


FIG. 1. — Représentation schématique d'un système aquifère : e correspond à l'infiltration efficace, i à l'infiltration alimentant la zone saturée, Q au débit à l'exutoire du système.

Z_2 apparaît comme étant la plus facile à déterminer. En effet, nous ne possédons aucun moyen pour analyser i et les lois en milieu saturé sont plus facile à mettre en œuvre que celles relatives au milieu non saturé.

Afin de fixer Z_2, nous ferons appel à des modèles conceptuels qui rendent compte des fonctions de sorties obtenues, qui soient également en accord avec les lois d'écoulements supposées et qui soient enfin

karstique et de son fonctionnement. Les conséquences de cette représentation sur les formes karstiques et leur évolution ont pu alors être recherchées.

Cependant, avant de passer à l'étude des opérateurs de transfert de la zone saturée, il paraît important d'analyser les moyens de détecter l'unité du système karstique puisque sa définition même laisse entrevoir des difficultés.

2. — RECHERCHES SUR L'UNITÉ D'UN SYSTÈME KARSTIQUE.

Les modèles mis en œuvre par l'analyse des systèmes ne sont applicables que s'il existe une parfaite superposition entre l'entité désignée comme système karstique et le système physique tel qu'il a été défini. Les problèmes posés se placent à deux niveaux, celui des sorties du système et celui des entrées. En d'autres termes, les débits des exutoires étudiés sont-ils représentatifs de la fonction de sortie ou existe-t-il des fuites non contrôlées et non négligeables ? certains apports par perte doivent-ils ou non être considérés comme une entrée ou bien les bassins versants qui leur correspondent font-ils partie du système ?

L'aspect fondamental soulevé par ces questions ne doit pas faire négliger leur intérêt d'un point de vue appliqué. Par exemple, si un bassin versant doit être subdivisé en deux systèmes, on ne peut pas envisager

de récupérer par pompage de l'un les réserves de l'autre.

Le traitement du problème posé par l'unité d'un système relève de deux démarches. Dans la première, nous connaissons le ou les exutoires, la ou les pertes, ou bien encore le ou les regards ; la question est de savoir si les données les concernant permettent de les rattacher ou non au système pris comme référence. Dans la seconde démarche, nous possédons une série de résultats concernant des pertes et des exutoires mais nous ne savons pas si ce sont les seuls et nous voulons déterminer s'il existe des fuites ou des apports non contrôlés.

Actuellement, pour répondre à ces questions, nous utilisons des corrélations dans le premier cas et l'analyse des débits classés dans le second.

2.1) UTILISATION DE L'ANALYSE PAR CORRÉLATION.

L'étude du Baget a montré (paragraphe 3.2.3.2., 2e partie) qu'il existait des liaisons corrélatives fortes entre l'état du système et les niveaux piézométriques, les débits de trop-plein ainsi que le ruissellement de surface. Le résultat est conforme avec le fait qu'« un système est un groupement ou un ensemble d'objets liés par une certaine forme d'interaction ou d'interdépendance régulière ».

La méthode ayant été décrite (paragraphe 2.3.3.2, 2e partie), nous donnerons seulement deux applications.

a) *Application au système de Fontaine l'Evêque (Var).*

Les données utilisées se rapportent à la période de 1969. Elles concernent Fontaine l'Evêque groupe et comprennent les valeurs de débits relatives à la source de Fontaine l'Evêque auxquelles s'ajoutent celles concernant les trop-pleins de Sambuc et Garruby ; sont également fournis les débits de l'Artuby relevés au niveau de la station de Moulin de Comps ; cette rivière se perd totalement ou partiellement, suivant la saison, en aval de cette station et alimente l'écoulement de Fontaine l'Evêque.

Le régime de la source de Fontaine l'Evêque montrant une assez faible variation de débit au cours de l'année, il importe, tout d'abord, de rechercher le pas de temps adéquat pour que les valeurs de débits à Fontaine l'Evêque groupe puissent être considérées comme des variables indépendantes. Nous avons utilisé les débits moyens journaliers espacés de 10 jours en 10 jours pour la période de hautes eaux et deux valeurs seulement pour l'étiage (tableau 1).

TABLEAU 1.

Débits moyens journaliers relatifs au système karstique de Fontaine l'Evêque.

Dates	Fontaine l'Evêque groupe m³/s	Trop-pleins (Sambuc et Garruby) m³/s	Artuby à Moulin de Comps m³/s
1er janv. 1969	6,042	0,852	1,105
10 janv. 1969	5,400	0,665	0,865
20 janv. 1969	10,419	1,869	2,470
30 janv. 1969	8,592	1,437	1,810
9 févr. 1969	7,248	1,103	0,970
19 févr. 1969	6,208	0,843	1,105
1er mars 1969	10,710	1,910	2,860
11 mars 1969	10,409	1,839	2,470
21 mars 1969	11,397	2,117	2,760
31 mars 1969	10,545	1,930	2,120
10 avril 1969	10,291	1,791	2,340
20 avril 1969	9,064	1,514	1,220
30 avril 1969	7,794	1,289	0,940
10 mai 1969	7,489	1,269	1,445
10 juin 1969	5,365	0,665	0,915
10 sept. 1969	3,294	0,239	0,790
23 nov. 1969	2,789	0,189	1,750

Le coefficient d'autocorrélation est de 0,673 pour 16 mesures. Au seuil de 5 %, nous considérerons donc les variables comme indépendantes.

Le coefficient de corrélation obtenu pour la liaison entre les débits de trop-pleins et Fontaine l'Evêque groupe est de 0,997 pour 17 mesures. En revanche, celui qui correspond à la liaison des débits à Moulin de Comps et Fontaine l'Evêque groupe est de 0,763 pour 17 mesures. Le premier est significatif au seuil de 1 %, le second n'est pas significatif au seuil de 5 %.

Il en résulte que les trop-pleins de Sambuc et de Garruby font bien partie du système, ce qui d'ailleurs a été confirmé par les expériences réalisées sur la source de Fontaine l'Evêque (R. THÉROND, 1972). Quant aux apports par perte, les résultats ci-dessus conduisent à les considérer comme des entrées. Le bassin versant de l'Artuby en amont des pertes ne fait pas partie du système de Fontaine l'Evêque.

b) *Application au système du Lez (Hérault).*

Le bassin versant de la source du Lez a fait l'objet de plusieurs travaux (C. DROGUE, 1969) ; il recouvre plusieurs ensembles dont certains possèdent un exutoire, tel le causse de Viols-le-Fort. Cet exutoire (le Lirou) est temporaire et l'on sait par ailleurs que les eaux du causse de Viols-le-Fort alimentent en partie la source du Lez. Le problème est donc de savoir si le système du Lez englobe le causse de Viols-le-Fort ou s'il existe deux systèmes, celui du Lez et celui du Lirou ? Ce problème est d'autant plus préoccupant que l'exploitation des eaux de la source du Lez en dépend. Dans son travail portant sur ce secteur, J. CHEMIN (1974) indique qu'il n'existe pas de corrélation significative entre les débits de l'exutoire du Lirou et ceux de la source du Lez.

Conformément aux résultats précédents on peut en conclure qu'il y a lieu de distinguer deux systèmes différents : Lez et Lirou. Or, l'étude faite par J. CHEMIN à l'aide du modèle Méro conduit à cette distinction dont l'auteur souligne toute l'importance.

2.2) UTILISATION DES COURBES DE DÉBITS CLASSÉS.

2.2.1) Exposé du problème.

On remarque, lorsqu'un système possède des trop-pleins, qu'apparaît au niveau de l'exutoire principal

un palier sur les hydrogrammes au moment où ces trop-pleins entrent en fonctionnement. De même, si en cours de crue survient un apport supplémentaire, l'hydrogramme présente un redressement marqué de la pente de la courbe. Les résultats des corrélations indiquent que ces ruptures de pente de l'hydrogramme s'effectuent toujours approximativement au même niveau. Il s'agit d'essayer de quantifier le phénomène. En prenant plusieurs crues on peut supposer que le caractère aléatoire d'un palier survenu par suite d'un type de crue particulier est éliminé, car les discontinuités ayant pour origine le fonctionnement de trop-pleins ou l'apparition d'apports supplémentaires sont systématiques.

Le fonctionnement de trop-plein ou l'apport par des pertes dure en général plusieurs jours. Si tel n'était pas le cas, ce phénomène pourrait alors être négligé. Aussi, la courbe de débits classés apparaît comme un moyen de mettre en évidence ces phénomènes. En effet, cette courbe est construite en portant, pour une classe de débit donné, le nombre de jours pendant lequel ce débit a été observé. Si, pour les raisons citées, le nombre de jours d'une classe déterminée de débit est anormalement élevé ou au contraire nul, cela doit se traduire sur la courbe de débits classés par des anomalies, des discontinuités. Il s'agit d'adapter à la courbe observée une loi la représentant avec une approximation suffisante, tout en ne comportant qu'un petit nombre de paramètres.

Plusieurs formules algébriques ont été testées sans succès. Sachant par ailleurs que cette courbe est le résultat de dénombrements et que, traduite en pourcentages cumulés, elle varie de 0 à 1, l'utilisation de lois de probabilité a été recherchée. *Mais il faut bien se garder d'utiliser de telles lois à des fins de prévision : les débits journaliers correspondent à une succession dans le temps de variables aléatoires dépendantes qui, au niveau du tarissement, évoluent de façon quasi déterministe.*

Le choix s'est porté sur une loi dérivant de celle de Laplace parce qu'elle est bien adaptée aux résultats obtenus, que sa mise en œuvre est relativement facile et que le nombre de paramètres en est réduit (A. MANGIN, 1971).

L'application de cette loi, dans le but que nous avons précisé, reste malgré tout délicate et ne peut s'effectuer sans discernement. En effet, nous avons pu mettre en évidence par des analyses de liaisons corrélatives (voir paragraphe 3.2.3.2.1, 2e partie) des modifications en cours de cycle dans le fonctionnement des systèmes : cela se traduira par des modulations sur la courbe qui ne sont pas en relation avec des trop-pleins ou des apports. Le piégeage momentané de réserves d'eau, assez fréquent pour les aquifères karstiques, crée des discontinuités au niveau des débits classés ; ce sont là des effets locaux dans l'espace ou dans le temps et non à l'échelle du système et de son comportement général. Enfin, si le tarissement est nettement marqué, on peut s'attendre à avoir deux répartitions différentes des débits classés, l'une pour les hautes eaux avec une succession de variables aléatoires dépendantes, l'autre en étiage avec une évolution quasi déterministe des débits ; dans ce cas l'écoulement de trop-plein ou l'apport par des pertes ne peut plus être détecté pour la période de basses eaux.

Afin de pallier les inconvénients inhérents à cette méthode, il convient tout d'abord de chercher à travailler sur le plus grand nombre possible de cycles ce qui élimine les réactions du système à des conditions particulières ; il est indispensable ensuite, par l'observation directe ou indirecte, de contrôler le bien-fondé des résultats auxquels on a abouti.

2.2.2) Applications.

La loi de probabilité utilisée (A. MANGIN, 1971) est de la forme :

$$F(x) = \text{Prob}\,(X < x) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-\frac{u^2}{2}}\, du, \quad (3)$$

avec :

1° $X = a\,(Q - Q_o)$, où $a > 0$,
2° $X = a\,(\log Q - \log Q_o)$ où $a > 0$.

Ces deux expressions indiquent la liaison choisie entre la variable aléatoire X et le débit ; a est une constante.

La table et la manière d'employer cette loi ont été fournies dans le travail cité. Rappelons les formules donnant la valeur des paramètres :

1° $\overline{Q} = \frac{0{,}79788}{a} + Q_o$,

$\sigma_Q = \frac{0{,}6028}{a} = 0{,}756\,(\overline{Q} - Q_o)$,

a est la pente de la droite $X = a\,(Q - Q_o)$ et Q_o est l'abscisse de probabilité nulle.

2° $\overline{Q} = Q_o . e^{\frac{A^2}{2}}$,

$\sigma_Q = Q_o . \sqrt{e^{2A^2} - e^{A^2}}$,

avec $A = \frac{2{,}30}{a}$, a étant le module de la courbe $X = a\,(\log Q - \log Q_o)$ et Q_o l'abscisse de probabilité nulle.

---

(3) La table de F(x) est fournie en annexe de la 3e partie.

Il est bien évident que, considérées comme des modèles, ces lois ne correspondent pas à une réalité physique du problème traité ; d'autres lois peuvent parfaitement permettre d'arriver aux mêmes résultats.

Pour faciliter l'analyse on porte l'abscisse en échelle arithmétique ou logarithmique suivant le choix de la relation entre la variable X et le débit et l'ordonnée en échelle de probabilité. On obtient ainsi une droite représentative qui permet des comparaisons graphiques.

2.2.2.1) Système du Baget.

La période étudiée s'étend du 3 novembre 1968 au 28 novembre 1973 et comporte cinq cycles ; le débit moyen pour cette période est de 0,476 m³/s.

La figure 2 illustre cette analyse, en utilisant la relation linéaire entre la variable X et le débit. On constate l'existence d'une très grande variabilité d'un cycle à l'autre. Cependant, les ruptures de pente des droites représentatives sont nettement marquées vers 0,5 m³/s et 1 m³/s ; elles correspondent à la mise en eau des trop-pleins du Moulo de Jaur en premier lieu et de la Hillère en second.

En étudiant seulement les débits de l'exutoire principal, c'est-à-dire de Las Hountas, il ne serait pas possible de mettre en évidence la présence de trop-pleins. L'analyse cycle par cycle qui permettrait d'étudier certains mécanismes de détail suppose déjà une connaissance relativement approfondie du système ; elle ne sera donc pas envisagée ici. L'analyse des cinq cycles groupés tableau 2 (fig. 3) donne de bons résultats si l'on utilise la relation logarithmique qui s'établit entre la variable X et le débit.

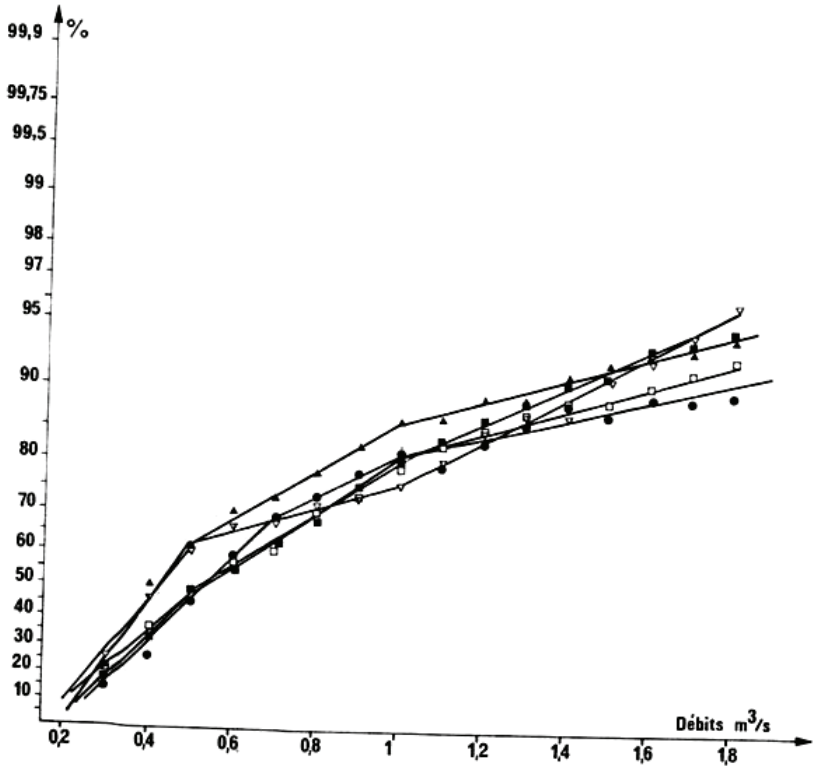


Fig. 2. — Pourcentages cumulés des débits classés du Baget pour la période du 3 novembre 1968 au 28 novembre 1973. Les triangles blancs correspondent au cycle 1969, les ronds noirs au cycle 1970, les carrés noirs au cycle 1971, les carrés blancs au cycle 1972, les triangles noirs au cycle 1973 (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle arithmétique).

Avant d'analyser l'ensemble de ces cycles, nous avons étudié chacun d'eux en prenant les débits globaux issus du système afin d'illustrer l'incidence des perturbations momentanées ou locales sur la méthode employée.

Avec cette loi apparaît une rupture de pente de la droite représentative entre 0,3 et 0,4 m³/s ; ceci implique que la loi est différente pour les débits d'étiage et pour ceux de moyennes et hautes eaux. Nous laisserons de côté la période d'étiage au cours

de laquelle la loi risque d'être peu rigoureuse, l'évolution des débits étant quasi déterministe.

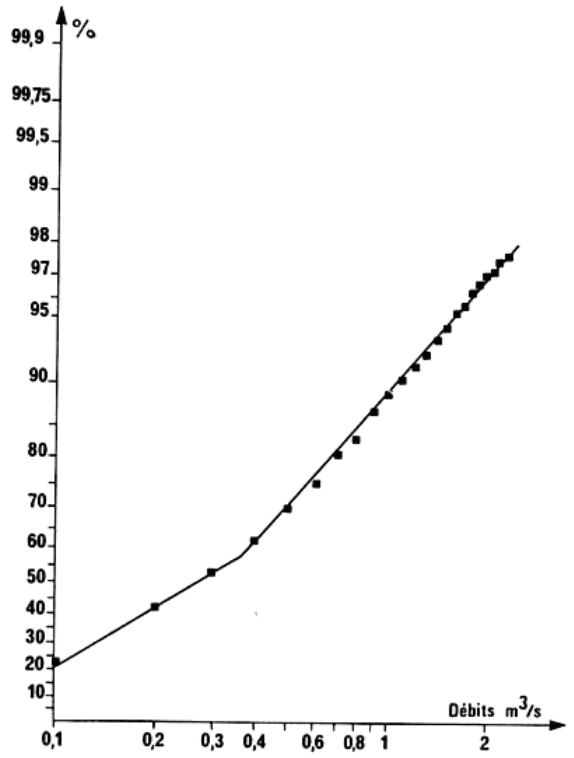


FIG. 3. — Pourcentages cumulés des débits classés du Baget pour la période du 3 novembre 1968 au 28 novembre 1973. Les cinq cycles sont groupés (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle logarithmique).

Une nouvelle analyse est alors faite en supprimant pour la période considérée les débits inférieurs à 0,2 m³/s (tableau 3, tableau 4, fig. 4). Les débits de l'ensemble du système et ceux relatifs uniquement à Las Hountas sont reportés sur la même figure. On constate que les débits de Las Hountas suivent une loi différente ; les deux droites représentatives sont sécantes pour un débit de 0,440 m³/s inférieur à celui où les trop-pleins se mettent en eau. Cet exemple montre que la méthode utilisée répond bien au problème posé puisque la seule connaissance des débits de Las Hountas permettrait non seulement de se rendre compte de l'existence de trop-pleins, mais encore de reconstituer les débits provenant de l'en-

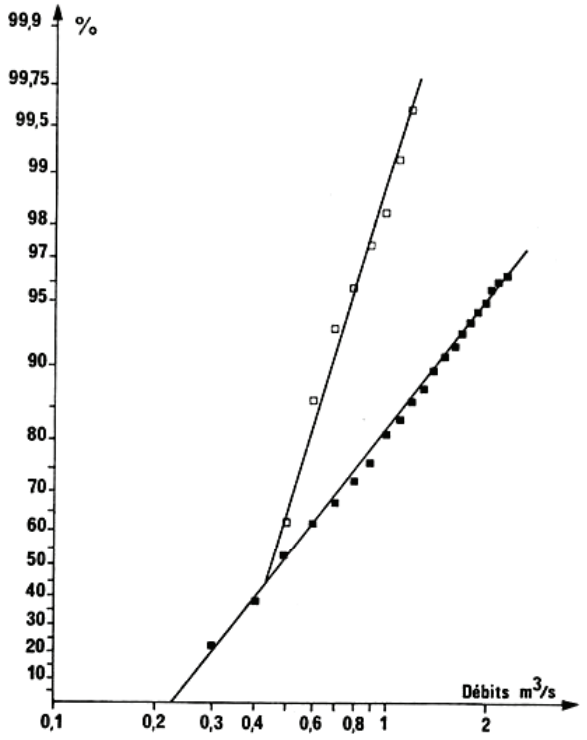


FIG. 4. — Pourcentages cumulés des débits classés du Baget pour la période du 3 novembre 1968 au 28 novembre 1973. Il n'a pas été tenu compte des débits inférieurs à 0,2 m³/s. Les carrés noirs représentent les débits en B_1, les carrés blancs les débits à Las Hountas. (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle logarithmique).

TABLEAU 2.

Analyse des débits classés de l'ensemble du Baget (B_1)
(période du 3 nov. 1969 au 28 nov. 1973).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
0,0 — 0,1	382	20,63	20,63	1,2 — 1,3	19	1,03	92,66
0,1 — 0,2	372	20,09	40,71	1,3 — 1,4	21	1,13	93,79
0,2 — 0,3	224	12,10	52,81	1,4 — 1,5	14	0,76	94,55
0,3 — 0,4	193	10,42	63,23	1,5 — 1,6	9	0,49	95,03
0,4 — 0,5	162	8,75	71,98	1,6 — 1,7	12	0,65	95,68
0,5 — 0,6	85	4,59	76,57	1,7 — 1,8	10	0,54	96,22
0,6 — 0,7	72	3,89	80,45	1,8 — 1,9	7	0,38	96,60
0,7 — 0,8	55	2,97	83,42	1,9 — 2,0	4	0,22	96,81
0,8 — 0,9	51	2,75	86,18	2,0 — 2,1	2	0,11	96,92
0,9 — 1,0	40	2,16	88,34	2,1 — 2,2	6	0,32	97,25
1,0 — 1,1	32	1,73	90,06	2,2 — 2,3	4	0,22	97,46
1,1 — 1,2	29	1,57	91,63	restes	47	2,54	99,999

semble des exutoires du système. Les paramètres obtenus pour la loi de distribution des débits de la totalité des sorties d'eau supérieurs à 0,3 m³/s sont les suivants :

Q_o = 0,228 m³/s, a = 2,038, $\overline{Q}$ = 0,431 m³/s, σ_Q = 0,692 m³/s.

En revanche, le coefficient de variation $v = \frac{\sigma_Q}{\overline{Q}}$ est intéressant à connaître puisqu'il caractérise numériquement l'importance de la dispersion autour de la moyenne donc de la forme de la loi. De plus, étant adimensionnel il va permettre des comparaisons entre plusieurs courbes de débits classés. Plus la dispersion est grande, plus v sera élevé ; on démontre facilement que dans le cas où la liaison entre la variable aléatoire et le débit est linéaire, v est obligatoirement inférieur à 1. Avec le Baget v = 1,606.

TABLEAU 3.

Analyse des débits classés de l'ensemble du Baget (B_1).
(Débits supérieurs à 0,2 m³/s. Période du 3 nov. 1969 au 28 nov. 1973).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
0,2 — 0,3	224	20,40	20,40	1,3 — 1,4	21	1,91	89,53
0,3 — 0,4	193	17,58	37,98	1,4 — 1,5	14	1,28	90,80
0,4 — 0,5	162	14,75	52,73	1,5 — 1,6	9	0,82	91,62
0,5 — 0,6	85	7,74	60,47	1,6 — 1,7	12	1,09	97,61
0,6 — 0,7	72	6,56	67,03	1,7 — 1,8	10	0,91	93,62
0,7 — 0,8	55	5,01	72,04	1,8 — 1,9	7	0,64	94,26
0,8 — 0,9	51	4,64	76,68	1,9 — 2,0	4	0,36	94,63
0,9 — 1,0	40	3,64	80,33	2,0 — 2,1	2	0,18	94,81
1,0 — 1,1	32	2,91	83,24	2,1 — 2,2	6	0,55	95,35
1,1 — 1,2	29	2,64	85,88	2,2 — 2,3	4	0,36	95,72
1,2 — 1,3	19	1,73	87,61	restes	47	4,28	99,999

TABLEAU 4.

Analyse des débits classés de Las Hountas.
(Débits supérieurs à 0,2 m³/s. Période du 3 nov. 1969 au 28 nov. 1973).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
0,2 — 0,3	224	20,40	20,40	0,8 — 0,9	16	1,46	97,09
0,3 — 0,4	193	17,58	37,98	0,9 — 1,0	12	1,09	98,18
0,4 — 0,5	263	23,95	61,93	1,0 — 1,1	11	1,00	99,18
0,5 — 0,6	256	23,32	85,25	1,1 — 1,2	4	0,36	99,54
0,6 — 0,7	84	7,65	92,90	restes	5	0,46	99,999
0,7 — 0,8	30	2,73	95,63				

Le débit moyen indiqué par la loi est assez voisin du débit moyen réel qui est de 0,476 m³/s. La moyenne fournie par la loi en comparant cette dernière à une distribution de masse est, rappelons-le, le centre de gravité de cette distribution. Dans le cas présent, la liaison variable aléatoire-débit étant logarithmique, elle correspond à la moyenne géométrique ; pour une même série de valeurs, celle-ci est inférieure à la moyenne arithmétique sauf si tous les débits sont égaux. Or, le débit moyen réel correspond à une moyenne arithmétique. En outre, ce débit moyen est calculé en considérant tous les débits alors que la loi ne prend pas en compte les débits inférieurs à 0,2 m³/s. Il résulte de ces considérations que l'on ne peut comparer le débit moyen d'après la loi et le débit moyen réel.

Malgré sa non représentativité en tant que débit moyen, $\overline{Q}$ correspond au centre de gravité de la distribution ; sa valeur, multipliée par le nombre de jours de la période étudiée et par 86 400, fournit une bonne approximation du volume d'eau global écoulé.

Le rapport des débits moyens obtenus pour deux lois de distribution différentes mais pour une même période est donc analogue au rapport des volumes d'eau écoulés.

Reprenons l'exemple du Baget ; la rupture de la droite représentative des débits issus de Las Hountas s'effectuant pour 0,440 m³/s, nous utiliserons uniquement les débits dont la valeur est supérieure à 0,4 m³/s (tableaux 5 et 6). Deux droites représentatives peuvent alors être construites, l'une relative à Las Hountas et l'autre à la totalité du système (fig. 5). Les paramètres en sont les suivants :

dence la présence de trop-pleins et ce qu'ils représentent en volume d'eau écoulé. Toutefois, il convient d'interpréter les graphiques obtenus avec prudence. Une rupture de pente de la droite représentative peut indiquer l'existence éventuelle de trop-pleins ; avant de poursuivre l'analyse il importe de vérifier l'hypothèse soit par l'observation directe sur le terrain, soit par d'autres méthodes. En effet, un système comme le

TABLEAU 5.

Analyse des débits classés de l'ensemble du Baget (B_1).
(Débits supérieurs à 0,4 m³/s. Période du 3 nov. 1969 au 28 nov. 1973).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
0,4 — 0,5	162	23,79	23,79	1,4 — 1,5	14	2,06	85,17
0,5 — 0,6	85	12,48	36,27	1,5 — 1,6	9	1,32	86,49
0,6 — 0,7	72	10,57	46,84	1,6 — 1,7	12	1,76	88,25
0,7 — 0,8	55	8,08	54,92	1,7 — 1,8	10	1,47	89,72
0,8 — 0,9	51	7,49	62,41	1,8 — 1,9	7	1,03	90,75
0,9 — 1,0	40	5,87	68,28	1,9 — 2,0	4	0,59	91,34
1,0 — 1,1	32	4,70	72,98	2,0 — 2,1	2	0,29	91,63
1,1 — 1,2	29	4,26	77,24	2,1 — 2,2	6	0,88	95,51
1,2 — 1,3	19	2,79	80,03	2,2 — 2,3	4	0,59	93,10
1,3 — 1,4	21	3,08	83,11	restes	47	6,90	99,999

TABLEAU 6.

Analyse des débits classés de Las Hountas.
(Débits supérieurs à 0,4 m³/s. Période du 3 nov. 1969 au 28 nov. 1973).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
0,4 — 0,5	263	38,62	38,62	0,9 — 1,0	12	1,76	97,06
0,5 — 0,6	256	37,59	76,21	1,0 — 1,1	11	1,62	98,68
0,6 — 0,7	84	12,33	88,55	1,1 — 1,2	4	0,58	99,27
0,7 — 0,8	30	4,41	92,95	restes	5	0,73	99,999
0,8 — 0,9	16	2,35	95,30				

1° Las Hountas, $Q_o = 0{,}370$, $a = 5{,}43$, $\overline{Q} = 0{,}405$, $\sigma_Q = 0{,}180$;

2° Totalité, $Q_o = 0{,}380$, $a = 2{,}42$, $\overline{Q} = 0{,}597$, $\sigma_Q = 0{,}723$.

Le rapport des volumes du transit entre Las Hountas et la totalité des exutoires a donc pour valeur :

$$100 \times \frac{0{,}405}{0{,}597} = 67{,}8\ \%.$$

Pour la même période le rapport réellement obtenu est de 66,2 %. On constate ainsi que cette méthode peut fournir une bonne approximation de l'importance des trop-pleins par rapport à la totalité des écoulements en provenance du système.

De cette première application nous retiendrons que l'étude des débits classés permet de mettre en évi-

Baget, très sensible d'un cycle à l'autre aux variations de réserves, nécessite une période relativement longue pour que l'étude des débits classés soit réalisée avec profit. La période d'étiage, où l'évolution quasi déterministe des débits en fonction du temps pourrait biaiser les résultats, se traduit par une loi différente. Ainsi, les mécanismes d'écoulement lors des hautes eaux et des basses eaux semblent devoir être non identiques.

2.2.2.2) SYSTÈME D'ALIOU.

La période étudiée s'étend du 25 novembre 1969 au 28 novembre 1973 ; elle comporte quatre cycles dont le débit moyen a été de 0,459 m³/s.

L'analyse des débits classés a été conduite en utilisant une liaison logarithmique entre la variable X et le débit (tableau 7). On constate (fig. 6) l'existence de deux droites représentatives sécantes pour un débit de l'ordre de 0,225 m³/s. Comme pour le Baget, il semble que l'on doive distinguer la période d'étia-

TABLEAU 7.

Analyse des débits classés d'Aliou.
(Période du 25 nov. 1969 au 28 nov. 1973).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
0,00-0,05	500	34,13	34,13	1,5-2,0	39	2,66	95,77
0,05-0,10	151	10,31	44,44	2,0-2,5	19	1,30	97,06
0,10-0,15	74	5,05	49,49	2,5-3,0	10	0,68	97,75
0,15-0,20	73	4,98	54,47	3,0-3,5	7	0,48	98,22
0,20-0,25	95	6,48	60,96	3,5-4,0	8	0,55	98,77
0,25-0,30	66	4,51	65,46	4,0-4,5	4	0,27	99,04
0,30-5,35	53	3,62	69,08	4,5-5,0	3	0,20	99,25
0,35-0,40	42	2,87	71,94	5,0-5,5	2	0,14	99,38
0,40-0,45	37	2,53	74,47	5,5-6,0	1	0,07	99,45
0,45-0,50	35	2,39	76,86	6,0-6,5	3	0,20	99,66
0,50-1,00	171	11,67	88,53	restes	5	0,34	99,999
1,00-1,50	67	4,57	93,11				

TABLEAU 8.

Analyse des débits classés d'Aliou.
(Débits supérieurs à 0,150 m³/s. Période du 25 nov. 1969 au 28 nov. 1973).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
0,15-0,20	73	9,86	9,86	2,0-2,5	19	2,57	94,19
0,20-0,25	95	12,84	22,70	2,5-3,0	10	1,35	95,54
0,25-0,30	66	8,92	31,62	3,0-3,5	7	0,95	96,49
0,30-0,35	53	7,16	38,78	3,5-4,0	8	1,08	97,57
0,35-0,40	42	5,68	44,46	4,0-4,5	4	0,54	98,11
0,40-0,45	37	5,00	49,46	4,5-5,0	3	0,41	98,51
0,45-0,50	35	4,73	54,19	5,0-5,5	2	0,27	98,78
0,50-1,00	171	23,11	77,30	5,5-6,0	1	0,14	98,92
1,00-1,50	67	9,05	86,35	6,0-6,5	3	0,41	99,32
1,50-2,00	39	5,27	91,62	restes	5	0,68	99,999

TABLEAU 9.

Analyse des débits classés de Fontestorbes.
(Période du 28 nov. 1965 au 3 févr. 1974).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
0,5-1,0	916	30,64	30,64	6,5- 7,0	10	0,33	98,53
1,0-1,5	412	13,78	44,41	7,0- 7,5	10	0,33	98,86
1,5-2,0	257	8,60	53,01	7,5- 8,0	10	0,33	99,20
2,0-2,5	262	8,76	61,77	8,0- 8,5	3	0,10	99,30
2,5-3,0	234	7,83	69,60	8,5- 9,0	4	0,13	99,43
3,0-3,5	248	8,29	77,89	9,0- 9,5	3	0,10	99,53
3,5-4,0	240	6,49	85,92	9,5-10,0	4	0,13	99,66
4,0-4,5	194	8,03	92,41	10,0-10,5	5	0,17	99,83
4,5-5,0	86	2,88	95,28	10,5-11,0	3	0,10	99,93
5,0-5,5	30	1,00	96,29	11,0-11,5	1	0,03	99,97
5,5-6,0	35	1,17	97,46	restes	1	0,03	99,999
6,0-6,5	22	0,74	98,19				

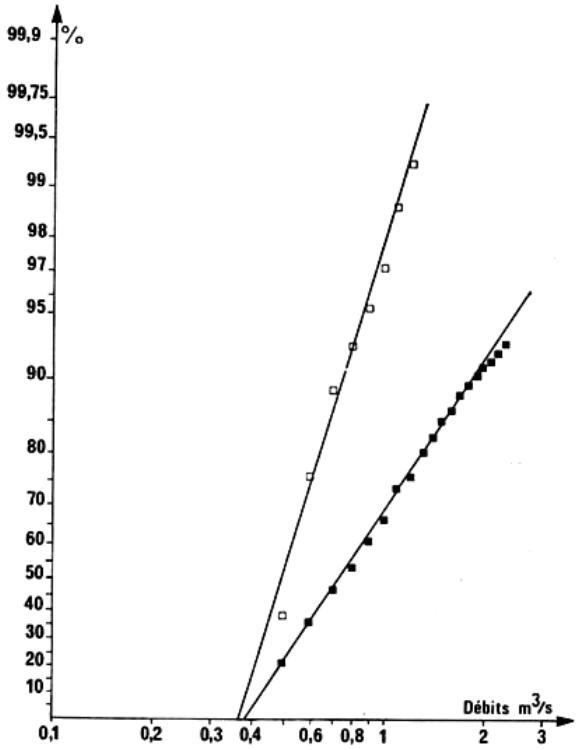


FIG. 5. —Pourcentages cumulés des débits classés supérieurs à 0,4 m³/s du Baget pour la période du 3 novembre 1968 au 28 novembre 1973. Les carrés noirs représentent les débits en B_1, les carrés blancs les débits à Las Hountas (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle logarithmique).

ge de celle de moyennes et de hautes eaux. Une nouvelle analyse menée pour des débits supérieurs à 0,150 m³/s (tableau 8, fig. 7) conduit à une droite représentative unique. En conséquence le système d'Aliou n'offrirait aucun trop-plein, ce qui est conforme à l'étude de terrain. Soulignons un fait remarquable : l'analyse cycle par cycle donne toujours une droite ce qui montre que, contrairement au Baget, il existe peu de variations d'un cycle à l'autre ; l'absence de trop-plein en est peut-être la cause.

Les paramètres de la loi de distribution obtenue sont les suivants :

$$Q_o = 0{,}180 \text{ m}^3/\text{s}, \; a = 1{,}68, \; \bar{Q} = 0{,}459 \text{ m}^3/\text{s}, \; \sigma_Q = 1{,}079 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Le débit moyen de la loi est identique au débit moyen réel, mais il ne faut voir là qu'une coïncidence.

Le coefficient de variation est nettement plus élevé que celui obtenu pour le Baget : $v = 2{,}351$.

2.2.2.3) SYSTÈME DE FONTESTORBES.

La période étudiée s'étend du 28 novembre 1965 au 3 février 1974 et comporte huit cycles ; le débit moyen a été de 2,301 m³/s. L'analyse des débits classés est fondée sur l'utilisation d'une liaison linéaire entre la variable X et le débit (tableau 9).

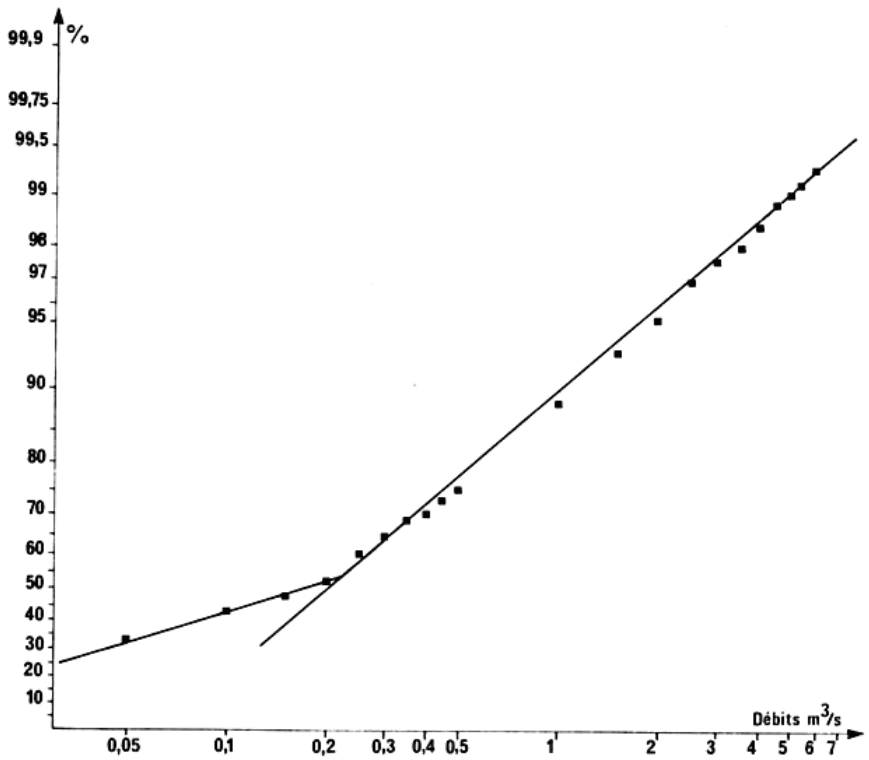


FIG. 6. — Pourcentages cumulés des débits classés d'Aliou pour la période du 25 novembre 1969 au 28 novembre 1973 (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle logarithmique).

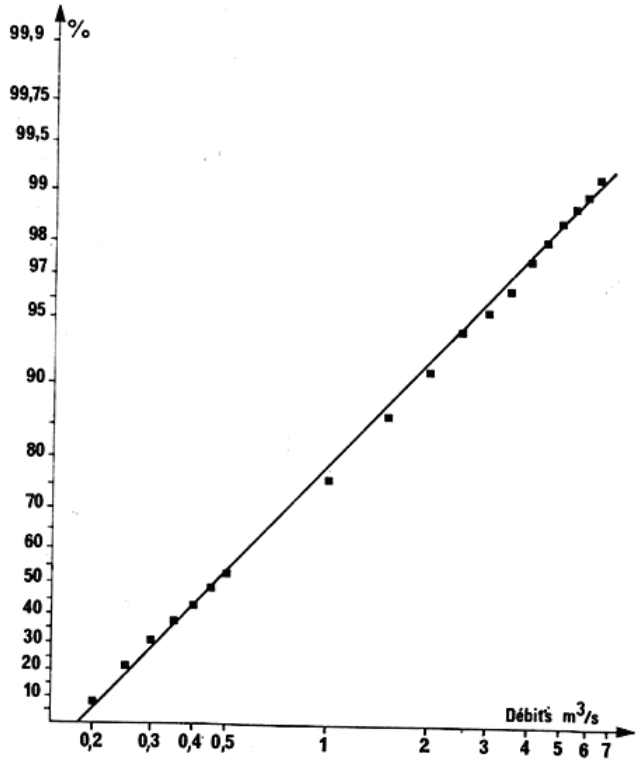


FIG. 7. — Pourcentages cumulés des débits classés supérieurs à 0,150 m³/s d'Aliou pour la période du 25 novembre 1969 au 28 novembre 1973 (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle logarithmique).

Le résultat présenté sur la figure 8 montre une rupture de la droite représentative pour un débit de 5,4 m³/s environ. A partir de ce seuil des écoulements de trop-pleins sont observés aux abords des gorges de la Frau d'une part et la participation du bassin versant du ruisseau de Balagués à l'alimentation de Fontestorbes (cf. 2e partie) d'autre part.

Les paramètres de la loi de distribution utilisée sont les suivants :

$$Q_o = 0{,}150 \text{ m}^3/\text{s}, \; a = 0{,}400, \; Q = 2{,}145 \text{ m}^3/\text{s},$$
$$\sigma_Q = 1{,}507 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Dans le cas présent, le débit moyen de la loi correspond à une moyenne arithmétique, il diffère cependant du débit moyen réel en raison de la rupture de la droite représentative.

Le coefficient de variation est de 0,703. Contrairement aux deux exemples précédents il ne paraît pas exister une rupture pour les débits de la période d'étiage. Comme pour Aliou, l'analyse cycle par cycle ne fait pas apparaître des variations importantes.

Nous avons utilisé une méthode analogue à celle précédemment employée pour le Baget afin de rechercher l'importance des perturbations apportées à la fois par les trop-pleins et par l'adjonction du bassin

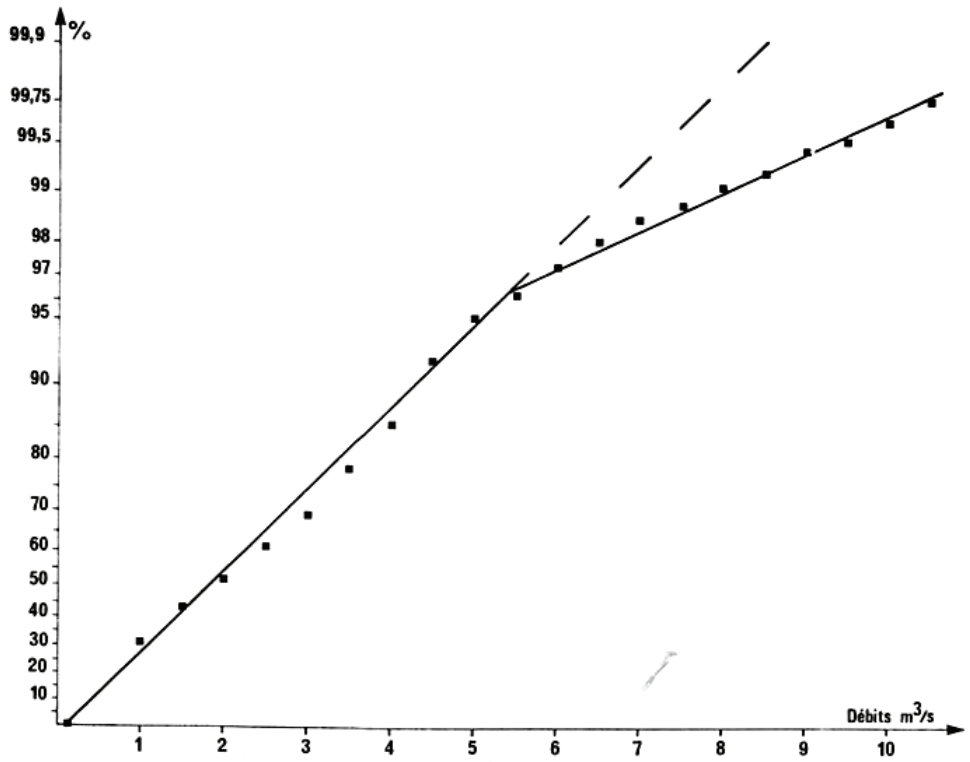


FIG. 8. — Pourcentages cumulés des débits classés de Fontestorbes pour la période du 28 novembre 1965 au 3 février 1974 (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle arithmétique).

TABLEAU 10.

Analyse des débits classés de Fontestorbes. Valeurs réelles.
(Débits supérieurs à 5 m³/s. Période du 28 nov. 1965 au 3 févr. 1974).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
5,0-5,5	30	21,28	21,28	8,5- 9,0	4	2,84	87,94
5,5-6,0	35	24,82	46,10	9,0- 9,5	3	2,13	90,07
6,0-6,5	22	15,60	61,70	9,5-10,0	4	2,84	92,91
6,5-7,0	10	7,09	68,79	10,0-10,5	5	3,55	96,45
7,0-7,5	10	7,09	75,89	10,5-11,0	3	2,13	98,58
7,5-8,0	10	7,09	82,98	11,0-11,5	1	0,71	99,29
8,0-8,5	3	2,13	85,11	restes	1	0,71	99,999

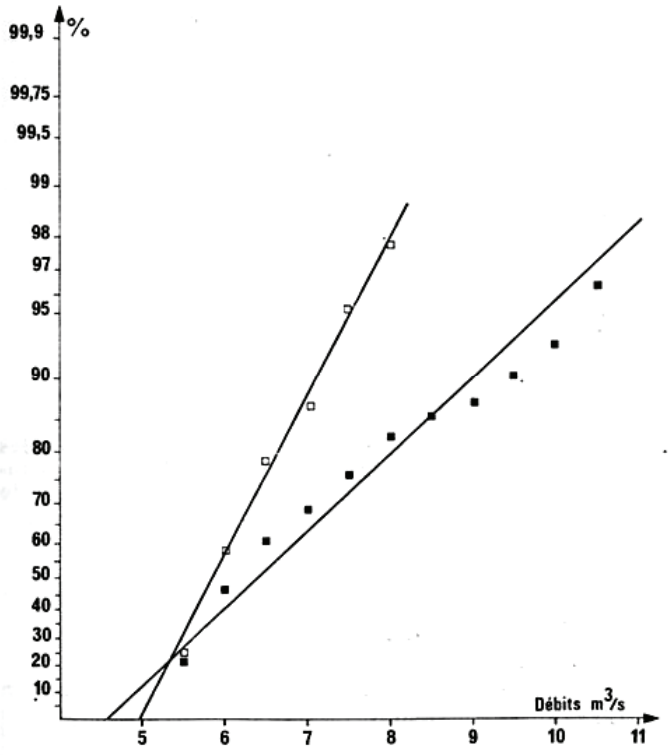


FIG. 9. — Pourcentages cumulés des débits classés supérieurs à 5 m³/s de Fontestorbes pour la période du 28 novembre 1965 au 3 février 1974. Les carrés noirs représentent les valeurs réelles, les carrés blancs les valeurs théoriques (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle arithmétique).

versant du ruisseau de Balagués. La variation de bassin versant a été supposée de l'ordre de 10 % (cf. paragraphe 3.4.1.2, 2e partie).

Pour des débits supérieurs à 5 m³/s (tableau 10, fig. 9), la droite représentative réelle est obtenue à partir des valeurs observées. La construction de la droite représentative théorique est plus délicate. A partir du graphique de la figure 8 les pourcentages cumulés pour les classes supérieures à 5 m³/s sont reconstitués puis transformés en nombre de jours ; la démarche inverse est ensuite utilisée en ne tenant compte que du nombre total de jours pour lesquels les débits sont supérieurs à 5 m³/s (tableau 11).

La loi de distribution réelle a comme paramètres :

$$Q_o = 4{,}6 \text{ m}^3/\text{s},\ a = 0{,}375,\ \overline{Q} = 6{,}73 \text{ m}^3/\text{s},$$
$$\sigma_Q = 1{,}61 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Les paramètres de la loi de distribution théorique sont les suivants :

$$Q_o = 4{,}95 \text{ m}^3/\text{s},\ a = 0{,}776,\ \overline{Q} = 5{,}98 \text{ m}^3/\text{s},$$
$$\sigma_Q = 0{,}777 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Le rapport des volumes de transit serait dans ces conditions :

$$100 \times \frac{5{,}98}{6{,}73} = 89\ \%.$$

L'ordre de grandeur dans la variation apportée par les trop-pleins et l'alimentation du bassin versant du ruisseau de Balagués est bien de 10 %.

TABLEAU 11.

Analyse des débits classés de Fontestorbes. Valeurs théoriques.
(Débits supérieurs à 5 m³/s. Période du 28 nov. 1965 au 3 févr. 1974).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
5,0-5,5	36	25,53	25,53	7,0-7,5	12	8,51	95,74
5,5-6,0	48	34,04	59,57	7,5-8,0	3	2,13	97,87
6,0-6,5	27	19,15	78,72	restes	3	2,13	99,999
6,5-7,0	12	8,51	87,23				

2.2.2.4) Système des « Neuf Fontaines » a Aulus.

La période étudiée s'étend du 1er octobre 1957 au 30 septembre 1961 et comporte quatre cycle ; le débit moyen correspondant à cette période a été de 1,019 m³/s.

L'analyse des débits classés est réalisée en utilisant une liaison logarithmique entre la variable X et le débit (tableau 12). Le résultat (fig. 10) indique une rupture de la droite représentative pour un débit de l'ordre de 1,5 m³/s.

On obtient comme paramètre de la loi de distribution :

$$Q_o = 0{,}270 \text{ m}^3/\text{s}, \; a = 1{,}72, \; \overline{Q} = 0{,}660 \text{ m}^3/\text{s}, \; \sigma_Q = 1{,}473 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Le coefficient de variation est alors de : 2,232.

La rupture de la droite représentative peut être mise en relation avec l'apparition de l'écoulement de trop-pleins. Là encore, les observations de terrain confirment cette hypothèse (A. Mangin, 1971) : certains écoulements échappent à l'alimentation de la source des « Neufs Fontaines » par débordement et fuite vers un autre bassin versant et, lors des mises en charge du système, plusieurs sources apparaissent tout le long de la vallée du Garbet où est situé l'exutoire principal. Pour de faibles débits il n'existe aucune rupture de la droite représentative ; nous savons que l'étiage est toujours très court et que

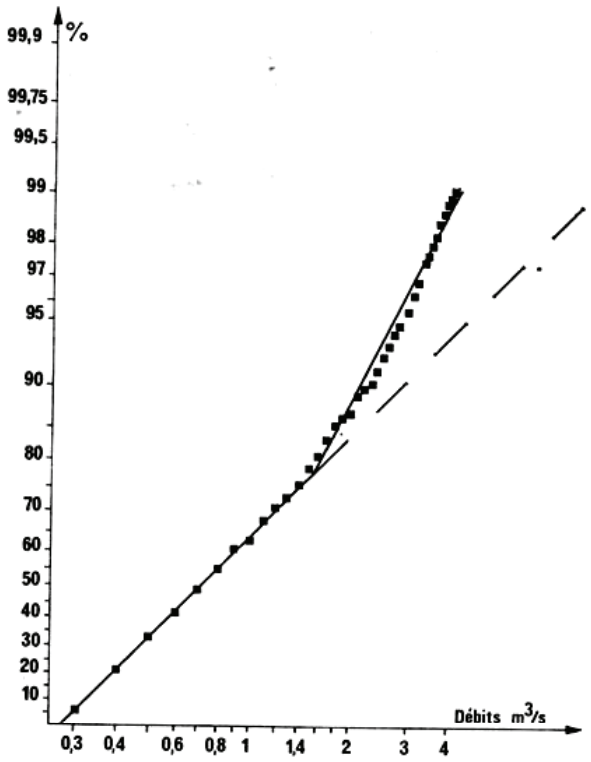


Fig. 10. — Pourcentages cumulés des débits classés des « Neuf Fontaines » à Aulus pour la période du 1er octobre 1957 au 30 septembre 1961 (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle logarithmique).

Tableau 12.

Analyse des débits classés des « Neuf Fontaines » à Aulus (Période du 1er oct. 1957 au 30 sept. 1961).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
0,2-0,3	92	6,29	6,29	2,2-2,3	17	1,16	90,83
0,3-0,4	218	14,91	21,20	2,3-2,4	15	1,03	91,86
0,4-0,5	192	13,13	34,34	2,4-2,5	10	0,68	92,54
0,5-0,6	120	8,21	45,54	2,5-2,6	12	0,82	93,36
0,6-0,7	104	7,11	49,66	2,6-2,7	12	0,82	94,18
0,7-0,8	89	6,09	55,75	2,7-2,8	11	0,75	94,94
0,8-0,9	77	5,27	61,01	2,8-2,9	7	0,48	95,42
0,9-1,0	40	2,74	63,75	2,9-3,0	12	0,82	96,24
1,0-1,1	69	4,72	68,47	3,0-3,1	9	0,62	96,85
1,1-1,2	25	1,71	70,18	3,1-3,2	10	0,68	97,54
1,2-1,3	36	2,46	72,64	3,2-3,3	2	0,14	97,67
1,3-1,4	46	3,15	75,79	3,3-3,4	5	0,34	98,01
1,4-1,5	37	2,53	78,32	3,4-3,5	5	0,34	98,36
1,5-1,6	44	3,01	81,33	3,5-3,6	4	0,27	98,63
1,6-1,7	36	2,46	83,79	3,6-3,7	1	0,07	98,70
1,7-1,8	18	1,23	89,02	3,7-3,8	2	0,14	98,83
1,8-1,9	16	1,09	86,11	3,8-3,9	1	0,07	98,90
1,9-2,0	20	1,37	87,48	3,9-4,0	1	0,07	98,97
2,0-2,1	15	1,03	85,51	4,0-4,1	2	0,14	99,11
2,1-2,2	17	1,16	89,67	restes	13	0,89	99,99

l'étude cycle par cycle met en évidence ses ruptures. (A. MANGIN, 1971). Comme pour le Baget, si l'analyse de chaque cycle permet de constater quelques phénomènes de détails, une période d'observation assez longue fait disparaître ces variations. Une méthode analogue a celle décrite pour Fontestorbes a été utilisée afin de déterminer l'importance des trop-pleins.

Le tableau 13 fournit les données relatives à la droite représentative réelle pour les débits supérieurs

TABLEAU 13.

Analyse des débits classés des « Neuf Fontaines » à Aulus. Valeurs réelles.
(Débits supérieurs à 1,5 m³/s. Période du 1er oct. 1957 au 30 sept. 1961).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
1,5-1,6	44	13,88	13,88	2,9-3,0	12	3,79	82,65
1,6-1,7	36	11,36	25,24	3,0-3,1	9	2,84	85,49
1,7-1,8	18	5,68	30,91	3,1-3,2	10	3,15	88,64
1,8-1,9	16	5,05	35,96	3,2-3,3	2	0,63	89,27
1,9-2,0	20	6,31	42,27	3,3-3,4	5	1,58	90,85
2,0-2,1	15	4,73	47,00	3,4-3,5	5	1,58	92,43
2,1-2,2	17	5,36	52,37	3,5-3,6	4	1,26	93,69
2,2-2,3	17	5,36	57,73	3,6-3,7	1	0,32	94,01
2,3-2,4	15	4,73	62,46	3,7-3,8	2	0,63	94,64
2,4-2,5	10	3,15	65,61	3,8-3,9	1	0,32	94,95
2,5-2,6	12	3,79	69,40	3,9-4,0	1	0,32	95,27
2,6-2,7	12	3,79	73,19	4,0-4,1	2	0,63	95,90
2,7-2,8	11	3,47	76,66	restes	13	4,10	99,999
2,8-2,9	7	2,21	78,86				

TABLEAU 14.

Analyse des débits classés des « Neuf Fontaines » à Aulus. Valeurs théoriques.
(Débits supérieurs à 1,5 m³/s. Période du 1er oct. 1957 au 30 sept. 1961).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
1,5-2,0	89	28,08	28,08	6,0-6,5	6	1,89	88,64
2,0-2,5	54	17,03	45,11	6,5-7,0	4	1,26	89,91
2,5-3,0	44	13,88	58,99	7,0-7,5	4	1,26	91,17
3,0-3,5	25	7,89	66,88	7,5-8,0	3	0,95	92,11
3,5-4,0	22	6,94	73,82	8,0-8,5	3	0,95	93,06
4,0-4,5	13	4,10	77,92	8,5-9,0	1	0,32	93,37
4,5-5,0	12	3,79	81,70	9,0-9,5	3	0,95	94,32
5,0-5,5	9	2,84	84,54	9,5-10	1	0,32	94,64
5,5-6,0	7	2,21	86,75	restes	17	5,36	99,999

TABLEAU 15.

Analyse des débits classés de Fontaine l'Evêque groupe
(Période du 8 févr. 1968 au 23 nov. 1969).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
2,5-3,0	33	5,04	5,04	7,5- 8,0	25	3,82	83,05
3,0-3,5	79	12,06	17,10	8,0- 8,5	16	2,44	85,50
3,5-4,0	104	15,88	32,98	8,5- 9,0	13	1,98	87,48
4,0-4,5	40	6,11	39,08	9,0- 9,5	11	1,68	89,16
4,5-5,0	56	8,55	47,63	9,5-10,0	11	1,68	90,84
5,0-5,5	51	7,79	55,42	10,0-10,5	27	4,12	94,96
5,5-6,0	49	7,48	62,90	10,5-11,0	20	3,05	98,01
6,0-6,5	41	6,26	69,16	11,0-11,5	11	1,68	99,69
6,5-7,0	28	4,27	73,43	11,5-12,0	2	0,31	99,999
7,0-7,5	38	5,80	79,24				

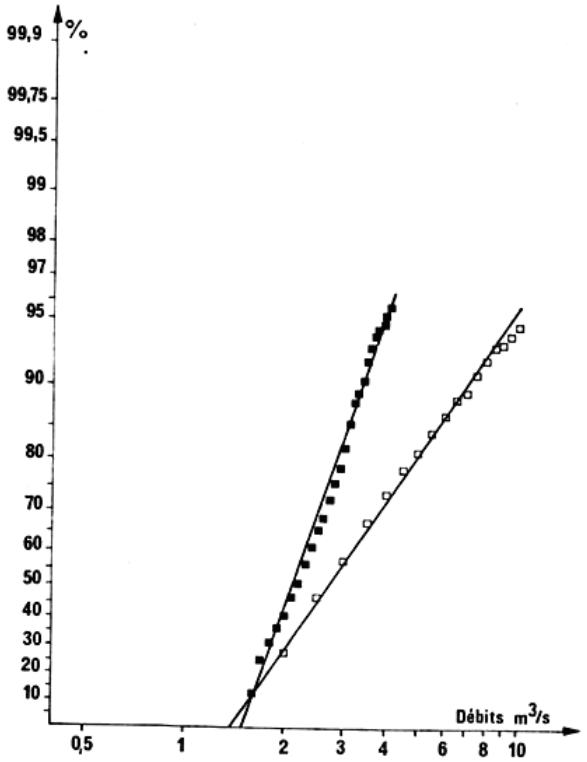


FIG. 11. — Pourcentages cumulés des débits classés supérieurs à 1,5 m³/s des « Neuf Fontaines » à Aulus pour la période du 1er octobre 1957 au 30 septembre 1961 (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle logarithmique).

à 1,5 m³/s, le tableau 14 celles correspondantes à la droite représentative théorique pour les mêmes valeurs de classes (fig. 11).

Les paramètres de ces lois de distribution sont les suivants :

1° Loi réelle : $Q_o = 1{,}5$ m³/s, $a = 4{,}70$, $\overline{Q} = 1{,}69$ m³/s, $\sigma_Q = 0{,}88$ m³/s ;

2° Loi théorique : $Q_o = 1{,}4$ m³/s, $a = 2{,}39$, $\overline{Q} = 2{,}22$ m³/s, $\sigma_Q = 2{,}75$ m³/s.

Le volume de transit réellement écoulé correspondrait à :

$$100 \times \frac{1{,}69}{2{,}22} = 76\ \%$$ du transit total.

L'importance des trop-pleins serait alors de l'ordre de 24 % de l'écoulement total.

2.2.2.5) Système de Fontaine l'Evêque.

La période étudiée s'étend du 8 février 1968 au 23 novembre 1969 et comporte deux cycles dont le débit moyen a été de 5,499 m³/s.

L'analyse des débits classés repose sur l'utilisation de la liaison arithmétique entre la variable X et le débit (tableau 15). Dans un premier temps ont été prises les données de Fontaine l'Evêque groupe (cf.

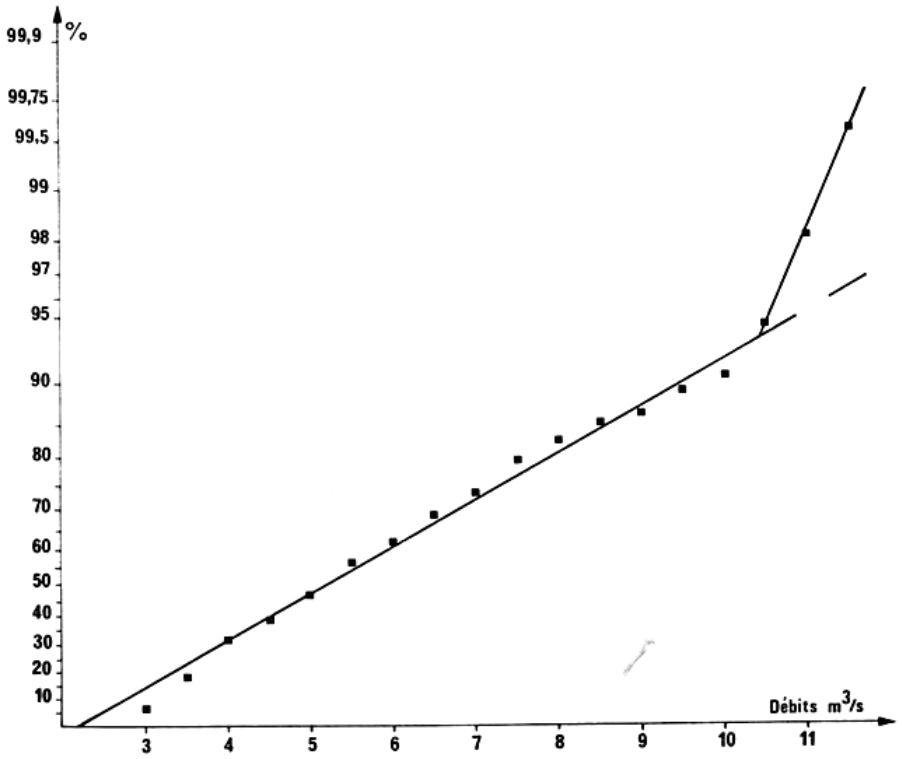


FIG. 12. — Pourcentages cumulés des débits classés de Fontaine l'Evêque groupe pour la période du 8 février 1968 au 23 novembre 1969. (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle arithmétique).

R. THÉROND, 1972). Les points sur le graphique (fig. 12) s'alignent assez bien sauf pour les faibles débits qui paraissent légèrement surestimés. A partir de 10,45 m³/s, la droite représentative subit une rupture.

La rupture de pente de la droite représentative trouve dans ce cas également une explication corroborée par les données de terrain. En effet, l'Artuby qui se perd totalement en amont de Praguillen la plupart du temps, s'écoule dans le Verdon lors des fortes précipitations. Ce phénomène coïncide avec le moment où les débits sont élevés à Fontaine l'Evêque. Une partie des apports étant soustraite, la croissance des débits issus du système diminue.

TABLEAU 16.

Analyse des débits classés de Fontaine d'Evêque lit unique. (Période du 8 févr. 1968 au 23 nov. 1969).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
2,5-3,0	57	8,70	8,70	6,0-6,5	43	6,56	80,61
3,0-3,5	132	20,15	28,85	6,5-7,0	27	4,12	84,73
3,5-4,0	61	9,31	38,17	7,0-7,5	17	2,60	87,33
4,0-4,5	52	7,94	46,11	7,5-8,0	13	1,98	89,31
4,5-5,0	74	11,30	57,40	8,0-8,5	17	2,60	91,91
5,0-5,5	62	9,47	66,87	8,5-9,0	40	6,11	98,01
5,5-6,0	47	7,18	74,04	9,0-9,5	13	1,98	99,999

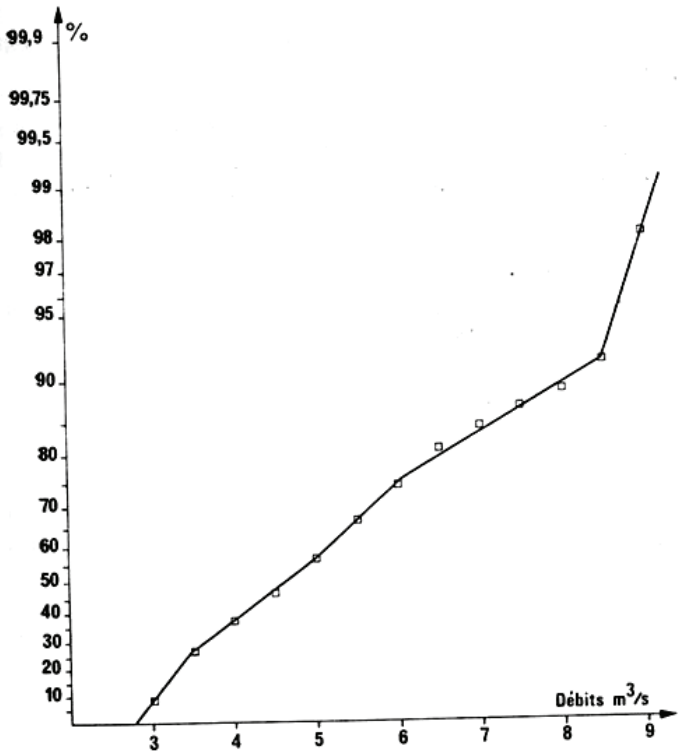


FIG. 13. — Pourcentages cumulés des débits classés de Fontaine l'Evêque lit unique pour la période du 8 février 1968 au 23 novembre 1969 (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle arithmétique).

Les paramètres de cette loi de distribution sont les suivants :

$$Q_o = 2{,}2 \text{ m}^3/\text{s}, \; a = 0{,}226, \; \overline{Q} = 5{,}730 \text{ m}^3/\text{s}, \; \sigma_Q = 2{,}667 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Le coefficient de variation a pour valeur 0,465.

L'analyse suivante concerne uniquement les données de Fontaine l'Evêque lit unique et ne tient pas

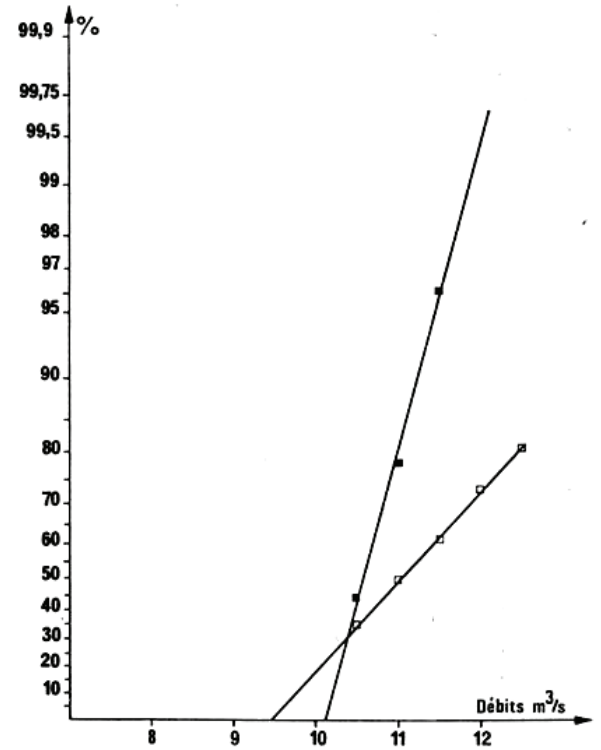


FIG. 14. — Pourcentages cumulés des débits classés supérieurs à 10 m³/s de Fontaine l'Evêque groupe pour la période du 8 février 1968 au 23 novembre 1969. Les carrés noirs représentent les valeurs réelles, les carrés blancs les valeurs théoriques (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle arithmétique).

compte des débits de trop-pleins (tableau 16, fig. 13). On constate l'existence de quatre ruptures de pente sur la droite représentative. Celle qui apparaît pour les débits les plus élevés est analogue à celle mise en évidence avec les données de Fontaine l'Evêque

revanche, la détermination des perturbations apportées au niveau de l'Artuby est réalisable. Tenant compte des débits supérieurs à 10 m³/s, le tableau 17 fournit les données correspondant aux droites représentatives réelle et théorique (fig. 14).

TABLEAU 17.

Analyse des débits classés de Fontaine l'Evêque groupe.
(Données supérieures à 10 m³/s. Période du 8 févr. 1969 au 23 nov. 1969).

Classes m³/s	Valeurs réelles			Valeurs théoriques		
	Nombre de jours	%	% cumulés	Nombre de jours	%	% cumulés
10,0-10,5	27	45,00	45,00	21	35,00	35,00
10,5-11,0	20	33,33	78,33	9	15,00	50,00
11,0-11,5	11	18,3	96,67	7	11,67	61,67
11,5-12,0	2	3,33	99,999	7	11,67	73,33
12,0-12,5				5	8,33	81,67
restes				11	18,33	99,999

groupe. Pour les trois autres, les observations de terrain confirment également les résultats de l'analyse des débits classés puisque l'on sait que, au fur et à mesure de la mise en charge du réseau, trois écoulements de trop-plein prennent naissance au Garruby inférieur, au Garruby supérieur et, enfin, à la résurgence des « Eaux blanches ». La rupture de pente au départ correspond, sur le graphique de la figure 12, au décalage observé entre les points et la droite représentative ; elle pourrait avoir pour origine le fonctionnement d'un trop-plein qui a été identifié sur le terrain comme correspondant à la source de Sambuc. Remarquons dans cet exemple que si les données de Fontaine l'Evêque lit unique étaient connues, il serait possible de détecter la présence d'écoulement de trop-plein sans pouvoir en estimer l'importance, comme cela avait été fait pour le Baget. En

Les paramètres de ces lois de distribution sont les suivants :

1° Loi réelle : $Q_o = 10{,}1$ m³/s, $a = 1{,}49$, $\overline{Q} = 10{,}64$ m³/s, $\sigma_Q = 0{,}405$ m³/s ;

2° Loi théorique : $Q_o = 9{,}45$ m³/s, $a = 0{,}433$, $\overline{Q} = 11{,}29$ m³/s, $\sigma_Q = 1{,}392$ m³/s.

En ce qui concerne les volumes de transit, les modifications apportées par l'Artuby pour les forts débits seraient de :

$$100 - 100\left(\frac{10{,}64}{11{,}29}\right) = 5{,}8\ \%.$$

2.2.2.6) SYSTÈME DE FONTAINE DE VAUCLUSE.

Les périodes s'étendant du 16 octobre 1966 au 14 novembre 1969 et du 5 février 1972 au 20 décem-

TABLEAU 18.

Analyse des débits classés de Fontaine de Vaucluse.
(Périodes du 16 oct. 1966 au 14 nov. 1969 et du 5 fév. 1972 au 20 déc. 1973).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
4- 6	149	8,22	8,22	26-28	53	2,92	85,54
6- 8	83	4,58	12,80	28-30	31	1,71	87,25
8-10	195	10,76	23,56	30-32	41	2,26	89,51
10-12	214	11,81	35,38	32-34	32	1,77	91,28
12-14	159	8,77	44,15	34-36	24	1,32	92,60
14-16	158	8,72	52,87	36-38	18	0,99	95,60
16-18	187	10,32	63,19	38-40	25	1,38	94,98
18-20	198	10,93	74,12	40-42	18	0,99	95,97
20-22	61	3,37	77,48	42-44	18	0,99	96,96
22-24	36	1,99	79,47	44-46	7	0,39	97,35
24-26	57	3,15	82,62	restes	48	2,65	99,999

TABLEAU 19.

Analyse des débits classés de Fontaine de Vaucluse. Valeurs réelles. (Débits supérieurs à 20 m³/s. Mêmes périodes que pour le tableau 18).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
20-22	61	13,01	13,01	34-36	24	5,12	71,43
22-24	36	7,68	20,68	36-38	18	3,84	75,27
24-26	57	12,15	32,84	38-40	25	5,33	80,60
26-28	53	11,30	44,14	40-42	18	3,84	84,43
28-30	31	6,61	50,75	42-44	18	3,84	88,27
30-32	41	8,74	59,49	44-46	7	1,49	89,76
32-34	32	6,82	66,31	restes	48	10,23	99,999

bre 1973, soit un total de cinq cycles dont le débit moyen a été de 17,50 m³/s, ont été regroupées de façon arbitraire en raison du faible nombre de données concernant les débits de 1969 et 1970. L'analyse cycle par cycle s'étant avérée difficilement interprétable, il convenait également de prendre un grand nombre de valeurs.

L'analyse des débits classés a été conduite en utilisant une liaison arithmétique entre la variable X et le débit (tableau 18, fig. 15).

Les paramètres de la loi de distribution sont les suivants :

$$Q_o = 5{,}8 \text{ m}^3/\text{s},\ a = 0{,}077,\ \overline{Q} = 16{,}16 \text{ m}^3/\text{s},$$
$$\sigma_Q = 7{,}83 \text{ m}^3/\text{s}.$$

Le coefficient de variation est alors de : 0,484.

On constate une rupture de pente de la droite représentative pour un débit de 20,6 m³/s. Or, si l'on rapproche cette discontinuité de celle qui apparaît sur la courbe de tarage (G. DUROZOY et H. PALOC,

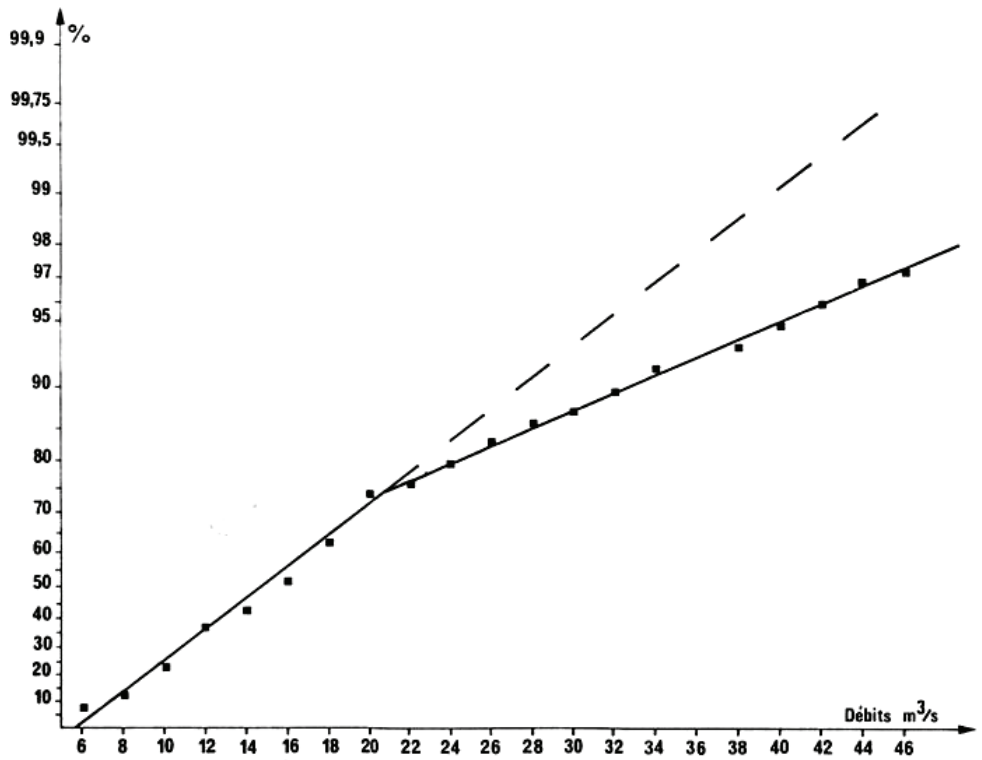


FIG. 15. — Pourcentages cumulés des débits classés de Fontaine de Vaucluse pour les périodes du 16 octobre 1966 au 14 novembre 1969 et du 5 février 1972 au 20 décembre 1973 (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle arithmétique).

1973) on s'aperçoit qu'elles coïncident exactement. On sait que la discontinuité de la courbe de tarage est due au débordement de la vasque supérieure de la Fontaine de Vaucluse. Ainsi se confirme-t-il que l'étude des débits classés permet de déceler un changement dans les modalités de sortie des eaux au niveau des exutoires. Ce type de modifications a donc une incidence considérable puisque il joue un rôle important sur les formes de l'hydrogramme ; ceci montre à l'évidence que la morphologie des exutoires, leur position et les pertes de charge qui existent à leur niveau sont responsables, tout au moins en partie mais de façon non négligeable, du stockage des réserves.

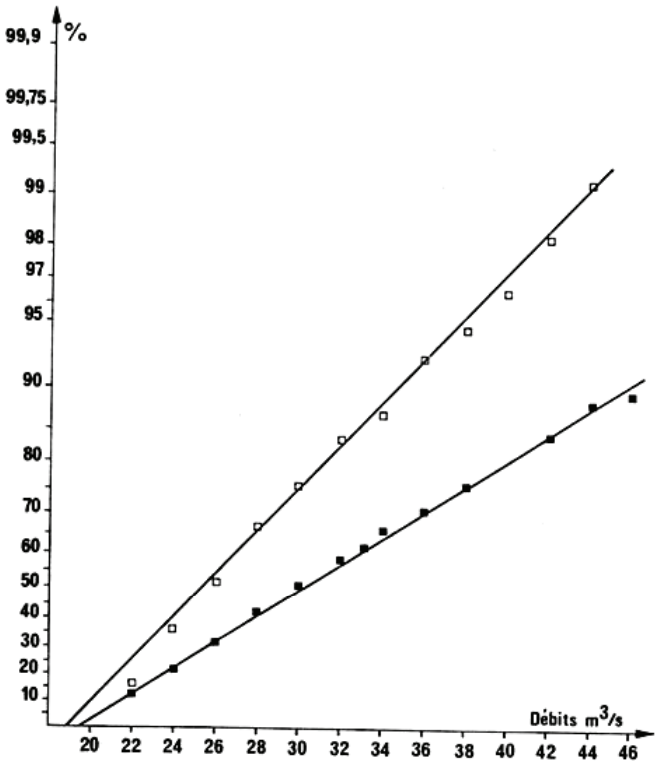


FIG. 16. — Pourcentages cumulés des débits classés supérieurs à 20 m³/s de Fontaine de Vaucluse pour les périodes du 16 octobre 1966 au 14 novembre 1969 et du 5 février 1972 au 20 décembre 1973 (Ordonnées en échelle de probabilité, abscisses en échelle arithmétique).

Dans le cas de la Fontaine de Vaucluse l'importance de cette perturbation a été établie à partir des données qui figurent dans les tableaux 19 et 20. Les données réelles et théoriques pour des débits supérieurs à 20 m³/s ont été ensuite reportées sur la figure 16.

Les paramètres des lois de distribution sont les suivants :

1° Loi réelle : $Q_o = 19{,}4$ m³/s, $a = 0{,}083$, $\overline{Q} = 29{,}01$ m³/s, $\sigma_Q = 7{,}26$ m³/s ;

2° Loi théorique : $Q_o = 18{,}40$ m³/s, $a = 0{,}102$, $\overline{Q} = 26{,}22$ m³/s, $\sigma_Q = 5{,}91$ m³/s.

La variation au niveau des volumes de transits causée par le débordement de la vasque est supérieure à :

$$100 - 100 \left(\frac{26{,}22}{29{,}01}\right) = 10\ \%.$$

Prenons pour exemple le cycle 1973 (du 12 octobre 1972 au 20 décembre 1973). Le volume de transit pour des débits supérieurs à 20 m³/s a été de 320.10^6 m³ ; le volume théorique aurait dû être inférieur de 32.10^6 m³ environ. Comme l'on doit retrouver à peu de chose près, en supposant le bilan équilibré, une quantité d'eau égale à la sortie et à l'entrée du système, l'absence de débordement de la vasque impliquerait que ces 32.10^6 m³ soient répartis en débit tout le long du cycle.

L'hydrogramme serait alors différent et dans ces conditions les réserves seraient incontestablement plus importantes.

Ce résultat montre que l'effet de pompage dans un aquifère karstique, analogue à l'effet d'un exutoire supplémentaire, peut avoir des conséquences sur l'établissement des réserves.

TABLEAU 20.

Analyse des débits classés de Fontaine de Vaucluse. Valeurs théoriques. (Débits supérieurs à 20 m³/s. Mêmes périodes que pour le tableau 18).

Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés	Classes m³/s	Nombre de jours	%	% cumulés
20-22	79	19,84	19,84	34-36	20	4,26	92,11
22-24	91	19,40	36,25	36-38	11	2,35	94,46
24-26	74	15,78	52,03	38-40	9	1,92	96,37
26-28	63	13,43	65,46	40-42	4	0,85	97,23
28-30	47	10,02	75,48	42-44	7	1,49	98,72
30-32	38	8,10	83,58	44-46	2	0,43	99,15
32-34	20	4,26	87,85	restes	4	0,85	99,999

2.2.3) Discussion.

Par la mise en évidence de trop-pleins ou d'apports supplémentaires en cours de cycle, l'analyse des débits classés représente une méthode intéressante lors de la recherche des solutions au problème posé par l'unité des systèmes.

Cependant, que ce soit au niveau du modèle mis en œuvre ou à travers les résultats obtenus sur les exemples traités, il apparaît nécessaire de prendre certaines précautions :

1° L'emploi de lois de distribution ne doit pas inciter à dégager, à partir de l'étude des débits classés, des informations d'ordre probabiliste ; le problème est biaisé au départ, les débits de deux jours successifs étant toujours dépendants. Les lois de distribution sont considérées ici comme des modèles mathématiques traduisant, à l'approximation choisie, la réalité des observations et ne comportant qu'un nombre réduit de paramètres.

2° Si dans certains cas (Baget, Fontestorbes, « Neuf Fontaines » à Aulus), il est possible, ne maîtrisant pas les débits globaux, de calculer leurs valeurs par la seule connaissance des débits des exutoires principaux, ceci n'est pas une règle générale. L'exemple de Fontaine l'Evêque en est une preuve.

3° L'analyse doit parfois être réalisée sur un nombre suffisant de cycles car certains systèmes (Baget, Fontaine de Vaucluse) subissent des variations importantes au fil des années ; l'interprétation au niveau de chacun des cycles est difficile sans une connaissance approfondie du fonctionnement du système. Ces variations s'estompent pour de longues périodes d'observation.

4° La présence de phénomènes particuliers et locaux (débordement de la vasque supérieure de Fontaine de Vaucluse, par exemple) peut faire croire à la présence de trop-pleins ou d'apports alors qu'il n'en est rien.

5° Tout apport à un système ne se traduit pas forcément par une anomalie de la droite représentative des débits classés. Ceci a été constaté lorsque le système est alimenté de façon continue par un autre système. C'est le cas du système du Lez où l'apport par le système du Lirou n'a aucune incidence sur la courbe de débits classés (J. Chemin, 1974).

Deux points importants résultent de ces considérations :

— l'interprétation de l'analyse des débits classés doit obligatoirement être complétée ou vérifiée soit par des observations de terrain, soit par d'autres méthodes ;

— si l'analyse des débits classés ne met en évidence aucune rupture de la droite représentative, cela n'implique pas pour autant qu'il n'existe aucun trop-plein ou aucun apport au système.

Compte tenu de ces précautions, l'analyse des débits classés apparaît comme une méthode éminemment précieuse. Elle permet de soupçonner la non-unité du système ; grâce à un complément d'observations, il est alors possible de vérifier la réalité d'une telle assertion. Les systèmes étudiés par cette méthode ont montré l'efficacité du modèle employé et la puissance de cette analyse. Toutefois son intérêt ne s'arrête pas là ; des renseignements fort utiles sur les valeurs extrêmes des débits et sur le rôle joué par les exutoires peuvent être ainsi obtenus.

Parmi ces renseignements citons le coefficient de variation. Certains auteurs, dont H. Paloc (1965), ont introduit l'indice de variabilité, rapport entre le débit maximal et le débit minimal d'une source, pour en caractériser son fonctionnement. Dans les exemples traités les valeurs de cet indice s'établissent comme suit (ordre décroissant) : 5250 (Aliou), 188 (Baget), 25 (Fontestorbes), 16 (Fontaine de Vaucluse).

Les coefficients de variation obtenus par la méthode des débits classés, se répartissent de façon décroissante selon la manière suivante : 2,351 (Aliou), 2,232 (Neuf Fontaine), 1,606 (Baget), 0,703 (Fontestorbes), 0,484 (Fontaine de Vaucluse), 0,465 (Fontaine l'Evêque).

On constate que l'ordre dans les deux suites est identique. Le renseignement est donc du même ordre. Cependant il faut noter que le coefficient de variation n'est pas sujet, comme l'indice de variabilité, à des modifications à la suite de crues exceptionnelles. Par suite son emploi est meilleur. Il personnalise le type du système étudié ; on remarquera, à propos des exemples que nous avons pris, que ce coefficient est d'autant plus faible que les systèmes possèdent de plus grandes dimensions.

Il a été également mis en relief l'action de la nature de l'exutoire d'un système sur la formation des réserves avec l'exemple de Fontaine de Vaucluse.

2.3) CONCLUSION.

Le problème posé par l'unité d'un système s'avère primordial lors de l'établissement de modèles destinés à comprendre ou à simuler son fonctionnement. Un mauvais accord entre les résultats d'observations et le modèle employé peut tout simplement être la conséquence d'une mauvaise définition du système karstique étudié. Deux méthodes ont été proposées qui permettent de mieux aborder les recherches sur

l'unité d'un système karstique ; elles relèvent de deux démarches différentes :

1° La première s'appuie sur la connaissance d'exutoires ou de pertes dont on veut établir l'appartenance, ou la non-appartenance, à un système.

2° La seconde, au contraire, recherche l'existence possible d'exutoires de trop-plein ou d'apports non contrôlés à partir de la surveillance de l'exutoire principal du système.

Dans le premier cas, la méthode mise en œuvre est basée sur l'analyse de liaisons corrélatives entre les points d'observation et l'état du système conformément à la définition de ce dernier ; dans le second cas, la méthode employée fait appel à un modèle fondé sur l'analyse des débits classés.

Mises au point sur le système du Baget, ces techniques ont donné de bons résultats sur d'autres systèmes à caractères variés : Aliou, Fontestorbes, « Neuf Fontaines » à Aulus, Fontaine l'Evêque, Fontaine de Vaucluse, Source du Lez.

Bien que d'utilisation délicate, ces méthodes ont montré leur efficacité dans les exemples traités et permis de répondre aux questions imposées par la définition et le fonctionnement du système karstique envisagé. En outre, elles apportent des renseignements non négligeables sur certains aspects du fonctionnement des aquifères karstiques. Il en est ainsi du rôle joué par la zone d'évacuation, de l'incidence de la dimension du bassin versant sur le comportement hydrodynamique et de l'époque durant laquelle les réserves s'effectuent.

3. — RECHERCHES SUR L'HYDROGRAMME.

3.1) PROBLÈME POSÉ.

L'utilisation de la notion de système conduit, entre autres, à effectuer des recherches sur l'hydrogramme unitaire. Deux démarches se présentent : l'une, la plus rationnelle, a pour objet de définir directement, par approximations successives, l'opérateur de transfert à partir des fonctions d'entrée et de sortie ; l'autre s'appuie sur une proposition concernant la forme de cet opérateur, ce dernier étant calé sur les hydrogrammes réellement obtenus.

L'écoulement au niveau d'une source karstique étant d'origine purement souterraine, est généralement assimilé au débit de base des hydrogrammes de cours d'eau de surface. Si l'on s'en tient à un tel principe, les caractéristiques de cet écoulement traduisent alors la superposition ou la juxtaposition de réservoirs aux propriétés différentes, par exemple l'un représentant un réseau de conduits et l'autre un réseau de fissures. Ce concept, qui actuellement a pratiquement force de loi, paraît pour le moins discutable.

En effet, lorsque l'on analyse le phénomène de crue au niveau d'un système karstique, on constate que le ruissellement en surface est le plus souvent nul, que les crues sont brutales et les temps de réponse des exutoires très courts.

On sait également que, dans la zone non saturée, l'infiltration peut prendre le caractère d'un véritable ruissellement ; il en est de même dans le drainage de la zone saturée. Ces considérations incitent à penser que l'hydrogramme des exutoires karstiques ne correspond pas au seul débit de base mais comprend également un écoulement de crue. Dès lors, dans la signification habituellement donnée aux écoulements des sources karstiques, une confusion apparaît entre les notions d'espace et de temps. L'hydrogramme est déterminé par deux types d'écoulement, l'un rapide (écoulement de crue) et l'autre différé (débit de base) et non par l'existence de plusieurs réservoirs connectés.

Soulignons que la grandeur des vides n'est absolument pas liée à la vitesse des circulations ni à celle des propagations de charges. Le karst comprend de grandes cavités où l'eau paraît presque stagnante et des rivières d'écoulement rapide. Les vitesses de transfert (cf. paragraphe II, 4.2, 1re partie) sont essentiellement sensibles à la nature de l'écoulement, en charge ou à surface libre par exemple.

C'est pourquoi l'analyse des hydrogrammes sera conduite de façon identique à celle employée pour les cours d'eau subaériens en tenant compte, toutefois, des différences qui peuvent exister entre les écoulements karstiques et les écoulements de surface.

3.1.1) Obtention de l'opérateur de transfert à partir des fonctions d'entrée et de sortie.

Nous n'aborderons pas l'analyse par déconvolution car (cela a été écrit en introduction de cette troisième partie) la déconvolution linéaire n'a pas donné de résultats satisfaisants. Par ailleurs, la déconvolution non linéaire, au demeurant assez complexe, si elle permet d'utiliser l'opérateur de transfert à des fins prévisionnelles ne conduit pas à une compréhension des mécanismes de transfert.

La méthode graphique (voir G. RÉMÉNIÉRAS, 1960, pour les hydrogrammes de système hydrologique) est basée sur une séparation de l'hydrogramme en deux composantes l'une relative à l'écoulement direct et l'autre au débit de base. L'obtention de l'hydrogramme unitaire suppose un opérateur de transfert linéaire et utilise le concept de superposition (L. K. SHERMAN, 1941). La critique que l'on peut apporter à cette méthode concerne la linéarité de l'opérateur de transfert ; en outre, la décomposition de l'hydrogramme est toujours approximative, l'identification de l'origine des débits ne pouvant être effectuée dans l'état actuel de nos connaissances. En hydrologie de surface, ce problème a fait l'objet de nombreux essais (voir B. RAMBERT, 1971).

D'autres méthodes, telle celle dite rationnelle (G. RÉMÉNIÉRAS, 1960) et ses dérivées (méthode synthétique par exemple, J. LARRIEU, 1957), ou encore celle des modèles d'hydrogramme (W. D. MITCHELL, 1972), ont pour but de reconstituer à partir des pluies l'hydrogramme correspondant ; seulement destinées à des fins prévisionnelles, elles ne nous intéresseront pas. Citons enfin, pour mémoire, les méthodes fondées sur les transformées de Laplace ou de Fourier qui, jusqu'à présent, n'ont pas permis de pousser l'analyse jusqu'à une compréhension satisfaisante des mécanismes de transfert.

3.1.2) Proposition d'une forme de l'opérateur de transfert.

Les méthodes utilisées relèvent de deux principes : le premier, à caractère fondamentalement déterministe, repose soit sur des modèles conceptuels qui supposent un minimum d'hypothèses sur la physique des transferts, soit au contraire sur des modèles où est explicitée la dynamique des transferts ; le second fait appel à une représentation approchée de l'hydrogramme par une relation analytique. Dans les deux cas, il ne s'agit plus de déterminer l'hydrogramme unitaire, mais de caler les modèles sur les hydrogrammes réels et de rattacher les paramètres mis en jeu à des caractéristiques du système.

3.1.2.1) UTILISATION DE MODÈLES.

L'établissement de modèles a toujours été relatif au seul écoulement de base et au régime de vidange de la nappe.

a) *Modèles conceptuels.*

Les modèles employés peuvent se rapporter à deux types :

1° Le modèle aboutissant à la formule de Maillet est constitué par un réservoir se vidangeant à travers un bouchon poreux. Il en résulte une décroissance exponentielle du débit en fonction du temps :

$$Q_{(t)} = Q_o e^{-\alpha t},$$

Q_o étant le débit au départ de la vidange et α le coefficient de tarissement (E. MAILLET, 1905).

Dans l'analyse de Maillet la relation entre la charge et le débit est supposée linéaire. C'est pourquoi cette formule a été complétée en introduisant une relation quadratique d'abord, puis une relation où l'exposant est compris entre 1 et 2. On obtient respectivement (A. MANGIN, 1970) :

$$Q_{(t)} = Q_o - \beta t$$

$$\text{et } Q_{(t)}^{n-1} = Q_o^{n-1} \frac{n-1}{n} \beta' t,$$

où Q_o représente le débit en début de tarissement ; β et β' sont des coefficients de tarissement ; n, qui correspond à l'exposant du débit dans la relation liant la charge à ce débit, est toujours compris entre 1 et 2.

2° Le modèle aboutissant à la formule de Tison est établi par un réservoir rempli de sable, de longueur L et de largeur infinie, où l'eau s'écoule à travers une paroi perforée.

Avec une relation linéaire entre la charge et le débit (les symboles utilisés sont les mêmes que pour la formule de Maillet) :

$$Q_{(t)} = \frac{Q_o}{(1 + \alpha t)^2}.$$

Cette dernière formule obtenue par G. TISON (1960) est appelée formule de G. TISON, P. W. WERNER et K. J. DUNSQUIST (G. CASTANY, 1967, 1968) ou de HUBER (N. A. PLOTNIKOV, 1962). Comme précédemment un complément d'analyse a été fait et les formules obtenues sont respectivement :

$$Q_{(t)} = \frac{Q_o}{(1 + \beta t)^3},$$

et

$$Q_{(t)} = \frac{Q_o}{(1 + \beta' t)^n},$$

les symboles ayant les mêmes significations qu'auparavant.

b) *Modèles fondés sur la dynamique des nappes.*

Dans ce type de modèle on se limite souvent à une diffusion horizontale et à un écoulement macroscopique unidimensionnel (suivant la direction horizontale). En supposant la loi de Darcy vérifiée, l'équation de diffusion est alors de la forme :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = D \frac{\partial^2 h}{\partial x^2},$$

où h représente la charge, t le temps, x la distance et D la diffusivité hydraulique.

A partir de cette équation et suivant les conditions imposées (J. BOUSSINESQ, 1904 ; H. SCHOELLER, 1962), la vidange de la nappe sera exprimée par :

— une formule identique à celle de TISON pour une nappe perchée à imperméable horizontal ou une nappe assimilable à ce cas ;

— une formule identique à celle de MAILLET pour une nappe soutenue à imperméable horizontal ou incliné, une nappe captive ou des nappes assimilables aux précédentes.

H. SCHOELLER (1962) a complété ce mode d'analyse en introduisant soit une relation quadratique entre la charge et le débit, soit une relation où l'exposant est compris entre 1 et 2 ; les formules obtenues sont identiques à celles fournies par les modèles de MAILLET et de TISON pour les mêmes conditions.

J. P. DELHOMME (1971), partant des mêmes bases que pour l'analyse de BOUSSINESQ, a cherché à tenir compte de deux types de circulations : une circulation macroscopique dans des itinéraires privilégiés et une microdiffusion dans les itinéraires secondaires (petites fissures, pores...). Il aboutit avec les mêmes conditions que pour l'équation de diffusion vue plus haut à :

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} = D \frac{\partial^2}{\partial x^2}\left[h_s + \sigma \frac{\partial h_s}{\partial t}\right],$$

où h_s est la charge des itinéraires secondaires, D la diffusivité (rapport de la conductivité dans les itinéraires privilégiés à la capacité d'emmagasinement dans les itinéraires secondaires) et σ une constante de temps caractéristique de la microdiffusion.

Partant d'une recharge brusque h_o sur toute la nappe de longueur L entre l'aval constitué par l'exutoire et l'amont constitué par une limite à flux nul, l'auteur, par intégration de l'équation de diffusion, détermine l'expression du débit par unité de largeur de front à l'exutoire. Ce débit est égal à :

$$Q_{(t)} = Q_o \sum_{n_o}^{\infty} \frac{1}{1 + (2n+1)^2 \frac{\sigma}{\tau}} e^{-\frac{(2n+1)^2}{1 + (2n+1)^2 \frac{\sigma}{\tau}} \frac{t}{\tau}},$$

où $\tau = \dfrac{4L^2}{\pi^2 D}$.

E. BERKALOFF (1967), en introduisant des conditions différentes, aboutit à des formulations variées et assez complexes. La loi de Darcy est supposée vérifiée ; à l'état initial, la nappe serait au repos ; la réalimentation se produirait de façon uniforme sur l'ensemble de la surface de l'aquifère. Deux cas sont alors envisagés par l'auteur : recharge brutale et apports progressifs. Il est enfin tenu compte de la forme de la nappe au niveau de l'exutoire selon qu'elle est divergente, monoclinale ou convergente.

Il est évident que l'on peut obtenir de nombreux types d'expression soit en faisant varier la nature de la relation entre la charge et le débit, soit en modifiant les conditions initiales, les conditions aux limites, la nature de l'aquifère, sa géométrie... La difficulté réside dans le fait que l'on est le plus souvent obligé de traiter ces différentes conditions séparément ; les introduire toutes à la fois rend l'analyse quasi impossible.

3.1.2.2) REPRÉSENTATIONS APPROCHÉES.

Une représentation approchée intéressante consiste à projeter la fonction de transfert sur un espace vectoriel formé par les fonctions exponentielles et à rechercher $Q_{(t)}$ sous forme de combinaison linéaire des fonctions de bases exponentielles :

$$Q_{(t)} = A_1 e^{-\alpha t} + A_2 e^{-\beta t} + A_3 e^{-\gamma t} + \ldots \quad (4)$$

Une telle démarche a été pratiquée par C. THIRRIOT pour l'étude générale de l'atténuation des ondes de crues ; elle peut être transposée à l'hydrogramme d'un exutoire karstique.

En utilisant les deux premiers termes de l'approximation C. THIRRIOT pose :

$$Q_{(t)} = Q_o (e^{-\alpha t} - e^{-\beta t}) \text{ avec } \beta > \alpha.$$

Les valeurs des paramètres sont déterminées à partir de l'hydrogramme, la forme de ce dernier étant fixée par le paramètre fondamental

$$\gamma = \beta/\alpha.$$

Une autre approche digne d'attention est celle proposée par M. GALABOV (1972). Elle est fondée sur l'expression mathématique globale de l'hydrogramme de la forme :

$$Q = a t^b . e^{-ct}.$$

Les paramètres a, b, et c peuvent être facilement déterminés à partir de l'hydrogramme.

Le défaut de cette fonction est de ne pouvoir rendre compte que des hydrogrammes à amplitude faible par rapport à l'étalement de la crue dans le temps. La formule de J. FORKASIÉWICZ et H. PALOC (1965) :

$$Q_{(t)} = \frac{1}{\left(\frac{1}{Q_o^2} + \beta t\right)^{1/2}},$$

(4) Les coefficients α, β et γ définis par C. THIRRIOT n'ont pas le même sens que ceux établis précédemment. Les coefficients γ donnés par l'auteur n'ont pas toujours la même signification, celui qu'il propose par la suite est différent puisqu'il est égal au rapport de β/α.

généralisée par C. DROGUE (1969, 1972) :

$$Q_{(t)} = \frac{Q_o}{(1 + \beta t\, Q_o^{1/n})^n}$$

rentre dans la catégorie des représentations approchées.

Ces formules ne concernent plus l'ensemble de l'hydrogramme mais seulement la courbe de récession (5). Dans la première β est considéré comme un coefficient de tarissement ; dans la seconde $\beta = \alpha Q_o^{-1/n}$ et seul α correspond au coefficient de tarissement.

3.1.3) Application aux hydrogrammes d'exutoire karstique et discussion.

En matière d'hydrogramme d'exutoire karstique, l'obtention de l'opérateur de transfert à partir des fonctions d'entrée et de sortie n'a été tentée qu'au niveau de la déconvolution. Nous ne discuterons pas de ce problème.

Les méthodes mises au point en hydrologie de surface ne paraissent pas avoir été utilisées dans le cadre de la détermination d'hydrogramme unitaire ou de l'élaboration des hydrogrammes à partir des pluies. Ceci s'explique par le fait que l'écoulement de la source étant d'origine souterraine on considère cet écoulement comme un débit de base. L'analyse porte alors sur les caractéristiques du réservoir et son influence sur l'écoulement.

L'étude de l'hydrogramme a essentiellement été tentée à partir de deux démarches, l'une empirique, l'autre réalisée à l'aide de modèles.

Une approche empirique, dans la mesure où elle rend compte de façon satisfaisante des observations effectuées, s'avère précieuse ; elle peut permettre des comparaisons avec plusieurs aquifères et aboutir par le jeu de ces comparaisons à une meilleure compréhension des aquifères étudiés. La méthode de C. THIRRIOT reproduit correctement certains hydrogrammes obtenus ; celle de M. GALABOV également mais son application est plus restreinte. Il en est de même, en ce qui concerne les courbes de récession, de la formule de J. FORKASIÉWICZ et H. PALOC et de celles de C. DROGUE. Pour ces dernières, afin d'avoir un bon ajustement l'auteur préconise de prendre l'origine de la récession trois jours après la pointe de crue ; si effectivement à partir de ce moment-là les formules rendent bien compte de la décrue et du tarissement, il n'en reste pas moins que le choix de cette origine est tout à fait arbitraire et qu'il peut nous priver, comme nous le verrons, d'informations indispensables à la comparaison de différents aquifères.

Au type d'approche empirique peut être opposé celui fondé sur la notion de modèle. A ce jour, l'utilisation de modèles a uniquement porté sur l'expression mathématique des courbes de décrue et de tarissement. A partir des modèles envisagés, les formules obtenues ne s'accordent en général que pour la partie terminale de la courbe de récession. C'est pourquoi différents auteurs ont cherché, en compliquant le modèle, à expliciter l'ensemble de la courbe. L'hypothèse fondamentale ayant servi de base à ces travaux revient à H. SCHOELLER (1962, 1965) qui, à partir d'une distinction faite par Ph. RENAULT (1959) entre réseau de fentes et réseaux de conduits, introduit deux types de perméabilités relatives l'une aux conduits et l'autre aux fentes. Il en résulterait la superposition de deux écoulements auxquels peuvent s'ajouter des modifications dues au régime laminaire ou turbulent. L'expression de la courbe de récession deviendrait alors :

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

ou : $Q_{(t)} = Q_{o1}e^{-\alpha_1 t} + Q_{o2}e^{-\alpha_2 t} + Q_{o3}e^{-\alpha_3 t} + \ldots$

(H. SCHOELLER, 1967 ; M. AIGROT, 1967) ; C. DROGUE (1967) n'exprime que deux termes seulement tout en suivant la même démarche. J. P. TRIPET (1969) envisage une variation continue du coefficient de tarissement aboutissant ainsi à l'équation de HORTON (1933) :

$$Q = Q_o e^{-at^m}.$$

Depuis l'introduction par H. SCHOELLER de cette analyse des courbes de récession, nombreux ont été les auteurs (tant en France qu'à l'étranger) qui l'ont employée. Elle appelle cependant plusieurs remarques :

1° En partant d'un modèle à deux réservoirs répondant aux hypothèses formulées on n'arrive pas à obtenir la formulation proposée.

a) Une première méthode consiste à poser les équations différentielles établies à partir d'un modèle à deux réservoirs. *Si les charges existant sur ces deux réservoirs sont totalement indépendantes l'une de l'autre* les équations différentielles obtenues se résolvent très facilement et l'on obtient effectivement au niveau des débits à l'exutoire de l'ensemble, une vidange en fonction du temps qui s'exprime par la somme de deux exponentielles. *Mais l'expérience de terrain montre que cette condition n'est absolument pas conforme à la réalité.*

En considérant les charges relatives aux deux réservoirs comme dépendantes l'une de l'autre, les

(5) Nous utiliserons le terme, d'origine anglo-saxonne, de *courbe de récession* pour désigner à la fois la courbe de décrue et de tarissement car il n'existe pas de terme français pour indiquer l'ensemble de la partie décroissante de l'hydrogramme.

solutions des équations différentielles exigent la connaissance des pertes de charge entre les deux réservoirs connectés ; ces paramètres, délicats à obtenir sur modèle réduit, sont totalement inconnus dans le cas de systèmes karstiques réels. De surcroît, il convient de connaître également la valeur des surfaces des deux réservoirs.

b) Tenant compte de ces difficultés une deuxième approche a été effectuée à partir de l'analogie électrique (cf. G. SCHNÉEBELI, 1966, pour les correspondances analogiques). Tous les montages réalisés avec un circuit possédant uniquement des résistances et des capacités indiquent que la décharge des condensateurs s'exprime suivant une seule exponentielle (la loi de Poiseuille est supposée vérifiée, hypothèse formulée par H. SCHOELLER ; en analogie il en résulte que la loi d'Ohm est elle aussi vérifiée).

c) Corroborant ce qui vient d'être énoncé ci-dessus, le passage sur modèles réduits conduit au même résultat. En effet, la connection de deux réservoirs dont chacun présente une décroissance exponentielle des débits en fonction du temps conduit à une vidange de l'ensemble suivant *une seule et unique loi exponentielle*. En revanche, lorsque l'écoulement au niveau de l'un des réservoirs s'effectue avec des pertes de charge très faibles, on assiste à la superposition de deux types d'écoulements mais dont l'un cesse très rapidement dès que l'alimentation n'a plus lieu.

2° La séparation en plusieurs composantes de la courbe de récession ne correspond-elle pas à ce dernier modèle ? Si oui, on retrouve l'analyse faite pour les hydrogrammes de cours d'eau subaérien entre écoulement de crue et débit de base. Mais alors, les paramètres qui sont définis par ces deux aspects ne correspondent plus du tout à ceux déterminés par H. SCHOELLER. Dans ces conditions il ne saurait être question de mettre en évidence l'importance des fentes par rapport aux conduits ; on a vu par ailleurs que les notions de conduits et de fentes ne sont pas superposables à celles de drainage et de zones drainées.

3° Les expressions proposées ne concernent que la zone noyée en régime non influencé. Dès lors, les mécanismes de l'infiltration sont purement et simplement escamotés. Il faut donc admettre que cette infiltration est rapide et qu'elle a cessé au moment où la pointe de crue survient. Là encore, il n'existe aucune conformité entre l'hypothèse et les faits observés. Quant à traiter le système dans son ensemble, cela implique la prise en considération d'un modèle à deux réservoirs représentant respectivement l'infiltration et le karst noyé ; nous retrouvons à ce niveau les critiques formulées précédemment.

Il ressort de ces remarques que la séparation de l'hydrogramme en deux composantes se rapportant l'une à la vidange des conduits et l'autre au ressuyage des fentes, correspond à une hypothèse peu fondée qui aboutit à une interprétation dangereuse.

3.2) ANALYSE DES HYDROGRAMMES.

Partons de la schématisation que nous avons proposée qui consiste à considérer le système karstique comme étant composé de deux sous-systèmes correspondant à la zone non saturée et au karst noyé. La forme Z_1 (infiltration) n'étant pas connue, nous allons rechercher, à partir de modèles conceptuels permettant de fixer Z_2 (karst noyé), les représentations possibles des hydrogrammes dans certaines conditions.

3.2.1) Modèle simple pour le karst noyé.

Le karst noyé sera d'abord représenté par un modèle très simple afin que les calculs sur lesquels s'appuiera le raisonnement ne soient pas trop complexes. Dans ce modèle, le karst noyé est constitué par un réservoir de surface S, se vidangeant à travers un bouchon poreux ; on suppose que le débit Q et la charge h sont liés par une relation linéaire du type :

$$Q = C\,h.$$

En appelant $q_{(t)}$ le débit d'infiltration arrivant sur le karst noyé, l'établissement du bilan permet d'écrire :

$$\frac{1}{\alpha}\frac{dQ}{dt} + Q_{(t)} = q_{(t)},$$

avec $\alpha = \dfrac{C}{S}$.

Prenons les transformées de Laplace de chaque terme :

$$\frac{1}{\alpha}\frac{dQ}{dt} \supset \frac{1}{\alpha}[pF(p) - Q_o] \; ; \; Q_{(t)} \supset F(p) \; ; \; q_{(t)} \supset \Phi(p).$$

L'équation de départ devient :

$$\Phi(p) = \frac{1}{\alpha}\,[pF(p) - Q_o] + F(p),$$

d'où :

$$\frac{\alpha}{p + \alpha}\,\Phi(p) = F(p) - \frac{Q_o}{p + \alpha}.$$

Sachant que l'original de $\dfrac{1}{p + \alpha}$ est $e^{-\alpha t}$ et que d'après le théorème de Borel :

$$F_1(p).\,F_2(p) = \int_0^t h_1(t - \lambda)\,h_2(\lambda)\,d\lambda,$$

nous obtenons :

$$\frac{\alpha}{p + \alpha}\ \Phi(p)\ \subset \alpha \int_0^t e^{-\alpha (t-\lambda)}\ q(\lambda)\ d\lambda,$$

et :

$$Q_{(t)} = Q_o e^{-\alpha t} + \alpha \int_0^t e^{-\alpha (t-\lambda)}\ \ q(\lambda)\ d\lambda,$$

équation qui est l'expression générale de l'hydrogramme à l'exutoire du système défini dans les conditions exposées ci-dessus.

1° Si $q = C^{te}$: $\Phi(p) = \frac{q}{p}$.

Ainsi :

$$\frac{\alpha q}{p(p + \alpha)} = F(p) - \frac{Q_o}{p + \alpha}.$$

Mettons $\frac{\alpha q}{p(p + \alpha)}$ sous forme de fraction rationnelle :

$$\frac{\alpha q}{p(p + \alpha)} = q\left[\frac{1}{p} - \frac{1}{p + \alpha}\right]$$

$\frac{1}{p} \subset 1$, il en résulte :

$$Q_{(t)} = Q_o\ e^{-\alpha t} + q\ (1 - e^{-\alpha t}).$$

Posons $(Q_o - q) = Q_{R_o}$,

$$Q_{(t)} = q + Q_{R_o}\ e^{-\alpha t}$$

On retrouve là l'expression classique. Cette démarche permet d'expliciter le sens physique de certains paramètres.

Q_o est le débit initial du karst noyé et c'est l'intégration de $Q_o\ e^{-\alpha t}$ qui donne le volume de la réserve karst noyé au moment initial.

Pour qu'il y ait crue, il faut que $q > Q_o$ et Q_{R_o} soit négatif. En décrue $q < Q_o$, Q_{R_o} est positif.
Q_{R_o} étant la différence entre Q_o et q, l'intégration de $Q_{R_o}\ e^{-\alpha t}$ permet de connaître la réserve qui, en période de crue, va pouvoir se mettre en place en fonction de q de même que la partie de la réserve qui, en période de décrue, sera sollicitée compte tenu de q. Lorsque q est nul, il ne peut s'agir que d'un tarissement :

$Q_{R_o} = Q_o$; on aboutit à la formule de Maillet :

$$Q_{(t)} = Q_o\ e^{-\alpha t}.$$

Avec le modèle employé, le tarissement s'exprime par une décroissance exponentielle des débits en fonction du temps. Ce modèle paraît particulièrement bien adapté à l'étude des tarissements ; en effet, la plupart des hydrogrammes étudiés peuvent être traités par une exponentielle à ce niveau.

2° Proposons une forme simple pour exprimer l'infiltration, soit :

$$q = q_o\ e^{-\beta t},$$

$$\Phi(p) = \frac{q_o}{p + \beta}.$$

Ainsi :

$$\frac{\alpha q_o}{(p + \alpha)(p + \beta)} = F(p) - \frac{Q_o}{p + \alpha}.$$

Mettons $\frac{\alpha q_o}{(p + \alpha)(p + \beta)}$ sous forme de fraction rationnelle :

$$\frac{\alpha q_o}{(p + \alpha)(p + \beta)} = \frac{\alpha q_o}{\beta - \alpha}\left[\frac{1}{p + \alpha} - \frac{1}{p + \beta}\right].$$

Il s'ensuit :

$$Q_{(t)} = Q_o\ e^{-\alpha t} + \frac{\alpha q_o}{\beta - \alpha}\left[e^{-\alpha t} - e^{-\beta t}\right]$$

Posons $\frac{\alpha q_o}{\beta - \alpha} = q'_o$, avec $\beta > \alpha$; en supposant négligeable la valeur du débit avant l'arrivée de la crue (ou bien en ne considérant que le supplément du débit), hypothèses formulées par C. THIRRIOT, on obtient la formule approchée que cet auteur avait proposée :

$$q_{(t)} = q'_o\ [e^{-\alpha t} - e^{-\beta t}].$$

La démarche suivie permettrait d'expliciter physiquement les différents paramètres.

Des essais effectués avec ce type d'équation n'ont pas toujours donné satisfaction. Ceci indiquerait d'une part que l'infiltration ne suit pas une loi aussi simple et d'autre part que le modèle utilisé pour le karst noyé, valable en période de tarissement, ne l'est peut être plus pendant la crue proprement dite.

3.2.2) Choix d'autres modèles représentant le karst noyé.

Dans le modèle simple qui vient d'être envisagé, nous avons considéré que le débit et la charge étaient liés par une relation linéaire. Or, si cette hypothèse est acceptable en période de tarissement, ce qui explique la forme exponentielle de celui-ci, nous savons (cf. paragraphe II, 4.1, 1re partie) qu'en période de crue il n'en est pas de même. Par ailleurs, pendant l'étiage, les hydrogrammes obtenus à la source de Fontestorbes (cf. paragraphe 3.4.3, 2e partie) laissent entrevoir un comportement particulier du karst noyé, comportement qui a pu être également observé sur le système karstique du Baget (A. MANGIN, 1973).

3.2.2.1) MODÈLE SUGGÉRÉ PAR LES OBSERVATIONS FAITES A FONTESTORBES.

Lors des intermittences, le débit à la sortie du mécanisme responsable de ce phénomène présente une

valeur constante Q_1 pendant un temps T_R ; il passe ensuite brusquement à une valeur Q_2 durant un temps T_V ; il reprend bientôt la valeur Q_1 et ainsi de suite, selon la période de l'intermittence. La constante des débits Q_1 et Q_2 lors des durées correspondant à T_R et T_V a pu être vérifiée. Dans ce cas, il existe nécessairement une relation précise entre l'alimentation du mécanisme d'intermittence et la période du phénomène. Une corrélation curviligne a permis de constater un excellent ajustement des points d'observation avec la relation proposée.

Considérons le karst noyé situé entre le mécanisme d'intermittence et l'exutoire. Pendant le laps de temps T_R ou T_V, la partie du karst noyé envisagée est soumise à une alimentation constante. La forme de l'hydrogramme observé va donc conduire à déterminer la fonction de transfert.

Par rapport aux débits Q_1 et Q_2 la seule fonction qui puisse représenter correctement l'hydrogramme enregistré à la source est de la forme :

$$y = Ae^{-ax} . \sin (\omega x + \varphi_0).$$

Ce résultat nous a amené à en déterminer la raison. A cette fin nous avons choisi pour le karst noyé un modèle à deux réservoirs dont le premier représente le drainage (R) et le second des systèmes annexes au drainage (R_A). Ces systèmes annexes au drainage sont constitués d'ensembles isolés les uns par rapport aux autres mais tous en relation avec le drain, soit qu'ils l'alimentent soit qu'ils soient alimentés par lui suivant les conditions de charge. Une étude sur le mécanisme d'intermittence et ses effets à Fontestorbes (A. Mangin, 1969) avait imposé un tel modèle. Depuis plusieurs auteurs ont pu le confirmer, notamment par des résultats de pompage (Bakalowicz, 1973). Plus récemment C. Drogue (1974) rendant également compte de résultats de pompage, emprunte ce genre de modèle tout en ajoutant certaines données que nous serons amené à discuter ultérieurement. Les pertes de charge de certains systèmes annexes pouvant être très fortes au niveau de leurs connections avec le drain (ceci est confirmé par des gradients hydrauliques anormalement élevés à ces endroits, cf. paragraphe 3.2.3.5, 2e partie), le rapport entre la dynamique des réserves d'eau de ces systèmes annexes et celle du drainage subit quelques perturbations. C'est ainsi que des masses d'eau de tels systèmes annexes en mouvement vers le drain peuvent continuer à alimenter celui-ci alors que les conditions de charge dans le drain ne devraient plus le permettre. Cette constatation revient à introduire des facteurs d'inertie dans l'écoulement du karst noyé. On sait qu'en analogie électrique la présence d'inertie dans un circuit conduit à des expressions dont la forme est très voisine de celle que l'on observe pour l'hydrogramme d'intermittence de Fontestorbes.

Ainsi peut-on poursuivre le raisonnement suivant. Appelons R'_A le réservoir représentant les systèmes annexes qui, par leurs apports au reste du karst noyé (réservoir R), continuent à exercer une pression h'_A sur les masses d'eau du réservoir R alors qu'il ne devrait plus en être ainsi. Nous supposerons une liaison linéaire entre les débits et les charges. L'équation du bilan donne :

$$Q + S\frac{d\,(h + h'_A)}{dt} - q = 0,$$

où S représente la surface du réservoir R, q le débit d'alimentation de ce réservoir et Q son débit à l'exutoire.

Avant que la charge dans R soit supérieure à celle dans R'_A nous avions :

$$Q'_A = C'_A\,(h'_A - h).$$

Le débit Q'_A diminue ensuite progressivement en fonction de h. Supposons que la relation entre Q_A et h s'exprime de la manière suivante :

$$Q'_A = S'_A \frac{dt}{dh} .$$

Explicitons h'_A en fonction de ces relations, puis écrivons que $\alpha' = \frac{C}{S}$ et $\alpha = \frac{C'_A}{S'_A}$. En revenant à l'équation du bilan on obtient :

$$\frac{1}{\alpha\alpha'}\frac{d^2Q}{dt^2} + \frac{2}{\alpha}\frac{dQ}{dt} + Q = q,$$

avec $\alpha < \alpha'$; α' serait le coefficient de tarissement de R et α celui de R'_A dont la valeur serait plus faible compte tenu des conditions soulignées au niveau des pertes de charge.

La démonstration précédente est évidemment hypothétique ; elle a été effectuée pour chercher à expliciter certains paramètres et concrétiser l'introduction de phénomènes d'inertie que l'on est obligé d'admettre étant donné l'allure des hydrogrammes observés.

L'intégration de l'équation différentielle ainsi déterminée aboutit à la relation suivante :

$$Q = q + (Q_o - q)\, e^{-\alpha t} . (\cos bt + \frac{\alpha}{b} \sin bt),$$

avec $b = \sqrt{\alpha\alpha' - \alpha^2}$.

Ce modèle mis au point en 1972 permettait de rendre compte, avec un ajustement presque parfait, des hydrogrammes réellement obtenus à Fontestorbes, quelle que soit l'intermittence choisie (A. Mangin, 1973). Mais au-delà de ces résultats le modèle prévoyait que si, lors d'un étiage prononcé, le temps T_R devenait très long, le débit à la source de Fontestorbes après être passé par un minimum devrait croître à nouveau et se stabiliser pour un débit égal à Q_1 soit

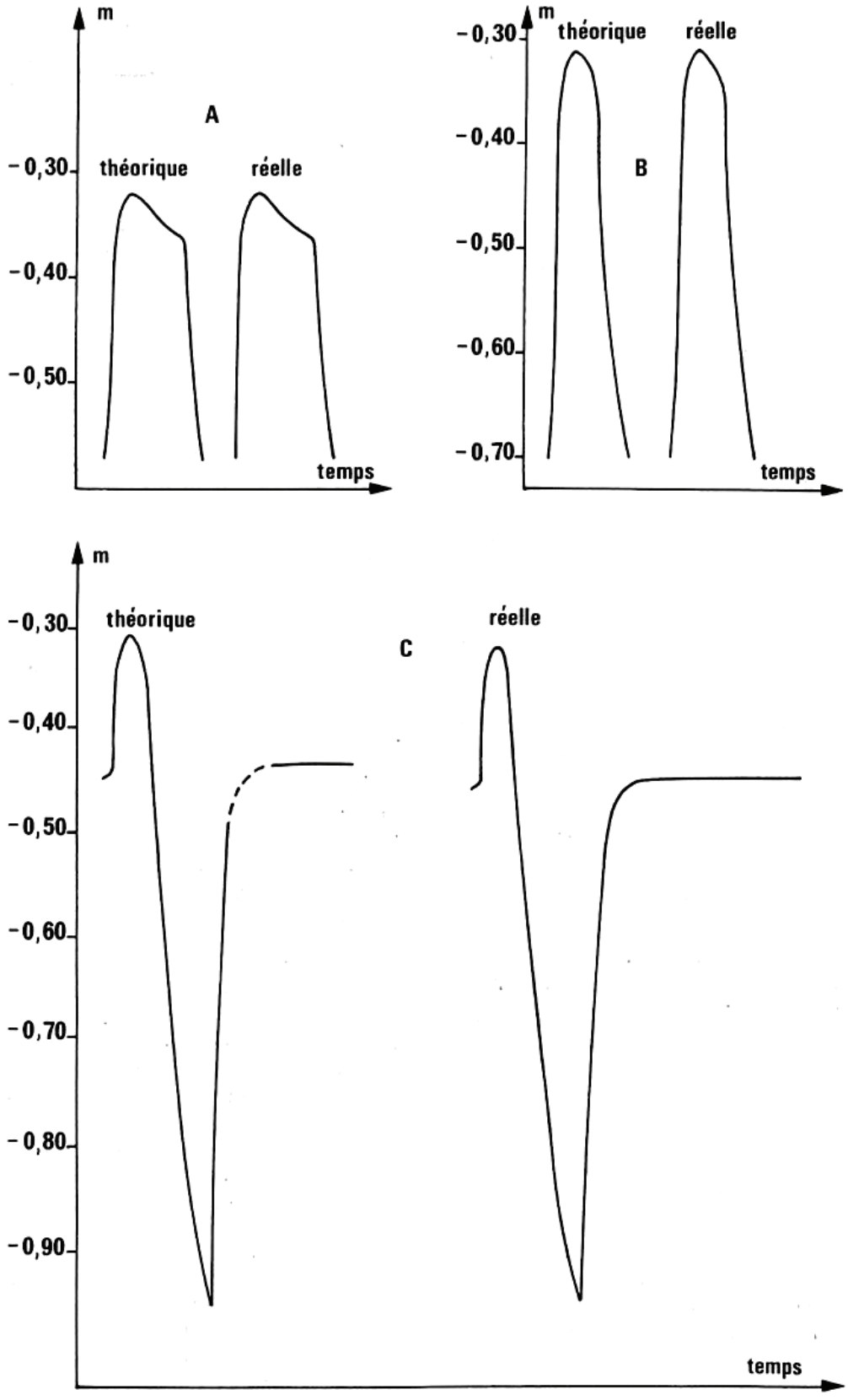


FIG. 17. — Hydrogrammes théoriques et réels au niveau de la source de Fontestorbes durant les intermittences. A : forme de l'hydrogramme au début de l'apparition du phénomène d'intermittence. B : forme de l'hydrogramme lorsque l'étiage est avancé. C : forme de l'hydrogramme lors de l'étiage exceptionnellement bas de novembre 1973 (la partie en pointillé de l'hydrogramme théorique constitue une interpolation).

0,680 m³/s. Le débit se maintiendrait alors tant que le réservoir d'intermittence ne serait pas à nouveau rempli. Durant l'étiage de 1973, particulièrement bas dans cette région, le phénomène prévu s'est effectivement produit (fig. 17). Toutefois, le débit s'est stabilisé non pas à la valeur de 0,680 m³/s mais à celle de 0,610 m³/s. Cette différence, qui n'exprimerait en fait qu'une variation de 10 %, peut être due à l'erreur sur les tarages ou à celle réalisée lors des calculs des différents paramètres permettant de déterminer Q_1 et Q_2. Elle peut également correspondre à certains aspects du comportement du karst noyé non encore expliqués. T_R, en effet, a été de 8 jours lors de cette période ; à partir du 4e jour, le débit est passé assez brusquement à 0,620 m³/s. Quoi qu'il en soit, les observations exceptionnelles de l'étiage 1973 ont permis de confirmer à posteriori le bien-fondé du modèle choisi et, par voie de conséquence, de l'interprétation faite sur le comportement du karst noyé.

L'introduction du phénomène d'inertie dans le modèle indiqué traduit un déséquilibre momentané qui apparaît entre l'ensemble du drainage et certains systèmes annexes. On conçoit que ce déséquilibre ne peut réellement avoir lieu que si les apports sont relativement importants et brutaux, créant ainsi une variation importante et rapide de la charge dans le drainage. Si ce n'était pas le cas, les systèmes annexes auraient alors la possibilité de suivre l'évolution de la mise en charge ou de la décharge dans le drain. L'observation confirme ce point de vue ; des piézomètres placés sur des drains et des systèmes annexes traduisent effectivement des différences dans les variations de charge qui affectent ces deux sous-ensembles du karst noyé. Le passage sur modèle réduit conduit aux mêmes conclusions.

Il en résulte que, suivant l'importance et la durée des variations dans le drain, le modèle utilisé sera différent car il faudra tenir compte ou non de l'apparition de phénomènes d'inertie.

3.2.2.2) Cas d'une relation non linéaire entre le débit et la charge.

Dans un souci de simplification des calculs nécessaires à la compréhension de la démarche suivie, seule a été considérée une relation linéaire entre le débit et la charge. En étiage, lors du tarissement et pour les intermittences de Fontestorbes, les vitesses observées sont en accord avec cette hypothèse. Pour les crues et les décrues, les vitesses d'écoulement qui ont pu être mesurées ou calculées incitent obligatoirement à prendre une relation non linéaire entre le débit et la charge. Normalement, il faudrait donc reprendre toutes les démarches envisagées jusque là en introduisant cette condition.

Nous ne l'avons pas fait car cela n'ajoute rien de nouveau au raisonnement déjà établi ; par ailleurs, la recherche d'une fonction de transfert type, basée sur ces modèles devient illusoire. En effet à partir de quel moment peut-on affirmer que la liaison linéaire entre débit et charge est ou n'est plus respectée ? Quand apparaissent exactement les phénomènes d'inertie ? Nous ne possédons pas pour le moment assez d'éléments pour répondre à ces questions et, dans ces conditions, le calcul des nouvelles fonctions ne paraît pas nécessaire.

3.2.3) Conclusion.

Si l'on excepte quelques tentatives relatives à des essais de déconvolution linéaire, les hydrogrammes d'exutoires karstiques n'ont été essentiellement étudiés qu'au niveau de leurs courbes de récession. Ces courbes, soulignons-le, concernent l'hydrogramme réel et non l'hydrogramme unitaire. C'est pourquoi les résultats qui les concernent ne doivent pas être utilisés pour représenter la fonction de transfert mais comme une approche possible de cette représentation.

Jusqu'à ce jour, au cours de l'analyse des courbes de récession, l'accent a été placé sur la mise en évidence de deux types de perméabilité, l'une de conduits et l'autre de fissures. Or, nous avons montré combien ce mode d'analyse était peu justifié tant il ne répond pas à la réalité des faits.

Beaucoup plus riche d'enseignements apparaît la méthode qui consiste à considérer l'hydrogramme comme traduisant un débit de base auquel s'ajoute un écoulement de crue. Ainsi, il est possible de tenir compte du rôle important joué par l'infiltration puisque, de toute façon, elle ne peut pas être purement et simplement supprimée. Dans ces conditions, la nature de l'hydrogramme peut être recherchée à partir de certains cas limites : débit d'infiltration nul (ce qui correspond au tarissement) et débit d'infiltration constant ; l'étude est alors fondée sur des modèles conceptuels simples, notamment en ce qui concerne le karst noyé. Sans qu'il soit possible de pousser l'analyse jusqu'à l'infiltration, les résultats obtenus montrent que, dans le karst noyé, l'opérateur de transfert est constitué d'une famille de fonctions de transferts dépendant des conditions d'alimentation et de l'état de charge de la zone saturée. Utilisant toujours les mêmes symboles, ces familles peuvent être rassemblées en quatre groupes schématisés de la façon suivante :

Z_2 :
- $Z_{2.1}$ perte de charge linéaire, apport ou décharge lent et progressif.
- $Z_{2.2}$ perte de charge linéaire, apport ou décharge brusque et rapide.
- $Z_{2.3}$ perte de charge quadratique, apport ou décharge lent et progressif.
- $Z_{2.4}$ perte de charge quadratique, apport ou décharge brusque et rapide.

Pour $Z_{2.1}$ la fonction exponentielle rend compte de façon satisfaisante des observations.

Pour $Z_{2.2}$ la fonction : $Q_o\, e^{-\alpha t}.(\cos bt + \frac{\alpha}{b} \sin bt)$ paraît convenir.

Pour $Z_{2.3}$ la fonction serait linéaire : $Q_o - \beta t$.

Pour $Z_{2.4}$ le calcul n'a pas été effectué.

Si, à partir de modèles et en comparant avec les données de terrain, il est possible pour certains cas précis de déterminer la forme de ces différentes fonctions de transfert, en revanche, dans l'état actuel de nos connaissances, on ne peut absolument pas savoir quelles sont les limites d'emploi de ces fonctions au niveau de l'hydrogramme. Il faudrait, enfin, pouvoir replacer ces fonctions dans l'équation de déconvolution pour définir Z_1 si tant est que l'opérateur de transfert Z_1 corresponde à une seule fonction et non, lui aussi, à une famille de fonctions.

Ce constat nous a conduit à travailler uniquement sur les courbes de récession. L'analyse part de modèles permettant un traitement préalable, puis l'expression des résultats est fournie grâce à des fonctions empiriques. Cette démarche a été préférée à l'emploi direct de telles fonctions parce qu'elle rend mieux compte des courbes obtenues. L'étude critique réalisée sur les hydrogrammes nous permettra d'expliciter les paramètres physiques utilisés.

3.3) Etude des courbes de récession.

Une revue des méthodes employées a été réalisée par F. R. Hall en 1968. N'utilisant pas les mêmes concepts, nous formulerons les principes qui nous ont guidé.

3.3.1) Principes.

La courbe de récession a été définie comme correspondant à la partie décroissante de l'hydrogramme. Si l'on distingue à l'intérieur du système karstique deux sous-systèmes, l'un étant la zone non saturée avec un débit de sortie q et l'autre la zone saturée avec un débit de sortie Q, la pointe de crue correspond à $q = Q$ et la courbe de récession à l'inégalité $q < Q$.

Rappelons que tant que l'infiltration persiste on parle de décrue ; dès que $q = 0$ il s'agit de tarissement.

Dans notre analyse nous supposerons que la pluie a cessé au moment de la pointe de crue et que, pendant la récession, le système karstique est donc en régime non influencé.

Ne paraissant pas linéaire, le système karstique peut être représenté par la série intégrale de Volterra (J. Amorocho, 1963) dont l'utilisation pose néanmoins des problèmes. C'est pourquoi une approche consiste à prendre le premier terme de la série. Dans ces conditions, *ou bien on suppose le système comme étant linéaire (ce qui est contradictoire avec l'hypothèse de départ), ou bien l'interprétation physique des fonctions utilisées sera différente.*

J. Amorocho (1963) pense qu'un système non linéaire peut être approximé par un système linéaire ; toutefois, les fonctions mises en évidence ne sont plus des invariants dans le temps et, malgré leurs variations, peuvent cependant être regroupées au sein d'une famille qui caractérisera le système étudié. Par ailleurs, la particularité d'un système non linéaire est d'offrir des réponses qui tiennent compte de l'état antérieur du système. Ainsi doit-on rechercher les relations liant à la forme des réponses certains paramètres définissant l'état du système avant les impulsions. L'approximation envisagée peut être matérialisée par l'équation de Volterra :

$$Q_{(t)} = \varphi_{(t)} - \lambda \int_0^t \varphi(\tau)\ q(t-\tau)\ d\tau,$$

où $\varphi_{(t)}$ et $q(t-\tau)$ sont considérées comme une représentation d'une famille de fonctions.
(Cette équation est bien solution du problème posé ; en effet, avec un système linéaire, en écrivant $\varphi_{(t)} = Q_o e^{-\alpha t}$, $\lambda = -\alpha$, $q = C^{te}$, on obtient l'expression classique : $Q = q + (Q_o - q)\ e^{-\alpha t}$).

En dehors du problème de linéarité, les remarques faites à propos de l'hydrogramme indiquent que $\varphi_{(t)}$ est une fonction complexe. $\varphi_{(t)}$ ne prend la forme exponentielle avec certitude qu'au moment du tarissement. Au cours de la décrue, on a tout lieu de penser que $\varphi_{(t)}$ est représenté par une suite de fonctions dont chacune a une plage de validité indéterminable à priori.

$q(t-\tau)$ est une fonction inconnue.

Donnons l'image de l'équation de Volterra en transformée de Laplace :

$$G(p) = F(p) - \lambda\ F(p)\ \Phi(p),$$

d'où :

$$G = F\ (1 - \lambda\Phi) \qquad \text{ou } F = \frac{G}{(1 - \lambda\Phi)},$$

soit une équation à deux inconnues.

Une deuxième approximation consiste à prendre une seule fonction pour $\varphi_{(t)}$ égale à celle que l'on obtient au niveau du tarissement. Ce choix (tout aussi arbitraire que n'importe quel autre) permet cependant de rendre compte de la partie terminale de la courbe ; *c'est dans cette partie seulement que les paramètres de la fonction ont le sens physique déterminé par le modèle.*

Le choix fait pour $\varphi_{(t)}$, donc pour F, permettrait normalement de résoudre l'équation posée plus haut. Mais à partir du moment où les paramètres physiques ne correspondent plus exactement au modèle et que, par voie de conséquence, les fonctions sont plus ou moins empiriques, il paraît important de simplifier au maximum ces fonctions en vue d'une application la plus large possible à des fins de comparaison.

La troisième approximation consistera à déterminer $-\lambda \int_0^t \varphi(\tau) q(t-\tau) d\tau$ sous forme d'une seule fonction $\psi_{(t)}$ dont il sera alors nécessaire de définir la réalité physique des paramètres introduits.

En conclusion, nous utiliserons au niveau de la récession une expression de la forme :

$$Q_{(t)} = \varphi_{(t)} + \psi_{(t)}.$$

$\varphi_{(t)}$ se rapporte essentiellement au karst noyé mais n'a de sens qu'au moment du tarissement.

$\psi_{(t)}$ traduit l'effet de l'infiltration au niveau de l'exutoire (c'est-à-dire la fonction infiltration modulée par son transfert à travers le karst noyé) auquel s'intègre le comportement propre du karst noyé dont ne tient pas compte l'extrapolation de la phase de tarissement à la décrue.

Si le système karstique n'est pas linéaire, les paramètres de ces fonctions seront variables suivant les décrues et les tarissements analysés mais pourront permettre de définir l'allure de la fonction qui caractérisera le type de karst étudié.

3.3.2) Choix des fonctions utilisées pour l'étude des courbes de récession. Signification des paramètres employés.

a) *Fonction* $\varphi_{(t)}$.

Au cours du tarissement, les vitesses réelles de circulation des eaux qui ont pu être mesurées dans de nombreux cas indiquent que la relation débit-charge peut être considérée comme linéaire (cf. paragraphe II, 4.1.3, 1re partie).

Parmi les modèles proposés pour rendre compte du tarissement, celui qui aboutit à la formule de Maillet paraît le mieux convenir au karst noyé. L'établissement de la formule de Tison implique certaines conditions (couche aquifère homogène et isotrope, largeur infinie, substratum imperméable subhorizontal, charge au-dessus du niveau de l'exutoire très faible par rapport à la puissance de l'aquifère), parfois difficilement conciliable avec ce que l'on connaît du karst.

Le traitement de nombreux hydrogrammes confirme le bien-fondé de l'emploi de la fonction exponentielle pour traduire le tarissement.

Soulignons enfin que l'apparition d'une décroissance linéaire des débits lors du tarissement n'est pas forcément l'indice d'un régime turbulent mais, au contraire, d'une vidange exponentielle avec un coefficient de tarissement très faible. En effet, si la fonction exponentielle est développée en série, on constate que pour des coefficients de tarissement voisins ou inférieurs à 1.10^{-3}, cette fonction peut être représentée par le premier terme de la série. Sa représentation est alors celle d'une droite.

Nous utiliserons donc l'exponentielle :

$$\varphi_{(t)} = Q_o\, e^{-\alpha t}.$$

L'énorme avantage de cette fonction réside dans la possibilité de choisir la valeur de Q_o en n'importe quel point de la courbe sans que cela affecte la valeur de α. Ceci est important, car le Q_o donné dans la formule n'a aucun sens physique puisqu'il correspond à l'extrapolation de la courbe de tarissement jusqu'à la pointe de crue. Sachant tout le côté arbitraire de cette extrapolation, pour le calcul des volumes du karst noyé on sera obligé de prendre un autre Q_o en accord avec le sens physique du résultat que l'on cherche à avoir. α est le coefficient de tarissement ; il renseigne sur l'étendue du karst noyé et les pertes de charge qui affectent son écoulement ; ses dimensions sont $[T^{-1}]$; il est l'inverse du temps que met le débit pour décroître de la 0,368e partie de sa valeur initiale.

En général, l'unité adoptée pour les débits est le m^3/s ; celle concernant le temps correspond à un jour, d'où α en j^{-1}.

b) *Fonction* $\psi_{(t)}$.

La fonction $\psi_{(t)}$ est, avant tout, une fonction empirique. Il importe donc d'opter pour une fonction qui dans un souci de comparaison puisse traduire le plus grand nombre possible de courbes observées ; il convient également qu'elle offre un minimum de paramètres afin d'en faciliter l'utilisation.

A cet égard, la fonction homographique convient très bien étant donnée sa possibilité de représenter pratiquement toutes les courbes observées. Les impé-

ratifs posés par la forme de la courbe $\psi_{(t)}$ ont conduit (A. MANGIN, 1970) à déterminer les paramètres de la fonction homographique et à l'exprimer de la manière suivante :

$$\psi_{(t)} = q_0 \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t},$$

définie entre $t_0 = 0$ et $t_i = \frac{1}{\eta'}$, les dimensions de η' et ε étant $[T^{-1}]$.

On constate que $t_i = \frac{1}{\eta'}$, n'est autre que la durée de la décrue. Comme la décrue fait place au tarissement lorsque l'infiltration s'annule, t_i correspond à la durée d'infiltration après le passage de la pointe de crue. C'est pourquoi η' peut être rapporté à la durée ou à la vitesse de l'infiltration. (Le rapport q_0/t_i a été considéré dans les travaux antérieurs ; que l'on prenne $\eta' = 1/t_i$ ou $\eta = q_0/t_i$ ne change absolument rien aux interprétations ; dans le premier cas cela permet d'exprimer l'équation $\psi_{(t)}$ sous une forme facilitant les comparaisons).

Le coefficient ε qui caractérise l'importance de la concavité de la courbe a été appelé *coefficient d'hétérogénéité* ; lorsqu'il est élevé, il montre que la décrue d'abord très rapide se ralentit ensuite considérablement.

Le fait d'avoir extrapolé la courbe $\varphi_{(t)}$ à la décrue est, comme nous l'avons dit, artificiel. Cela a paru nécessaire, car sinon on obtenait pour $\psi_{(t)}$ une fonction plus complexe et moins maniable.

Si l'on compare l'hydrogramme d'une source karstique à l'hydrogramme d'un cours d'eau de surface, $\varphi_{(t)}$ est assimilé au débit de base et $\psi_{(t)}$ à l'écoulement de crue. Poursuivons la comparaison : pour les rivières subaériennes : $\psi_{(t)}$ correspondrait au ruissellement sur l'ensemble de l'impluvium, au niveau de la rivière et de ses affluents ; dans le karst, $\psi_{(t)}$ donnera essentiellement l'image de l'infiltration et de son écoulement au niveau du drainage : on parlera d'« infiltration » (entre guillemets). $\varphi_{(t)}$ est relatif à la mise en réserve ou à l'écoulement des systèmes annexes capacitifs et peu transmissifs.

Il en découle que le Q_0 de $\varphi_{(t)}$ n'est pas exactement le débit initial du karst noyé au moment de la décrue et que le maximum de débit pour la réserve n'est pas situé au moment où passe la pointe de crue, des systèmes annexes pouvant continuer à être alimentés alors que la décrue s'est amorcée ; ajoutons enfin, qu'entre le moment de la pointe du débit de base et le tarissement, la courbe a de grandes chances de ne pas être une exponentielle à cause des phénomènes d'inertie et des pertes de charge quadratiques. Cependant $\varphi_{(t)}$ peut être considéré comme une bonne approche du débit de base. Par voie de conséquence, dans $\psi_{(t)}$, q_0 ne représente pas exactement le débit de l'infiltration au moment où la décrue intervient.

Dans l'expression de $\psi_{(t)}$, $\frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$ est indépendant de l'amplitude de la crue et ne fait intervenir que deux paramètres, η' et ε. Construisons la courbe $y = \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$ pour plusieurs décrues ; si le système karstique n'est pas linéaire, et en fonction des apports au karst, on obtient plusieurs courbes y_1, y_2, y_3... ; la famille Y formée par l'ensemble de ces courbes pourra caractériser le type de karst étudié. A cette fin, nous avons indiqué (fig. 18) un certain nombre de courbes y avec des valeurs de η' et ε différentes, qui balayent l'ensemble de la plage des représentations possibles des décrues observées.

Toujours dans ce même souci de comparaison entre plusieurs types d'hydrogrammes, le temps T relatif à la diminution d'un pourcentage donné du débit initial q_0 a été calculé à partir de η' et ε. On peut penser qu'il s'agit là d'une approche acceptable de la manière dont s'effectue la décrue. Ainsi :

après un temps $T = \frac{1}{\varepsilon + 2\,\eta'}$, le débit initial a diminué de 50 % ;

après un temps $T = \frac{2}{\varepsilon + 3\,\eta'}$, le débit initial a diminué de 66 % ;

après un temps $T = \frac{3}{\varepsilon + 4\,\eta'}$, le débit initial a diminué de 75 % ;

après un temps $T = \frac{4}{\varepsilon + 5\,\eta'}$, le débit initial a diminué de 80 % ;

après un temps $T = \frac{19}{\varepsilon + 20\,\eta'}$, le débit initial a diminué de 95 % ;

après un temps $T = \frac{99}{\varepsilon + 100\,\eta'}$, le débit initial a diminué de 99 %.

3.3.3) Volume dynamique. Capacité d'emmagasinement et coefficient d'emmagasinement. Discussion sur le calcul de la transmissivité.

3.3.3.1) VOLUME DYNAMIQUE.

Par volume dynamique nous considérons le volume du karst noyé dont l'écoulement détermine les variations de débit Q à l'exutoire. En régime non in-

fluencé, le volume global pris à partir d'un temps t_o est donné par la relation :

$$V = \int_o^\infty Q\, dt.$$

Partant de ce volume initial au temps t le volume écoulé est de :

$$V_t = \int_o^t Q_o\, e^{-\alpha t} = \frac{Q_o}{\alpha}\, C\, (1 - e^{-\alpha t}).$$

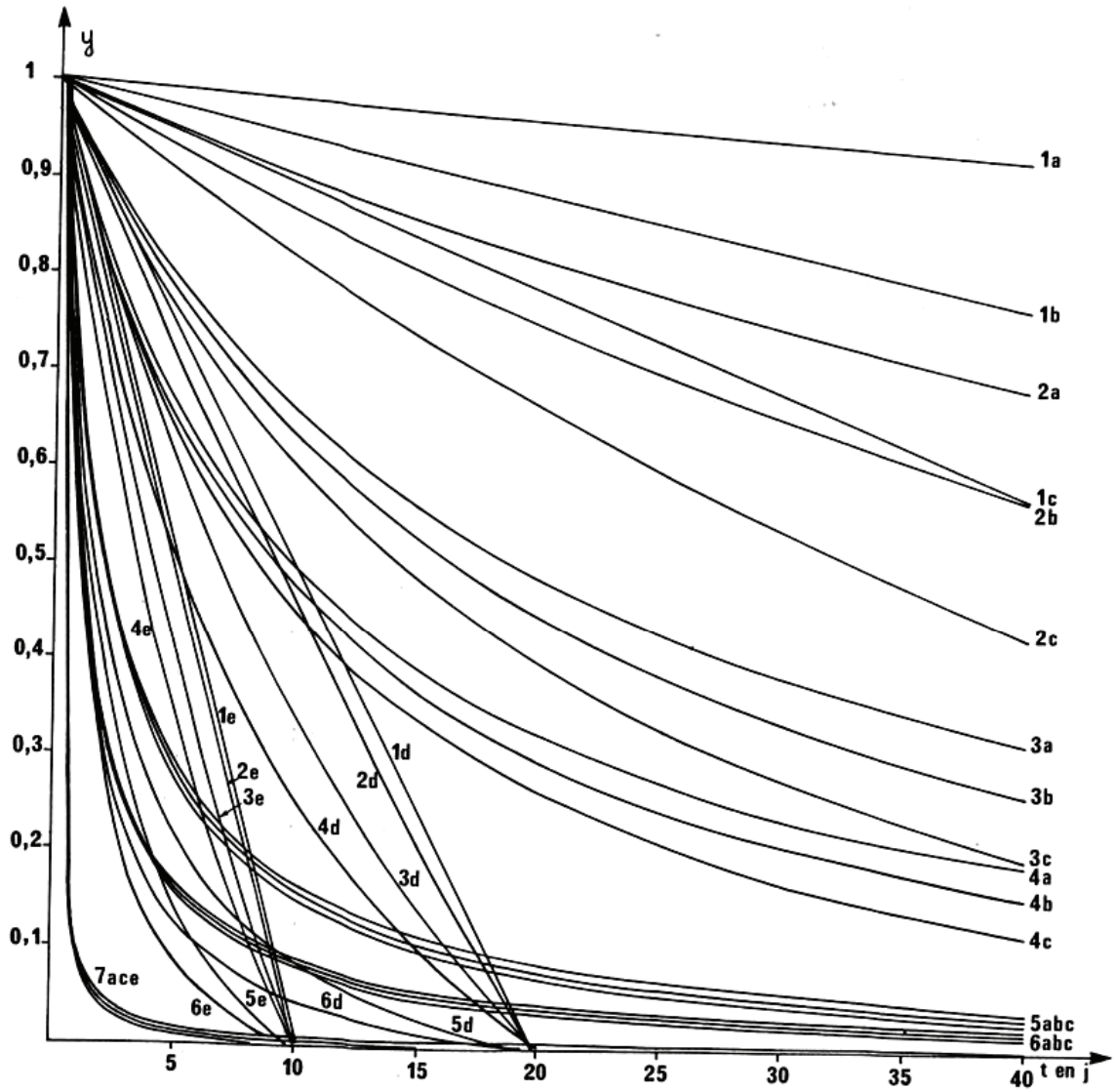


FIG. 18. — Graphe représentant la forme de la décrue (fonction $y = f(t)$) pour différentes valeurs des paramètres η' et ε. Les courbes a correspondent à $\eta' = 0{,}001$, b à $\eta' = 0{,}005$, c à $\eta' = 0{,}01$, d à $\eta' = 0{,}05$ et e à $\eta' = 0{,}1$; les courbes 1 sont relatives à $\varepsilon = 0{,}001$, 2 à $\varepsilon = 0{,}01$, 3 à $\varepsilon = 0{,}05$, 4 à $\varepsilon = 0{,}1$, 5 à $\varepsilon = 0{,}5$, 6 à $\varepsilon = 1$, 7 à $\varepsilon = 10$.

D'après l'expression choisie pour le débit de base, soit $Q = Q_o\, e^{-\alpha t}$, nous avons :

$$V = \int_o^\infty Q_o\, e^{-\alpha t} = \frac{Q_o}{\alpha}\, C,$$

où C est une constante qui tient compte du fait qu'en général α et Q_o ne sont pas pris dans la même unité. Ainsi, lorsque Q_o est exprimé en m^3/s et α en jours : $C = 86\,400$.

A l'aide de ces formules, on peut connaître en fonction du temps le pourcentage du volume dynamique écoulé :

$$\%\ V = (1 - e^{-\alpha t})\ 100.$$

La figure 19 indique quelles sont les valeurs de % V en fonction du temps pour un certain nombre de coefficients α répartis dans l'intervalle de variations observées pour les aquifères karstiques.

Dans nos régions, l'étiage proprement dit ne dépasse guère trois mois ; on constate qu'en l'absence d'alimentation durant une telle période la totalité du volume dynamique se serait écoulée pour $\alpha = 0{,}05$; toujours dans les mêmes conditions, et pour $\alpha = 0{,}01$, près de 60 % de volume se serait éliminé ; pour $\alpha = 0{,}005$ et $\alpha = 0{,}001$, respectivement 35 % et moins de 10 % de ce volume se seraient écoulés.

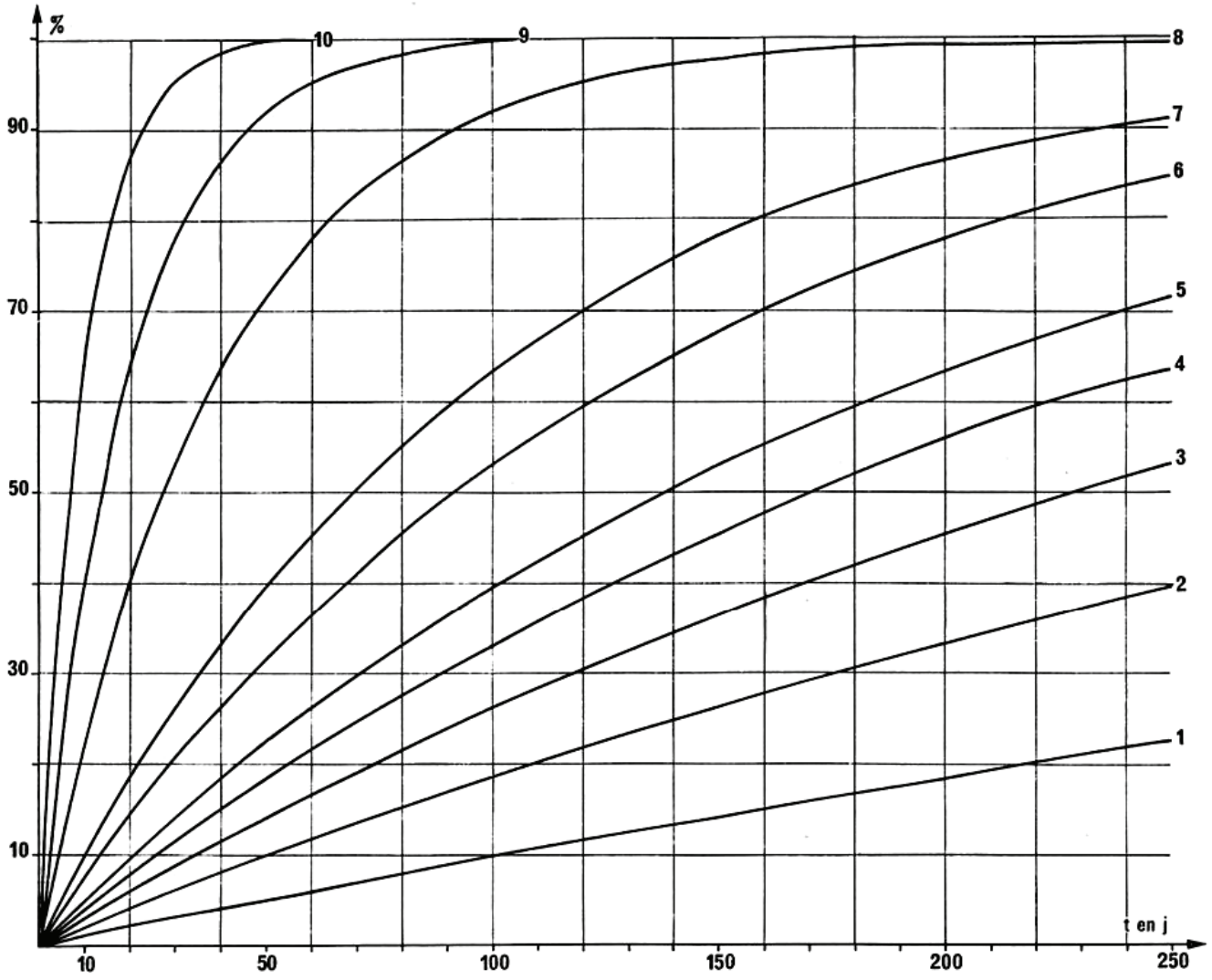


FIG. 19. — Graphe représentant le pourcentage de volume dynamique écoulé en fonction du temps. La courbe 1 correspond à $\alpha = 1.10^{-3}$, 2 à $\alpha = 2.10^{-3}$ 3 à $\alpha = 3.10^{-3}$, 4 à $\alpha = 4.10^{-3}$, 5 à $\alpha = 5.10^{-3}$, 6 à $\alpha = 7{,}5.10^{-3}$, 7 à $\alpha = 1.10^{-2}$, 8 à $\alpha = 2{,}5.10^{-2}$, 9 à $\alpha = 5.10^{-2}$, 10 à $\alpha = 1.10^{-1}$.

Les calculs du volume dynamique sont faits à partir de Q_o. *Si l'on prend comme point de départ le moment où le tarissement est effectif, le volume dynamique déterminé est une réalité* ; il correspond au volume d'eau du karst noyé en mouvement dont dépend le débit à l'exutoire. Le Q_o pris au moment de la pointe de crue est fictif, d'après les considérations énoncées précédemment. Or, c'est à partir de ce point que la plupart des auteurs calculent le volume dynamique ; la valeur ainsi obtenue ne saurait être considérée comme une estimation des réserves du karst noyé. C'est pourquoi tout autre procédé conduisant à une quantification des réserves n'est jamais en accord avec ce qu'indiquent ces calculs.

Nous choisirons donc comme point de départ le moment où le tarissement devient une certitude pour effectuer l'évaluation du volume dynamique.

Une autre difficulté intervient dans l'estimation du volume dynamique ; il s'agit de l'erreur importante qui peut s'introduire en raison de l'imprécision des mesures de débits.

Calcul d'erreur sur le coefficient α et la valeur du volume dynamique.

Le calcul de α est établi de la façon suivante :

$$\alpha = \frac{\text{Log } Q_1 - \text{Log } Q_2}{t_2 - t_1},$$

Q_1 et Q_2 étant les débits aux temps t_1 et t_2.

Appelon $\Delta\alpha$ l'erreur absolue sur α et δQ les erreurs relatives sur les débits et prenons le cas le plus défavorable où l'erreur s'ajouterait sur Q_1 et se retrancherait sur Q_2.

$$\alpha + \Delta\alpha = \frac{\text{Log } (Q_1 + Q_1\,\delta Q) - \text{Log } (Q_2 - Q_2\,\delta Q)}{t_2 - t_1}$$

$$\alpha + \Delta\alpha = \frac{\text{Log } \dfrac{Q_1}{Q_2}}{t_2 - t_1} + \frac{\text{Log } \dfrac{1 + \delta Q}{1 - \delta Q}}{t_2 - t_1},$$

or :

$$\alpha = \frac{\text{Log } \dfrac{Q_1}{Q_2}}{t_2 - t_1},$$

d'où :

$$\Delta\alpha = \frac{2{,}30 \log \dfrac{1 + \delta Q}{1 - \delta Q}}{t_2 - t_1}.$$

Dans cette formulation, on constate que l'erreur absolue sur α est indépendante des valeurs de Q_1 et Q_2.

L'erreur relative sur le coefficient α est :

$$\delta\alpha = \frac{2{,}30 \log \dfrac{1 + \delta Q}{1 - \delta Q}}{\alpha\,(t_2 - t_1)}.$$

L'erreur relative sur le volume dynamique a pour valeur :

$$\delta V = \delta Q + \frac{2{,}30 \log \dfrac{1 + \delta Q}{1 - \delta Q}}{\alpha\,(t_2 - t_1)}.$$

Prenons, par exemple, un coefficient α de 0,003, déterminé sur un temps de 30 jours. Si δQ est de 3 %, on obtient :

$$\delta V = 0{,}03 + \frac{2{,}30 \log \dfrac{1 + 0{,}03}{1 - 0{,}03}}{3.10^{-3} \times 30} = 69{,}7\ \%.$$

Ainsi, pour des coefficients de tarissement faibles, on constate que l'erreur sur le volume dynamique peut être considérable. Dans ces conditions et pour obtenir une bonne estimation de ce volume, il est nécessaire de rechercher une très grande précision sur la détermination des débits. Il ne convient plus de se contenter de déterminer les points Q_1 et Q_2 à partir de la courbe de tarage dont nous avons vu (paragraphe 2.3.2.3, 2e partie) que la précision pour les valeurs faibles de débits n'était pas excellente ; de nouveaux jaugeages doivent être réalisés pour améliorer la précision des débits qui seront utilisés lors de l'établissement de la courbe de tarissement. Nous avons choisi le cas le plus défavorable où les erreurs sur Q_1 et Q_2 ne s'effectueraient pas dans le même sens. Cette éventualité est possible ; en effet, on peut surestimer un débit supérieur à 100 l/s et sous-estimer un débit inférieur à 100 l/s. Quand le tarissement apparaît pour des valeurs de cet ordre, on se place dans un cas très défavorable.

3.3.3.2) Capacité d'emmagasinement et coefficient d'emmagasinement.

Compte tenu des problèmes posés par les calculs réels des réserves dans le karst, la capacité d'emmagasinement telle qu'elle a été définie par G. Castany (1968) ne saurait être déterminée par la connaissance du coefficient de tarissement. Par voie de conséquence, il en est de même de l'indice d'emmagasinement.

C'est pourquoi nous envisagerons maintenant les relations entre le volume dynamique et le coefficient d'emmagasinement.

En nappe libre S = ω (S étant le coefficient d'emmagasinement et ω la porosité effective). En nappe captive, d'après S. W. Lohman (1972), le coefficient d'emmagasinement S (cf. 1re partie) est égal à :

$$S = \rho\, g\, \omega\, e\, (\chi + \alpha). \qquad (6)$$

En prenant pour l'eau la température de 10°C : $\rho\, g\, (\chi + \alpha) = 5.10^{-6}\ m^{-1}$. La porosité ω correspond au rapport du volume de vide où l'eau circule sur le volume total et l'élément aquifère considéré. En première approximation, nous dirons qu'à un moment donné ce volume de vide peut être évalué par le volume dynamique (V). Supposons une couche aquifère d'épaisseur constante et appelons A l'aire du karst noyé au moment choisi :

$$\omega = \frac{\text{Volume dynamique}}{A\,e} = \frac{Q_o\ C}{\alpha e\ A},$$

d'où :

$$S = \frac{Q_o\ C}{\alpha\ A} \times 5.10^{-6} = \frac{V}{A}\ 5.10^{-6}.$$

Q_o étant en m^3/s, α en j^{-1}, C = 86 400 ; ainsi :

$$S = \frac{0{,}432\ Q_o}{\alpha\ A}.$$

(6) Dans les formules où $\rho g\, (\chi + \alpha)$ intervient, et uniquement dans ces formules, α représente le coefficient de compressibilité du milieu. Il ne faut donc pas le confondre avec le coefficient de tarissement.

Cette formule permet de calculer le coefficient d'emmagasinement pour différents débits à condition de connaître l'étendue du karst noyé. Elle met en évidence le fait que le coefficient de tarissement est proportionnel à Q_o et inversement proportionnel au coefficient de tarissement et à l'étendue du karst noyé.

3.3.3.3) Discussion sur le calcul de la transmissivité.

B. Mijatovic (1968, 1974) propose de calculer la transmissivité à partir du volume dynamique. Pour cela il suppose, comme nous-même, que l'épaisseur de la zone saturée est constante. En appelant V_t le volume vidange au temps t et A la surface du karst noyé, nous pouvons déterminer à tout moment la variation Δ_r du niveau de la surface des hydrohypses, à condition que cette dernière s'abaisse partout de la même valeur. On a alors :

$$\Delta_r = \frac{V_t}{A} = \frac{C}{A\alpha} Q_o (1 - e^{-\alpha t}).$$

B. Mijatovic considère que Δ_r peut être assimilé au rabattement de la nappe karstique au cours d'un pompage en prenant un débit variable. Il utilise alors la formule d'approximation logarithmique.

La somme des simplifications pour en arriver là est telle que l'on se demande quelle peut bien être la signification réelle du paramètre T (transmissivité) qui est défini ? En effet, ces simplifications ont trait aux équations différentielles (aquifère captif... cf. paragraphe II, 3, 1re partie) et à l'intégration de ces équations à l'approximation logarithmique ; elles deviennent très importantes lorsque l'auteur utilise la formule pour des débits variables. L'évolution du débit en fonction du temps n'est pas linéaire mais exponentielle ; même en supposant toutes les autres simplifications acceptables, l'équation de convolution prenant en compte la variation du débit aboutit à une formulation complexe.

La représentativité d'une transmissivité dans un aquifère karstique étant très discutable, il n'est pas apparu opportun d'effectuer des recherches dans cette voie. Il n'en demeure pas moins que le calcul réalisé par B. Mijatovic est très discutable. En effet, cet auteur assimile la fonction $\Delta_r = f(t)$ à une fonction logarithmique alors que l'on sait que $\Delta_r = \frac{CQ_o}{A\alpha}(1 - e^{-\alpha t})$. Une telle équation ne peut être approximée par une fonction logarithmique que pour α voisin de 0,05 à 0,1 ce qui est rarement le cas des aquifères karstiques étudiés. Reprenons l'un des exemples cités par B. Mijatovic (1968) et qui concerne la source Safa. L'équation de tarissement proposée est la suivante :

$$Q = 2{,}1\ e^{-0{,}0056\ t}.$$

Ne discutons pas la valeur du Q_o choisi. Pour V et les différents Δ_r nous avons obtenu des valeurs voisines de celles données par l'auteur.

	Valeurs calculées	Valeurs données par B. Mijatovic
V	$32{,}4.10^6$ m³	$32{,}06.10^6$ m³
Δ_r 30 j	72 mm	69 mm
Δ_r 60 j	132 mm	125 mm
Δ_r 90 j	183 mm	179 mm
Δ_r 120 j	226 mm	228 mm
Δ_r 135 j	246 mm	236 mm

Portons en ordonnées arithmétiques et en abscisses logarithmiques la fonction $\Delta_r = f(t)$; le graphique obtenu n'est pas une droite mais une courbe comme la formule établie plus haut le laissait prévoir (fig. 20).

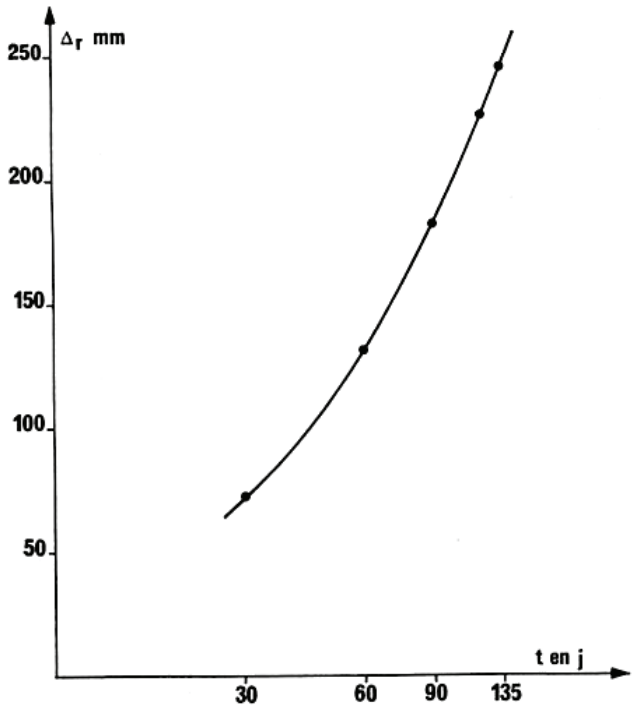


Fig. 20. — Variation du niveau théorique du karst noyé en fonction du temps pour le système karstique de la source Safa (Liban) (Courbe établie à partir de l'étude d'un tarissement réalisé par B. Mijatovic).

Le coefficient d'emmagasinement serait, avec les valeurs fournies :

$$S = \frac{0{,}432\ Q_o}{\alpha A} = \frac{0{,}432 \times 2{,}1}{0{,}0056 \times 70.10^6} = 2{,}3\ 10^{-6}.$$

Cette valeur de S semble un peu faible pour les calcaires. Pour une zone saturée de 50 m de puissance, ω serait de 0,9 %. Ceci peut être dû au fait que la superficie A choisie est celle de l'impluvium et non du karst noyé.

De toute manière, on est loin de la valeur annoncée par B. MIJATOVIC : S = 0,21. Pour une porosité effective de 10 % par exemple, il faudrait une puissance de la zone saturée de 420 km. Ou alors faut-il admettre que la nappe n'est pas captive, ce qui serait en contradiction avec les hypothèses des formulations utilisées. En dehors du problème de l'obtention de S, la signification de ce paramètre serait celle d'une porosité effective de 21 %.

D'après nos calculs, la porosité effective serait :

$$\omega = \frac{86400 \times 2{,}1}{e \times 0{,}0056 \times 70.10^6} = \frac{0{,}463}{e},$$

soit ω = 0,9 % pour une zone saturée de 50 m et ω = 4,6 % pour une zone saturée de 10 m.

Il nous a paru particulièrement important d'insister sur cette tentative de rapprocher la transmissivité du coefficient de tarissement. En effet, en milieu poreux, l'aquifère est déterminable par la connaissance des transmissivités et des coefficients d'emmagasinement ; en aquifère karstique, la seule démarche réalisée réside souvent dans une étude des courbes de tarissement. Si l'on pouvait trouver une relation entre transmissivité et coefficient d'emmagasinement, des comparaisons deviendraient possibles. C'est pourquoi, il a paru nécessaire de noter l'inexactitude de la méthode proposée.

3.3.4) Applications.

Le principe de l'étude des courbes de récession et de la méthodologie mise en œuvre ayant été défini, il importe maintenant d'analyser quelques exemples afin de préciser la représentativité des paramètres choisis et les renseignements qu'ils peuvent fournir sur le fonctionnement de l'aquifère.

3.3.4.1) Détermination des paramètres.

La formule employée pour l'analyse de courbe de récession :

$$Q = Q_{R_o}\ e^{-\alpha t} + q_o \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t},$$

comporte trois paramètres : α, η' et ε.
L'analyse n'est vraiment possible que si le tarissement a lieu, d'où une limite d'emploi de cette méthode.

Lors du tarissement, $q^* = 0$; l'équation devient :

$$Q = Q_{R_o}\ e^{-\alpha t}.$$

Portons Q en coordonnées logarithmiques et t en coordonnées arithmétiques. Dès le moment où les points s'alignent on peut penser que $q^* = 0$ et que le tarissement s'effectue ; graphiquement, ou par le calcul, on détermine Q_{R_o} et α :

$$\alpha = \frac{\log Q_1 - \log Q_2}{0{,}4343\ (t_2 - t_1)},$$

en choisissant les points Q_1 et Q_2 les plus éloignés. Le calcul de α est très délicat puisque, comme nous l'avons noté au niveau du calcul d'erreur sur α et le volume dynamique, de l'incertitude sur Q_1 et Q_2 peut provenir une grande incertitude sur α. Pour le calcul du volume dynamique nous prendrons Q_o débit à la source lorsque $q^* = 0$; le volume dynamique ainsi obtenu est celui qui s'écoulera à partir de ce moment-là.

La courbe $Q_{R_o}\ e^{-\alpha' t}$ étant construite, on détermine point par point la courbe $\psi(t)$. Comme il faut vérifier que l'utilisation de $q_o \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$ donne un bon ajustement, on réalise un changement de variable pour linéariser la fonction :

$$-Y = \frac{t_i - t}{q^*},$$

$q^* = q_o \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$; t_i correspond au temps au bout duquel $q^* = 0$,

$$\eta' = \frac{1}{t_i}. \qquad \varepsilon = \frac{q_o - q^*}{q^* t} - \frac{\eta' q_o}{q^*}.$$

Pour le calcul de ε on choisira des points présentant un bon alignement sur la droite obtenue par changement de variable.

q_o représente la différence entre le débit Q_o de l'exutoire pour $t = 0$ et Q_{R_o}.

3.3.4.2) Système du Baget.

De 1968 à 1973, six courbes de récession ont été étudiées sur le système karstique du Baget. Les principaux paramètres établis à partir de ces courbes figurent dans le tableau 21.

Nous donnerons un seul exemple de la démarche suivie à l'aide de la figure 21 relative à l'étiage de 1969 ; elle correspond à l'une des courbes de récession dont l'analyse présente peu de difficultés. Pour les autres étiages, les renseignements sont fournis dans l'annexe de la 2e partie.

En règle générale, au cours d'une décrue apparaissent de petites crues qui obligent d'interpoler la courbe de récession à étudier.

Pour 1968, le point de départ choisi est le 19 juin ; la fin du tarissement intervient le 2 novembre, soit une durée totale de 136 jours. Du 29 juillet au 21 août, puis du 21 septembre au 8 octobre, deux crues ont perturbé le tarissement.

Pour 1969, le point de départ est situé le 29 juillet et la fin du tarissement intervient le 3 décembre, soit une durée totale de 127 jours. Deux crues perturbatrices sont apparues, l'une du 15 au 29 septembre, l'autre du 1 au 18 octobre.

Pour 1970, le 19 juin marque le jour de départ et le tarissement cesse le 5 janvier 1971, soit une durée totale de 200 jours. Du 21 octobre au 22 décembre plusieurs crues ont interrompu le tarissement.

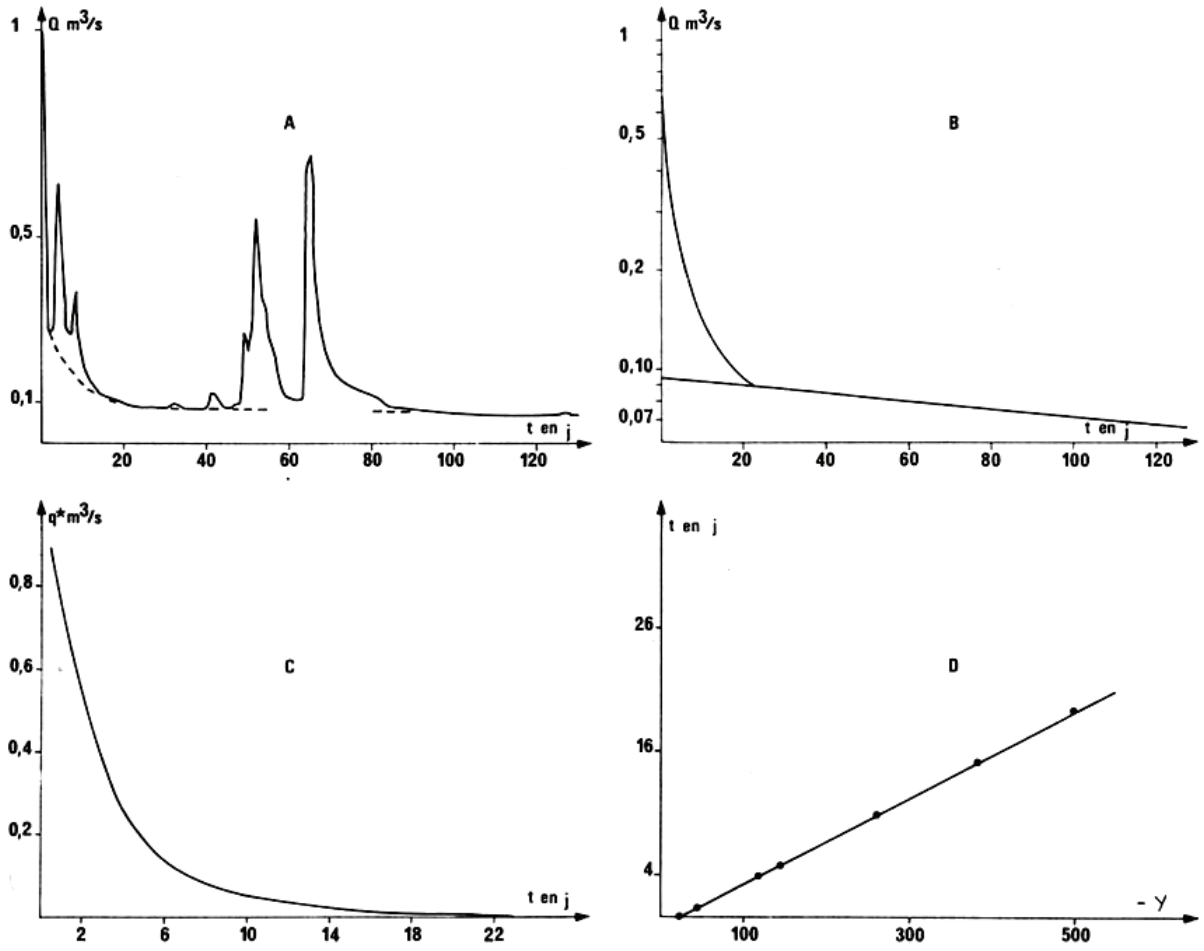


FIG. 21. — Analyse de la décrue et du tarissement du Baget lors de l'étiage 1969. A : hydrogramme de la période étudiée (29 juillet au 3 décembre 1969). B : le même hydrogramme simplifié et en coordonnées semi-logarithmiques. C : fonction $\Psi(t)$ correspondant à l'hydrogramme étudié. D : linéarisation de cette fonction $\Psi(t)$.

TABLEAU 21.

Baget : paramètres obtenus à partir des courbes de récession.

Tarissements	Q_o m³/s	QR_o m³/s	q_o m³/s	Q'_o m³/s	t_1 jours	α	η'	ε	V m³
1968	2,555	0,105	2,450	0,091	63	0,0022	0,0159	0,534	$3{,}6 \cdot 10^6$
1969	1,140	0,092	1,048	0,087	23	0,0025	0,043	0,519	$3 \cdot 10^6$
1970	1,280	0,150	1,130	0,102	39	0,00999	0,026	0,707	$0{,}88 \cdot 10^6$
1971	4,450	0,143	3,660	0,105	45	0,0069	0,022	0,815	$1{,}3 \cdot 10^6$
1972	3,400	0,123	3,277	0,106	36	0,0041	0,0278	2,2	$2{,}2 \cdot 10^6$
1973	0,190	0,065	0,125	0,063	12	0,0030	0,083	0,8	$1{,}8 \cdot 10^6$

Pour 1971, la décrue débute le 6 juin, la fin du tarissement se termine le 8 novembre. Les perturbations de fin juin et de fin septembre sont beaucoup moins importantes que pour les trois exemples précédents.

En 1972, des crues se succèdent en mai, juin, juillet et août ; peu importantes, elles interdisent cependant l'étude de la récession ; c'est à partir du 15 septembre que l'analyse peut être effectuée (la crue de la mi-septembre étant une crue bien isolée). La décrue et le tarissement interviennent ensuite jusqu'au 25 janvier, soit une durée de 71 jours.

En 1973, le phénomène est analogue à celui observé en 1972. Le tarissement consécutif à la crue du 13 novembre dure jusqu'au 28 novembre ; la récession est de 15 jours.

Les résultats fournis dans le tableau 21 appellent un certain nombre de remarques :

1° A partir de 1970, le coefficient de tarissement semble suivre une évolution continue. L'année 1969 est marquée par un étiage très prononcé. On a noté (paragraphe 3.2.4, 2e partie) que les années 1970, 1971, 1972 avaient été pluvieuses ; le coefficient de tarissement reste élevé durant toute cette période ce qui indique un volume dynamique plus faible qu'en 1969. Ceci est en accord avec les conclusions établies dans l'étude du système du Baget où une relation avait pu être mise en évidence entre l'importance des réserves et la valeur du coefficient de tarissement. Lorsque l'on associe la variation de ce coefficient et l'évolution des réserves, on est conduit à admettre que, pour le Baget, le coefficient de tarissement est de l'ordre de 0,0020 à 0,0025 si les réserves sont complètes. Un fort étiage éliminant une grande partie des réserves se ressent pendant plusieurs années ; dans l'exemple qui nous occupe il a fallu 4 ans avant que celles-ci puissent se reconstituer ; ceci reste vrai quelle que soit la pluviosité de la période qui succède au fort étiage. *Le karst noyé apparaît ainsi comme un « système à mémoire ».*

2° Le volume dynamique calculé est très variable d'un cycle hydrologique à l'autre. Il est certain que les valeurs obtenues ne représentent pas l'état réel de la réserve puisque le tarissement intervient au plus tôt en juillet alors que, nous l'avons dit, l'alimentation des réserves est pratiquement nulle depuis mai. Au cours de ce laps de temps (2 à 3 mois d'après les exemples traités), le volume dynamique aurait diminué de 20 à 50 % (cf. fig. 19). Apportons une correction tenant compte de cet abaissement : malgré cela, les volumes dynamiques restent très variables suivant les cycles. Si ces fluctuations, au demeurant très importantes, sont imputables aux gains ou aux déficits des réserves, elles doivent nécessairement déséquilibrer les bilans hydrologiques. Il n'en est rien. Il faut donc admettre d'autres explications. Nous retiendrons deux hypothèses : au moment de la décrue les lois d'écoulement au niveau du karst noyé sont responsables de ces fluctuations, ou alors, à cause des discontinuités existant dans l'aquifère, *la participation des volumes d'eau en réserve à la dynamique des écoulements est variable suivant l'état du karst noyé.* Les considérations établies grâce à l'étude des variations du coefficient de tarissement conduisent à opter pour cette dernière hypothèse.

3° Choisissons, par exemple, un volume dynamique de l'ordre de $3{,}6.10^6$ m³ et calculons le coefficient d'emmagasinement possible ainsi que la porosité. Ces valeurs seront approchées puisqu'on suppose l'épaisseur de la zone saturée constante. D'après les observations de terrain, on peut estimer que le karst noyé du Baget s'étend jusqu'au niveau de la Hille (cf. paragraphe 3.2, 2e partie) soit sur environ 1 km². Dans ces conditions :

a)

$$S = \frac{3{,}6.10^6 \times 5.10^{-6}}{1.10^6} = 1{,}8.10^{-5} ;$$

nous avons noté (cf. paragraphe II, 4.4.2.1, 1re partie) que le phénomène de marée était visible pour des coefficients d'emmagasinement de l'ordre de 1.10^{-5} ; ce phénomène apparaît nettement au Baget et cela est en accord avec le coefficient d'emmagasinement trouvé. Il semblerait ainsi que l'aquifère du Baget se comporte comme un aquifère captif.

b)

$$\omega = \frac{3{,}6.10^6}{e \times 1.10^6} = \frac{3{,}6}{e}.$$

Si l'on admet une puissance du karst noyé de l'ordre de 30 à 40 m, la porosité effective serait de 10 % environ. Une porosité de 0,2 % nécessiterait une puissance de la zone saturée de 180 m environ ce qui, dans le cas du Baget, est inacceptable. Une autre possibilité consiste à retenir une étendue du karst noyé beaucoup plus importante ; cette éventualité n'est pas confirmée par l'observation de terrain.

L'ensemble de ces données incite à distinguer trois types de vides dans le karst :

— *Le réseau de drainage,* qui si l'on se rapporte aux calculs faits pour le massif du Saoudière (Ariège) (cf. paragraphe I, 4.3.3., 1re partie) ne pourrait dépasser 0,2 % (rapport entre les vides relatifs aux conduits de drainage et l'ensemble du volume de l'aquifère). Ces vides ne sauraient renfermer un grand volume d'eau mais, en revanche, jouent un rôle essentiel dans la dynamique des écoulements.

— *La porosité au sens strict,* qui d'après les mesures effectuées sur les calcaires du Baget est de l'ordre de 2 %.

— *Les vides karstiques hors drainage,* qui représenteraient le volume de vide le plus important et seraient responsables d'un ω voisin de 10 %. Les fronts de coupe des carrières montrent qu'effectivement les calcaires renferment des vides importants disséminés dans la roche. Toutefois les liaisons entre ces vides qui contiennent de grandes quantités d'eau, sont très difficiles et à fortes pertes de charge ; par voie de conséquence, ces vides ont un rôle mineur dans la dynamique des écoulements.

Ainsi, le paramètre ω n'est pas exactement assimilable à une porosité, tout au moins dans le sens qui lui est donné en milieu poreux. Par ailleurs, ce sont les vides karstiques qui sont primordiaux dans les problèmes d'écoulement et qui, de toute façon, déterminent l'originalité de l'aquifère karstique. Or il n'est pas possible dans les calculs de scinder la porosité des vides karstiques. Il est donc nécessaire de trouver un seul terme pour désigner ω. *Nous l'appelerons p.v.k.* (7) *car il correspond non seulement à la porosité mais aussi aux vides karstiques ainsi d'ailleurs qu'à toute fissuration ouverte.*

Le p.v.k. n'est pas synonyme de l'indice de cavernement ; ce dernier terme en effet ne semble pas inclure la porosité qui, malgré tout, est loin d'être négligeable.

De même la distinction faite ici n'est pas analogue à celle proposée par Ph. RENAULT (1959), et reprise par H. SCHOELLER (1962, 1965), où sont opposés réseaux de conduits et réseaux de fentes. En effet, les conduits se rencontrent aussi bien au niveau du

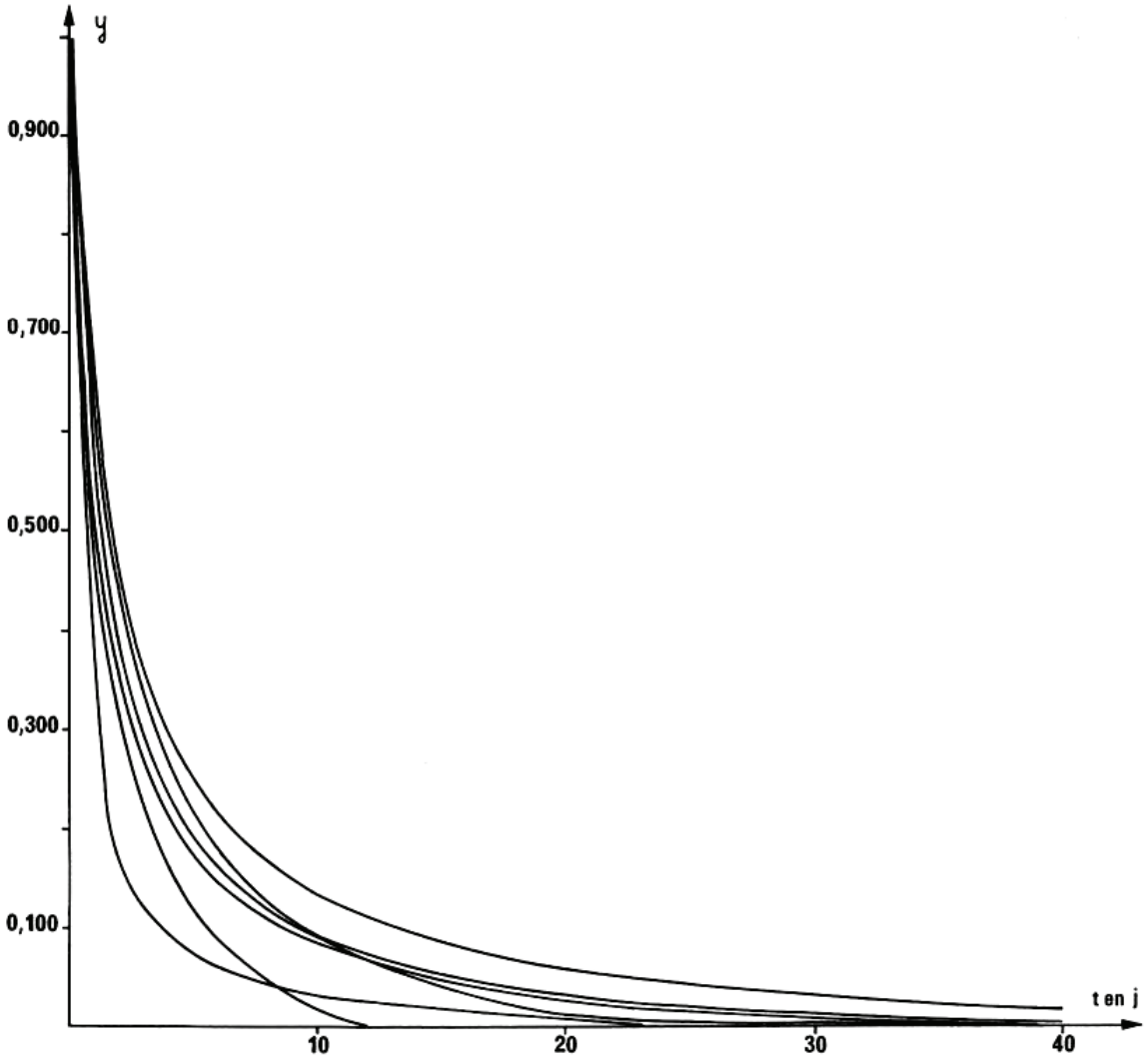


FIG. 22. — Graphe ($y = f(t)$) représentant la forme des six décrues étudiées sur le Baget.

(7) p. v. k. : p. pour porosité (porosité effective de la roche en dehors des effets de la karstification) et v. k. pour vides karstiques.

drainage qu'en dehors ; si certains vides karstiques sont des fentes à peine élargies, les fentes et les fissures ne paraissent pas intégrer la porosité de la roche.

4° Afin d'étudier les coefficients η' et ε nous avons construit les courbes $y = \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$ (fig. 22). Ces courbes offrent une assez forte dispersion, mais on

TABLEAU 22.

Aliou : paramètres obtenus à partir des courbes de récession.

Tarissements	Q_o m³/s	Q_{R_o} m³/s	q_o m³/s	Q'_o m³/s	t_1 jours	α	η'	ε	V m³
1969 a	0,850	0,047	0,803	0,027	11,5	0,048	0,087	4,4	48600
1969 b	3,040	0,040	3,000	0,022	17	0,034	0,059	10,45	55900
1969 c	4,700	0,046	4,654	0,029	13	0,035	0,077	12,7	71580
1970	0,485	0,030	0,455	0,019	14	0,033	0,071	6,9	49740
1971	6,700	0,044	6,656	0,020	32	0,025	0,031	9,2	69120
1972	7,450	0,023	7,427	0,015	13	0,034	0,077	32,7	38120
1973	1,680	0,036	1,644	0,028	10	0,0254	0,100	16	95240

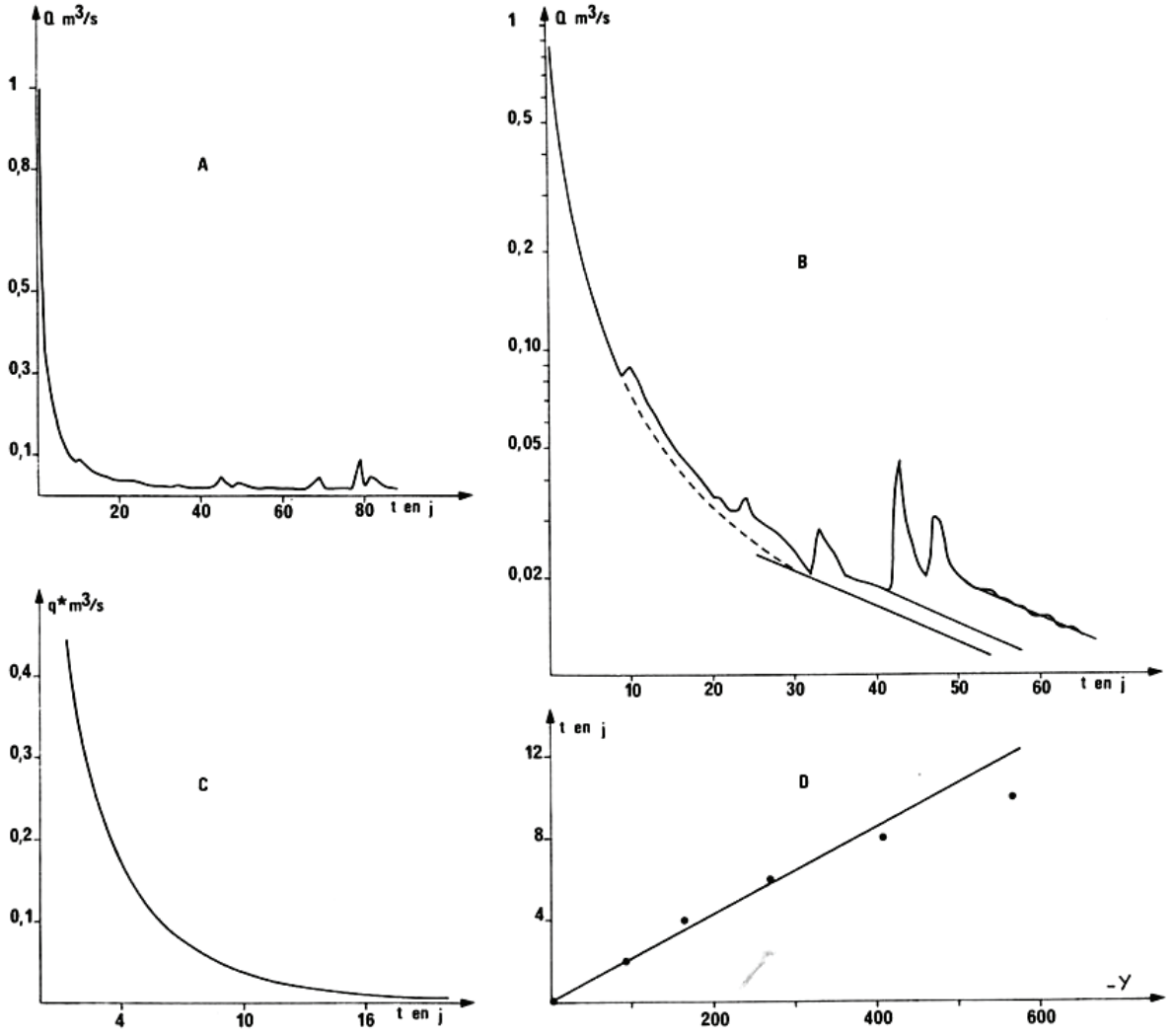


FIG. 23. — Analyse d'une décrue et d'un tarissement d'Aliou lors de l'étiage 1971. A : hydrogramme de la période étudiée (décrue débutant le 26 juin 1971). B : le même hydrogramme en coordonnées semi-logarithmiques (en comparant les figures A et B, on comprend la nécessité de passer en coordonnées semi-logarithmiques pour vérifier l'apparition du tarissement). C : fonction $\Psi(t)$ correspondant à l'hydrogramme étudié. D : linéarisation de la fonction $\Psi(t)$.

peut néanmoins les regrouper au sein d'une même famille. La courbe représentative de cette famille a été établie avec les coefficients η' et ε moyens, soit :

$$\eta' = 0{,}036 \text{ et } \varepsilon = 0{,}929.$$

On constate également que la forme des courbes y n'est pas en relation avec l'importance du débit de départ ou le temps d'infiltration. En revanche, le fait d'interpoler la courbe de décrue conduit à rendre moins concave la courbe y et à diminuer donc le coefficient ε. Travailler sur l'hydrogramme réel et non sur l'hydrogramme unitaire a ainsi pour conséquence d'amoindrir la concavité, ce qui peut expliquer la dispersion observée au niveau des courbes y. En effet, la crue du 15 septembre 1972 utilisée pour l'étude de la décrue et du tarissement résulte d'une averse assimilable à une pluie unitaire et l'on voit que ε est très fort (2,2). Mais la dispersion des courbes y ne trouve pas là sa seule expiication. L'année suivante la décrue et le tarissement analysés se rapportent à une crue bien isolée, comparable à celle de 1972. Or, cette fois le coefficient ε est de 0,8. Si l'étalement de l'hydrogramme réel par rapport à l'hydrogramme unitaire est responsable, de façon indéniable, d'un abaissement de la valeur de ε, il n'en reste pas moins que l'hydrogramme unitaire du Baget paraît très variable. Il suffit d'ailleurs de comparer toutes les crues isolées enregistrées au Baget pour s'apercevoir qu'effectivement les formes de ces crues sont relativement différentes. Suivant l'état du karst noyé les réponses ne seraient pas analogues, ce qui justifie l'hypothèse d'un système non linéaire.

A l'aide des formules établies pour matérialiser l'allure de la décrue nous donnerons les valeurs du temps nécessaire pour que le débit q_0 diminue d'une certaine quantité en prenant les paramètres η' et ε moyens :

1 jour	pour une diminution de q_0 de	50 % ;
2 jours	pour une diminution de q_0 de	66 % ;
2 jours 3/4	pour une diminution de q_0 de	75 % ;
3 jours 1/2	pour une diminution de q_0 de	80 % ;
11 jours 1/2	pour une diminution de q_0 de	95 % ;
22 jours	pour une diminution de q_0 de	99 %.

En somme, l'influence d'une crue commence à devenir négligeable une douzaine de jours après le passage de la pointe. Le tarissement met beaucoup plus longtemps à s'instaurer car la fréquence des périodes pluvieuses est assez grande et l'imbibition de la zone d'infiltration est importante à la fin du printemps.

3.3.4.3) Système d'Aliou.

De 1969 à 1973, sept courbes de récession ont été étudiées sur le système karstique d'Aliou. Les principaux paramètres établis à partir de ces courbes figurent dans le tableau 22.

Comme pour le système karstique du Baget, nous ne donnerons qu'un seul exemple graphique (fig. 23) qui correspond au début de l'étiage de 1971. Les autres données figurent dans l'annexe de la 2e partie. Les crues d'Aliou sont en général de très courte durée, si bien que pour chaque cycle plusieurs courbes de récession peuvent être analysées. Cela a été fait pour 1969 et par la suite nous nous sommes contenté d'étudier une seule courbe par cycle.

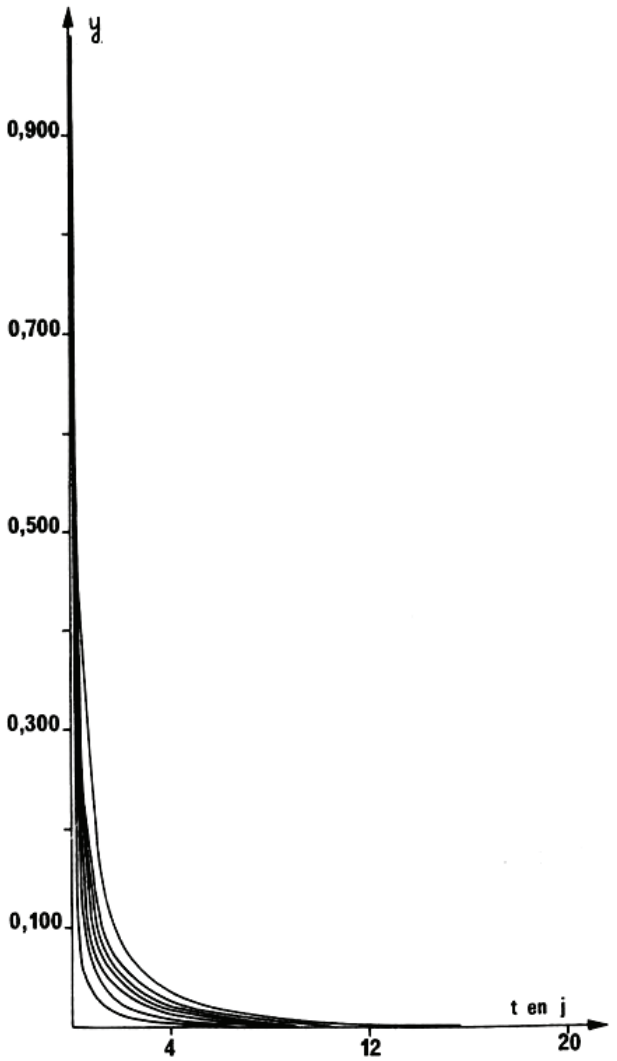


Fig. 24. — Graphe ($y = f(t)$) représentant la forme des sept décrues étudiées à Aliou.

Trois tarissements ont été observés en 1969, le premier du 7 au 24 juillet (soit une durée de 18 jours), le deuxième du 2 août au 7 septembre (37 jours), le troisième du 1er octobre au 24 novembre (55 jours). En 1970, un seul tarissement est observable ; faisant suite à la crue du 15 juillet, il est définitivement compromis par de petites crues à partir du 11 octobre. La durée totale de la décrue et du tarissement est de 88 jours.

TABLEAU 23.

Fontestorbes : paramètres obtenus à partir des courbes de récession.

Tarissements	Q_o m³/s	QR_o m³/s	q_o m³/s	Q'_o m³/s	t_1 jours	α	η'	ε	V m³
1966	7,800	1,285	6,515	1,005	70	0,0035	0,014	0,091	$24{,}8.10^6$
1967	5,300	1,060	4,240	0,936	40	0,0031	0,025	0,56	$26\ .10^6$
1968	10,200	1,160	9,040	0,987	49	0,0033	0,020	0,28	$25{,}8.10^6$
1969	3,820	1,025	2,795	0,919	28	0,0039	0,036	3,60	$20{,}4.10^6$
1970	3,000	1,105	1,895	0,966	42	0,0032	0,024	0,06	$26\ .10^6$
1971	2,860	1,090	1,770	0,941	42	0,0035	0,024	0,24	$23{,}2.10^6$
1972	4,460	1,015	3,445	0,941	23	0,0033	0,043	2,08	$24{,}6.10^6$
1973	3,630	1,005	2,625	0,936	21	0,0034	0,048	2,86	$23{,}8.10^6$

La courbe de récession étudiée en 1971 se rapporte à la crue du 26 juin 1971. A partir de là, l'étiage s'est poursuivi jusqu'au 8 novembre. Durant cette période, en septembre et en octobre, plusieurs crues d'assez faible amplitude auraient permis l'étude d'autres courbes de récession. La durée de la première décrue avec tarissement a été de 42 jours.

Du 10 juillet au 11 novembre 1972, trois décrues suivies de tarissement peuvent être étudiées. Nous avons choisi celle qui succède à la crue ayant son maximum le 15 septembre ; l'ensemble décrue-tarissement a duré 26 jours.

En 1973, l'époque permettant l'analyse de courbes de récession s'étend du 4 août au 29 novembre. Six courbes pouvant être étudiées, nous avons choisi celle qui concerne la période du 2 au 13 octobre.

Dans le cas du système d'Aliou, le coefficient de tarissement est très élevé, puisque de l'ordre de 10^{-2}, mais assez peu variable, et on ne peut guère rattacher sa variation à l'importance des réserves. En effet, celles-ci paraissent être très faibles ; le volume dynamique au moment du tarissement n'atteint pas 100 000 m³.

Le coefficient ε est toujours très élevé et les courbes $y = \dfrac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$ montrent un faisceau assez bien regroupé. Au total, quels qu'ils soient, les hydrogrammes d'Aliou présentent des formes assez comparables (fig. 24). La courbe moyenne aurait comme paramètre : $\eta' = 0{,}072$ et $\varepsilon = 13$.

On remarque que la crue de 1971, dont la décroissance des débits a été étudiée, possède la plus forte concavité ; elle correspond donc à un ε très grand. Cette crue coïncide avec celle qui sur le Baget avait également donné le plus fort coefficient ε. La forme de l'averse semble responsable de ce type de crue qui doit se rapprocher sans doute de l'hydrogramme unitaire.

Comme pour le Baget, calculons le temps que met le débit q_o à décroître d'une certaine valeur, à l'aide du η' et ε moyens :

1 h 50 mn pour une diminution de q_o de 50 % ;
3 h 40 mn pour une diminution de q_o de 66 % ;
5 h 25 mn pour une diminution de q_o de 75 % ;
7 h 10 mn pour une diminution de q_o de 80 % ;
1 journée 1/4 pour une diminution de q_o de 95 % ;
5 jours pour une diminution de q_o de 99 %.

Ainsi, le système d'Aliou, bien que contigu à celui du Baget, s'en distingue par des crues de brèves durées qui, par voie de conséquence, possèdent une très grande amplitude.

3.3.4.4) Système de Fontestorbes.

De 1966 à 1973, huit courbes de récession ont pu être étudiées sur le système karstique de Fontestorbes. Les principaux paramètres établis à partir de ces courbes figurent dans le tableau 23.

Comme pour le Baget et Aliou, nous donnerons un seul exemple graphique de la démarche suivie relatif à la décrue et au tarissement de 1971 (fig. 25). A Fontestorbes, en général, le tarissement, dès qu'il s'instaure, se poursuit jusqu'à la fin de l'étiage ; les petites crues qui le perturbent ont une importance assez réduite.

Les points de départ correspondent aux 19 mai 1966, 10 juin 1967, 19 juin 1968, 29 juillet 1969, 19 juin 1970 et 5 juillet en 1971 ; en 1972 et 1973, le début de l'été très pluvieux permet l'analyse des courbes de récession à partir des 15 septembre 1972 et 3 août 1973.

On remarque, d'après le tableau 23, que les coefficients de tarissement ont des valeurs voisines. Lorsqu'un système est linéaire, les paramètres qui le caractérisent doivent être constants. C'est pourquoi, lorsque le coefficient α varie, il existe une forte présomption pour que le sous-système karst noyé ne soit pas linéaire. A l'inverse, la stabilité de ce coefficient est en faveur de l'hypothèse selon laquelle le sous-système karst noyé est proche de la linéarité. Pour Fontestorbes, on aboutit à cette conclusion en

considérant les différents coefficients de tarissement. Sachant par ailleurs que l'aquifère est captif à Fontestorbes au niveau du karst noyé, ce résultat paraît conforme. En effet, l'état du karst noyé intervient sur l'écoulement par une répartition des pertes de charge suivant l'importance et la distribution des masses d'eau ; il est donc normal dans ces conditions que pour un aquifère captif ces volumes d'eau soient peu variables.

L'analyse des volumes dynamiques calculés au moment du tarissement montre effectivement une assez faible fluctuation de leurs valeurs. Compte tenu des coefficients de tarissement obtenus, le volume dynamique réel ne devrait pas dépasser 30 millions de m³. D'après ce que l'on sait du système de Fontestorbes (cf. paragraphe 3.4, 2e partie), le karst noyé s'étend à peu près sur 30 km². Il en résulte que :

$$S = \frac{30.10^6}{30.10^6} \times 5.10^6 = 5.10^6 ;$$

cette valeur du coefficient d'emmagasinement est assez faible. Le p.v.k. pour une puissance de l'aquifère de 50 m (au niveau des circulations actives) serait de 2 %.

Les courbes $y = \frac{1 - \eta' t}{1 - \varepsilon t}$ (fig. 20) sont très dispersées. Elles se répartissent schématiquement en trois groupes avec un premier ensemble de trois courbes offrant une forte concavité, un deuxième ensemble de deux courbes qui au contraire montrent une faible concavité, et un troisième ensemble de trois courbes situé entre les deux précédents. Les trois premières courbes, dont la forme est voisine de celles d'Aliou, correspondent aux décrues de 1969, de 1972 et de 1973 dont les crues étudiées se placent tard dans la saison : 29 juillet, 15 septembre et 3 août. Les décrues à faible concavité se rapportent aux années 1966 et 1970 ; en 1966 la crue utilisée a lieu très tôt dans la saison (19 mai) ; en 1970, l'année fut particulièrement neigeuse au printemps. Or nous avons signalé, dans l'étude du système de Fontestorbes, que l'altitude joue un rôle puisque la fonte des neiges alimente le système jusqu'en juin. Les crues résultantes sont caractérisées par de très lentes vitesses de décroissance des débits. Les crues qui surviennent beaucoup plus tard, quand la neige n'existe plus sur le bassin versant, offrent un tout

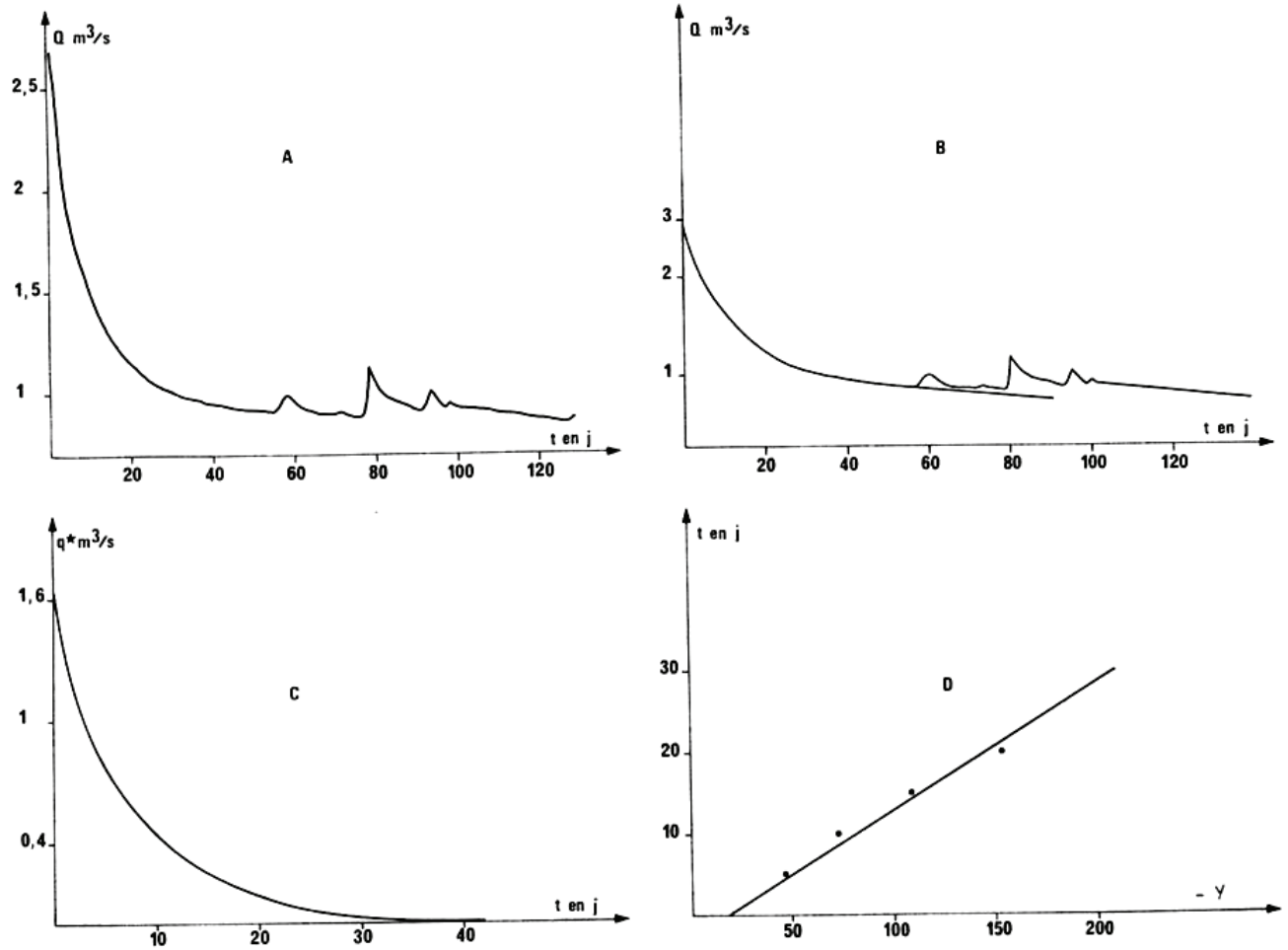


FIG. 25. — Analyse d'une décrue et d'un tarissement de Fontestorbes lors de l'étiage 1971. A : hydrogramme de la période étudiée (décrue débutant le 5 juillet 1971). B : le même hydrogramme en coordonnées semi-logarithmiques. C : fonction $\Psi(t)$ correspondant à l'hydrogramme étudié. D : linéarisation de la fonction $\Psi(t)$.

autre aspect. Cet exemple montre combien le coefficient ε peut être influencé par la façon dont s'effectue l'alimentation de l'infiltration. Cela confirme les hypothèses précédemment formulées (A. MANGIN, 1970 et 1971). On retrouve encore une fois dans ce résultat le fait que l'analyse porte sur l'hydrogramme réel et non sur l'hydrogramme unitaire.

Afin de comparer le système karstique de Fontestorbes aux autres systèmes, nous prendrons une courbe y moyenne tout en sachant que, dans son cas, il existe une grande variabilité autour de cette moyenne. Les coefficients de la courbe sont : $\eta' = 0{,}029$, $\varepsilon = 1{,}22$.

Courbes à forte concavité	Courbes moyennes	Courbes à faibles concavité	Pourcentage de diminution de q_o
6 h 1/2	18 h 3/4	9 jours 1/4	50 %
13 h	1 jour 1/2	15 jours	66 %
19 h 1/4	2 jours 1/4	19 jours	75 %
1 jour	3 jours	22 jours	80 %
4 jours 1/2	10 jours 1/2	35 jours	95 %
13 jours 3/4	24 jours	40 jours	99 %

3.3.4.5) SYSTÈME DE FONTAINE DE VAUCLUSE.

En ce qui concerne Fontaine de Vaucluse nous avons étudié trois courbes de récession correspondant à trois crues qui se présentent très différemment au cours des cycles 1967 et 1968 (fig. 27). Les points de départ des courbes sont respectivement les 21 juin 1967, 29 novembre 1967 et 26 juin 1968. Les

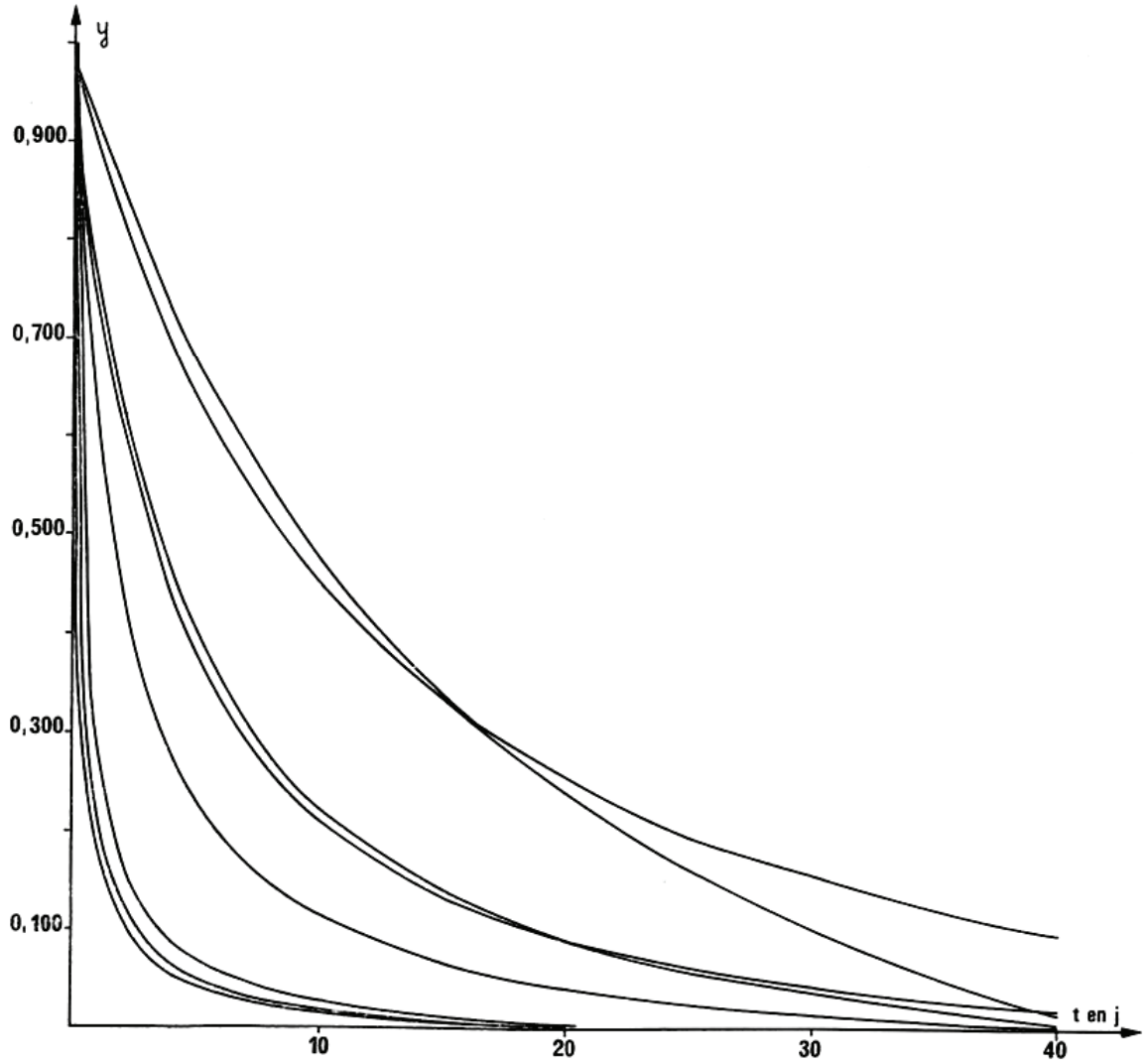


FIG. 26. — Graphe ($y = f(t)$) représentant la forme des huit décrues étudiées à Fontestorbes.

Calculons les temps pour lesquels q_o diminue d'une certaine quantité, ce qui permet de matérialiser l'allure de la décrue ; ce calcul a été fait sur les courbes moyennes et les deux courbes extrêmes.

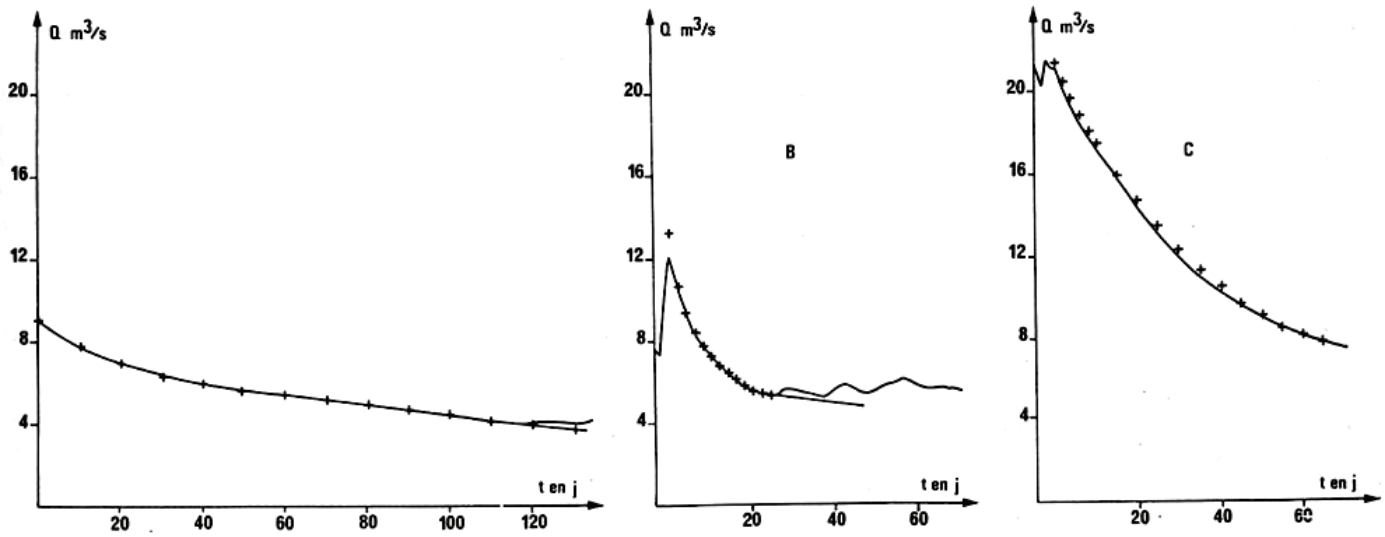


FIG. 27. — Analyse de trois courbes de recession de Fontaine de Vaucluse. Les trois décrues ont respectivement débuté le 21 juin 1967 (A), le 29 novembre 1967 (B), le 26 juin 1968 (C). Les croix correspondent à la reconstitution de la courbe après détermination des paramètres.

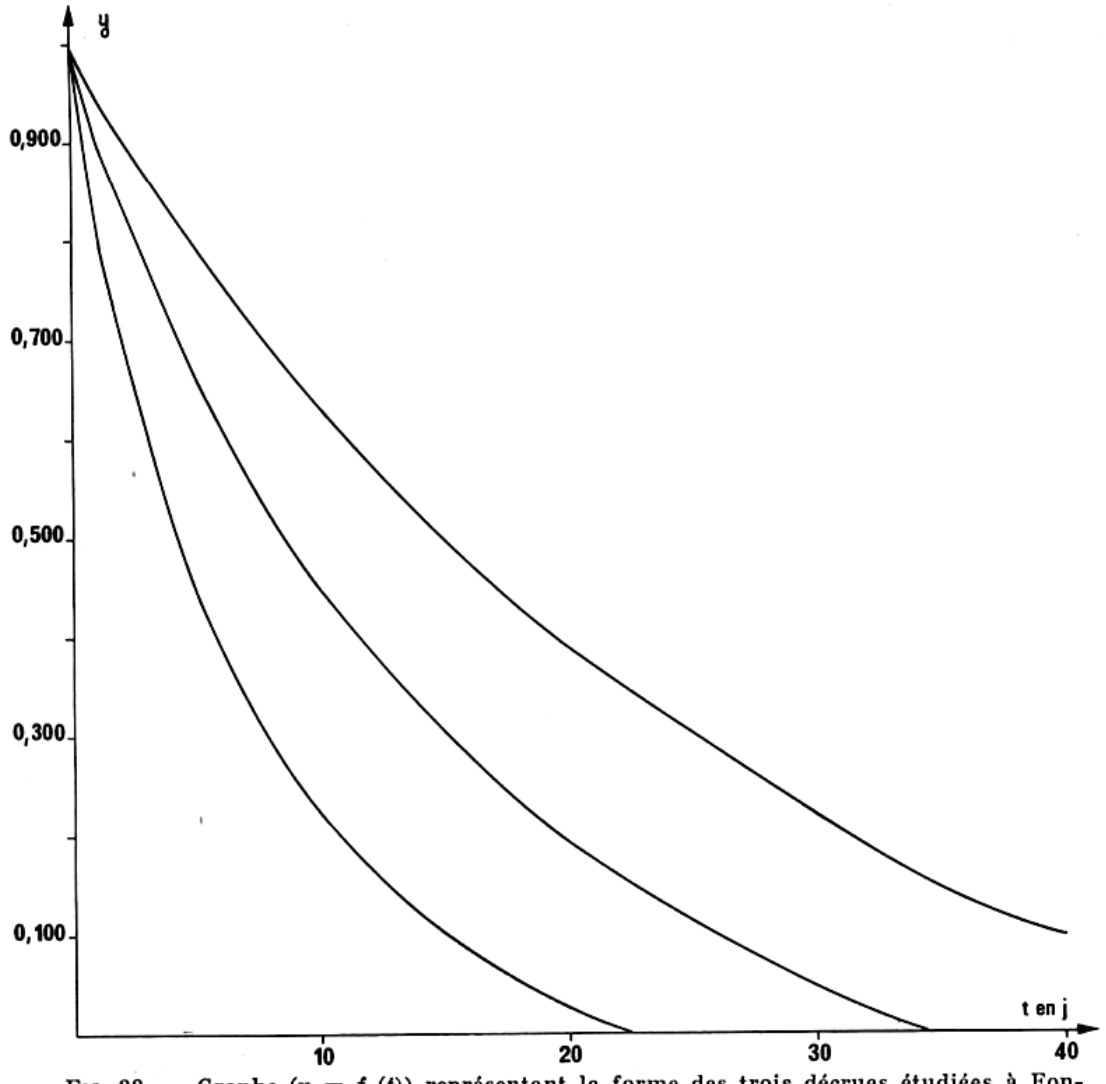


FIG. 28. — Graphe ($y = f(t)$) représentant la forme des trois décrues étudiées à Fontaine de Vaucluse.

équations des courbes de récession suivant la méthode que nous proposons sont respectivement :

a) $7{,}4\ e^{-0{,}00515\ t} + 1{,}62\ \dfrac{1 - 0{,}029\ t}{1 + 0{,}059\ t}$,

b) $6{,}2\ e^{-0{,}00525\ t} + 6{,}471\ \dfrac{1 - 0{,}045\ t}{1 + 0{,}150\ t}$,

c) $14\ e^{-0{,}00897\ t} + 7{,}462\ \dfrac{1 - 0{,}020\ t}{1 + 0{,}027\ t}$.

On constate que les expressions utilisées rendent bien compte des débits effectivement observés et que les coefficients de tarissement sont relativement variables bien qu'une partie de l'aquifère soit captif (bassin d'Apt, cf. G. Durozoy et H. Paloc, 1973). On peut se demander si dans chaque cas, et notamment pour la troisième courbe, le tarissement était effectivement atteint, sinon le coefficient obtenu ne serait pas le coefficient de tarissement réel. Cependant, il ressort des différentes études effectuées sur Fontaine de Vaucluse que ce coefficient offre toujours des valeurs très variables. Les volumes dynamiques respectifs au moment du tarissement sont : 101.10^6 m³, 91.10^6 m³ et 86.10^6 m³.

On remarque également que les courbes $y = \dfrac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$ (fig. 28) montrent une assez grande dispersion ; il convient de préciser que les crues ont été choisies en raison des difficultés qu'elles présentaient afin d'avoir justement une idée de la variation du type d'hydrogramme réel obtenu au niveau de Fontaine de Vaucluse. La courbe moyenne a pour paramètres : $\eta' = 0{,}031$ et $\varepsilon = 0{,}079$.

Les calculs identiques à ceux effectués pour les autres systèmes indiquent la décroissance des débits suivante :

7 jours	pour une diminution de q_o de 50 % ;
11 jours 1/2	pour une diminution de q_o de 66 % ;
15 jours	pour une diminution de q_o de 75 % ;
17 jours	pour une diminution de q_o de 80 % ;
27 jours	pour une diminution de q_o de 95 % ;
31 jours	pour une diminution de q_o de 99 %.

En ce qui concerne Fontaine de Vaucluse, l'interprétation ne peut être poussée aussi loin que dans les cas précédents en raison d'un manque de données d'observations. Le coefficient de tarissement

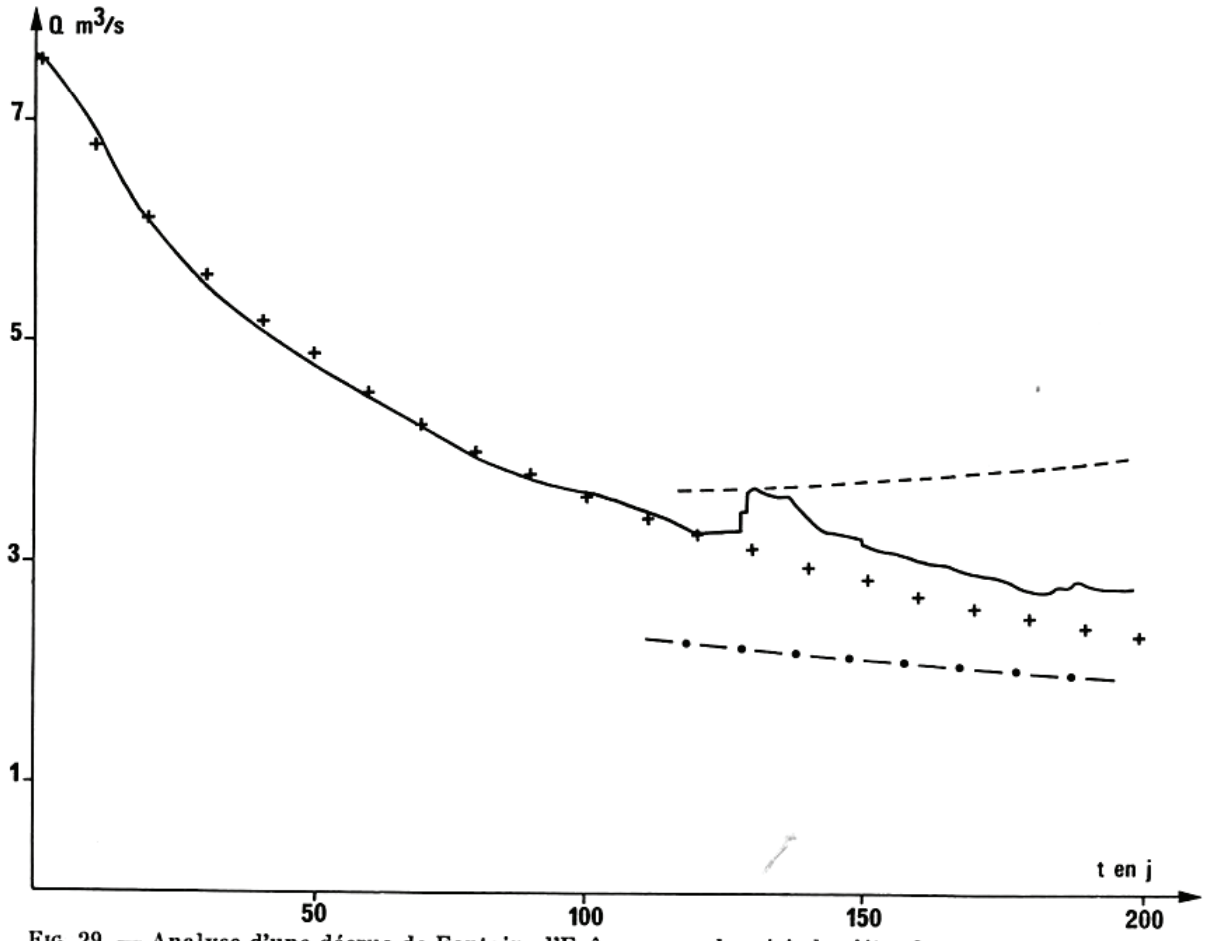


Fig. 29. — Analyse d'une décrue de Fontaine l'Evêque pour la période s'étendant du 9 mai au 24 novembre 1969. En trait plein est indiqué l'hydrogramme observé, en traits discontinus la courbe des débits factices à la fin de la décrue, en traits-points, la courbe rapportée au débit de base. Les croix représentent la reconstitution de l'hydrogramme à partir des paramètres déterminés par l'analyse.

varie notablement bien qu'une partie de l'aquifère soit captive ; l'hydrogramme réel offre des formes variées, ce qui traduit notamment une grande hétérogénéité dans l'alimentation. Ces constatations conduisent à penser que le système karstique de Vaucluse est complexe. S'agit-il d'un seul système ou Fontaine de Vaucluse est-il l'exutoire d'une série de systèmes ?

3.3.4.6) Système de Fontaine l'Evêque.

Le tarissement n'a jamais été observé à Fontaine l'Evêque ; or, on sait que sans cette phase la détermination des paramètres est normalement impossible. Mais ce système permet de tenter une approximation car la décrue n'est pas très rapide et on sait qu'il existe un important karst noyé qu'indiquent les trop-pleins des Garruby et des « Eaux blanches ». L'expression utilisée est la suivante :

$$Q = q_o \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t} + Q_{R_o} \, e^{-\alpha t}.$$

Si le karst noyé est important, la variation de Q_R peut être considérée comme relativement faible sur deux ou trois jours puisque le α est faible. Effectuons un changement de variable permettant de linéariser la fonction : $q_o \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$; sur les deux ou trois premiers jours on obtient bien une droite puis une courbe, compte tenu du fait que la variation de $Q_{R_o} \, e^{-\alpha t}$ n'est plus négligeable. En prolongeant la droite les points ainsi obtenus fournissent des valeurs de débits en fonction du temps. En reportant ces débits sur l'hydrogramme étudié, la courbe de débit factice obtenue diffère de la courbe réelle au bout d'un temps suffisamment long. La différence observée étant due à la variation $Q_{R_o} \, e^{-\alpha t}$, celle-ci peut être évaluée ce qui fournit le α correspondant. La courbe $Q_{R_o} \, e^{-\alpha t}$ n'est pas entièrement déterminée car on ne connaît pas Q_{R_o}. Nous supposerons que l'absence de tarissement est la conséquence des pertes de l'Artuby qui continuent à alimenter le système ; en soustrayant la valeur de ces pertes au débit réel, on peut alors caler la courbe $Q_{R_o} \, e^{-\alpha t}$.

Prenons comme exemple la décrue de fin de printemps de 1969 (du 9 mai au 24 novembre) (fig. 29). A cette époque, l'alimentation par les pertes est de l'ordre de 0,400 m³/s. On obtient : $\alpha = 0{,}00243$. Le débit initial Q_{R_o} serait de 3,120 m³/s d'où $q_o = 4{,}431$ m³/s. On peut ainsi calculer ε et η' : $\varepsilon = 0{,}015$ et $\eta' = 0{,}0035$.

La courbe tracée à partir de l'expression trouvée est très proche de la courbe réelle (fig. 29).

En prenant un Q'_o voisin de 2 m³/s le volume dynamique serait de l'ordre de 70.10^6 m³.

La valeur des paramètres ε et η' indique une décroissance très lente des débits. Comme le débit de base est fort, les crues à Fontaine l'Evêque ont toujours une faible amplitude et la décrue est longue ; il faut en effet :

45 jours 1/2 pour une diminution de q_o de 50 % ;
78 jours 1/2 pour une diminution de q_o de 66 % ;
103 jours 1/2 pour une diminution de q_o de 75 % ;
123 jours pour une diminution de q_o de 80 % ;
223 jours 1/2 pour une diminution de q_o de 95 % ;
271 jours pour une diminution de q_o de 99 %.

Ces données restent malgré tout indicatives car les calculs ont porté sur une seule courbe de récession. Par ailleurs, l'obtention des paramètres peut être sujette à caution en raison des approximations réalisées.

3.3.4.7) Système des « Neuf Fontaines » a Aulus.

Il paraît quelquefois difficile d'appliquer une quelconque méthode pour l'analyse des courbes de récession, le tarissement étant pratiquement inexistant et la décrue très rapide empêchant toute approximation. C'est le cas des hydrogrammes des « Neuf Fontaines », à Aulus.

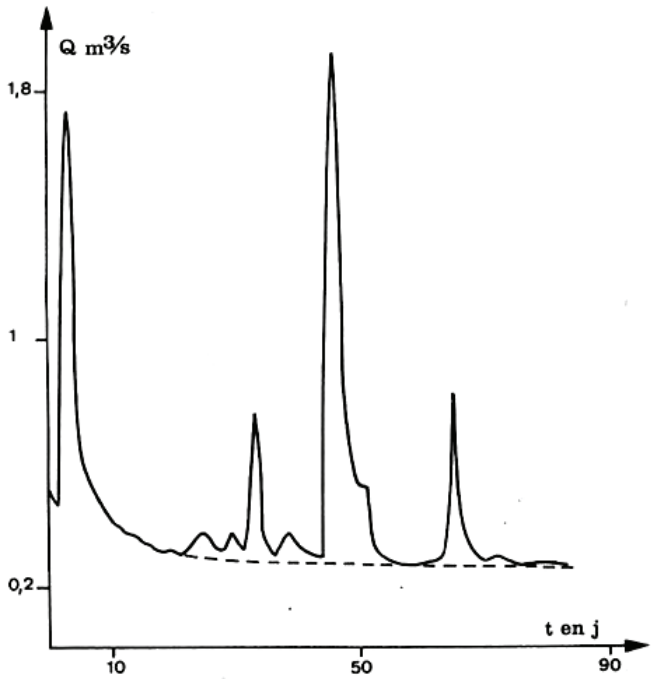


Fig. 30. — Hydrogramme des « Neuf Fontaines » à Aulus lors de l'étiage de 1958.

Durant les périodes où le tarissement pourrait s'effectuer, des crues se succèdent. On remarque néanmoins que l'on peut faire passer une courbe par tous les points bas de ces différentes crues ; cette courbe est en général décroissante en fonction du temps (fig. 30). Elle est assimilable au débit de base et, avec les approximations indiquées plus haut, permet d'étudier la décrue. En revanche, ce débit de base ne saurait être pris comme tarissement, la faible décroissance de la courbe ne traduisant pas un faible coefficient α mais le fait que le volume dynamique varie peu (puisqu'il est sans arrêt réalimenté) ; le coefficient α ainsi obtenu, de même que le volume dynamique calculé à partir de là, n'ont aucun sens physique réel. En l'absence d'une influence due à l'alimentation, la pente de la courbe pourrait s'accroître donnant ainsi au coefficient α et au volume dynamique des valeurs bien différentes.

Si l'on prend pour le système karstique des « Neuf Fontaines » à Aulus l'exemple de l'étiage de 1958 (fig. 30), on obtient : $q_o = 1{,}420$ m³/s, $\eta' = 0{,}059$ et $\varepsilon = 1{,}25$.

3.3.5) Conclusion et discussion.

Les considérations concernant les hydrogrammes et le principe d'analyse des courbes de récession ont permis de préciser la méthode utilisée et de rectifier certaines inexactitudes dans la description et l'emploi que nous en avions faits antérieurement. Cette étude théorique a également montré combien étaient peu fondées certaines hypothèses utilisées communément dans l'analyse des courbes de récession. La seconde partie de ce développement, plus particulièrement consacrée aux applications, apporte des renseignements sur la valeur des paramètres choisis, leur signification et les informations que l'on peut en tirer eu égard aux approximations réalisées.

Attirons l'attention sur la mise en œuvre délicate de l'analyse des courbes de récession, surtout au niveau de l'interprétation physique des paramètres qu'elle introduit. Dans tous les cas, l'analyse doit se faire avec circonspection ; elle implique obligatoirement la possession de nombreuses observations de terrain qui corroboreront les résultats.

La distinction dans les volumes d'eau d'un écoulement de crue et d'un débit de base semble justifiée même si l'extrapolation de la courbe de tarissement à la période de décrue n'est qu'une approximation. L'étude du tarissement fournit de nombreux renseignements sur le karst noyé, l'importance des volumes qui y transitent en régime non influencé et les pertes de charge qui caractérisent leurs écoulements. La courbe $\psi(t)$ rend compte essentiellement des apports au karst noyé, du point de vue quantitatif, et des mécanismes de transfert ; c'est ainsi qu'elle donne des indications à la fois sur l'infiltration et l'alimentation de cette infiltration.

a) *Ecoulement de base.*

1° L'écoulement de base peut être interprété par des paramètres physiques lorsque le tarissement apparaît de façon nette. Quand il n'en est pas ainsi, seule une série d'approximations effectuées pour des cas bien particuliers (Fontaine l'Evêque par exemple) permet de déduire le tarissement.

La fonction exponentielle utilisée est applicable à toutes les courbes que nous avons traitées. Avec un système linéaire, le coefficient qu'elle fait intervenir (coefficient α) devrait être le même d'un tarissement à l'autre : ainsi, lorsque les volumes dynamiques varient peu (aquifère captif de Fontestorbes, karst noyé réduit d'Aliou), on constate que le coefficient α ne change pratiquement pas. En revanche, avec une zone saturée importante et non captive, les pertes de charge sont d'autant plus fortes (α faible) que les masses d'eau offrent de grandes variations d'un cycle à l'autre.

Le paramètre α est sensible aux différentes valeurs du volume dynamique d'un système karstique donné ; si l'on compare deux systèmes ayant des karsts noyés d'ampleur différente, ce paramètre ne sera pas forcément plus faible dans le cas du plus grand karst noyé. (A Fontaine de Vaucluse — 80.10^6 m³ — α est de l'ordre de 5.10^{-3} ; au Baget — $3\text{-}4.10^6$ m³ — α prend parfois des valeurs plus faibles, jusqu'à $2{,}5.10^{-3}$).

2° Il en résulte que l'allure du tarissement dépend de la constitution de l'aquifère (conditions de fissuration, de karstification,...) mais aussi, en conséquence, de son état d'imbibition. Lorsque l'écoulement n'est plus celui d'un fluide parfaitement visqueux, on sait que les pertes de charge sont en partie déterminées par l'agencement des masses d'eau les unes par rapport aux autres ; en effet, apparaît à ce niveau une instabilité qui se traduit par une dégradation de l'énergie. Il est donc tout à fait logique de constater que l'écoulement, lors du tarissement, est non seulement lié à la constitution de l'aquifère mais également à la répartition et à l'importance des volumes d'eau dans cet aquifère au moment où ce tarissement survient. Avec un aquifère captif ce type de phénomène n'existe pas, il est donc normal que le système tende à devenir linéaire. C'est pourquoi si Fontaine de Vaucluse, malgré une partie captive du karst noyé, offre un coefficient α variable d'un cycle à l'autre, il faut admettre qu'il s'agit d'un aquifère complexe.

3° Les masses d'eau vidangées très lentement (fortes pertes de charge) exigent en conséquence beaucoup de temps pour être réalimentées (avec un coefficient α de 0,003, 100 jours sont nécessaires pour une diminution du volume dynamique de 40 %). Lors de la remise en charge, l'alimentation à partir des drains se fait sous pression ; les pertes de charge risquent alors de croître davantage et des phénomènes d'inertie identiques à ceux signalés pour Fontestorbes ont des chances d'apparaître ; la réalimentation se produira alors avec difficulté. Enfin, il faut bien admettre que les zones où s'effectue le stockage des réserves ne correspondent pas à celles qui recueillent le maximum de l'infiltration, sinon ces réserves se reconstitueraient facilement. L'abaissement des volumes d'eau du karst noyé induit, dans ces conditions, des modes d'écoulement qui pour être modifiés demandent plusieurs années de réalisation.

4° Les mécanismes d'échanges entre les zones capacitives et les drains ne sont pas connus de façon précise ; la manière dont ils s'effectuent ne permet pas d'avoir une notion exacte des volumes dynamiques au départ de la décrue. C'est pourquoi nous insistons à nouveau sur le fait que ces volumes ne sont calculables qu'au moment du tarissement. Les variations qui apparaissent d'un cycle à l'autre ne sont pas explicables par la seule vidange durant le temps qui sépare la décrue du tarissement. Il faut donc admettre, là aussi, que par suite des discontinuités existant dans le karst, en raison de charges différentes, une partie plus ou moins grande du karst noyé participe effectivement à la dynamique des écoulements vers les exutoires.

5° Les coefficients d'emmagasinement obtenus à partir de ces volumes dynamiques sont toujours ceux d'un aquifère captif, même s'il ne l'est pas réellement et ne se comporte pas comme tel en ce qui concerne la variation des pertes de charge. On peut rapprocher ce résultat des considérations établies dans la première partie de ce travail où l'on avait constaté que l'écoulement se faisait en charge sans que, pour autant, l'aquifère soit captif. Le coefficient d'emmagasinement est lié à l'écoulement en charge. Les valeurs alors calculées pour ce coefficient étaient telles qu'elles devaient permettre l'apparition de phénomènes de marée qui ont bien été observés dans ces cas-là.

6° Quant à la porosité effective, les valeurs trouvées conduisent à la rapporter non seulement à la porosité *sensu stricto* de la roche, mais aussi à tout le réseau de drainage et aux vides karstiques disséminés dans la roche ; c'est pourquoi nous avons proposé à son sujet le sigle de p. v. k. Les p. v. k. calculés indiquent que l'aquifère karstique est susceptible de renfermer de grandes quantités d'eau ; ce sont donc les problèmes de diffusivité hydraulique qui en feront un bon ou mauvais aquifère.

b) *Ecoulement de crue.*

La forme de la courbe de décrue est déterminée en partie par le mode d'alimentation du karst. L'hydrogramme réel est d'autant plus étalé que les apports à l'aquifère karstique se font sur une durée plus longue. Un long épisode pluvieux aura donc pour conséquence une décrue décroissant lentement ; mais il ne s'agira pas là du seul facteur possible : tout phénomène ayant pour effet de répartir dans le temps les apports au karst, issus de précipitations, conduira au même résultat. Il en est ainsi de la neige et du ruissellement de surface. Fontestorbes constitue un bel exemple du rôle joué par la neige dans l'allongement des décrues ; il en va de même pour l'important ruissellement dans le cas de Fontaine l'Evêque dont une partie de l'alimentation se fait non par infiltration directe, mais par des pertes de cours d'eau subaériens. Le coefficient ε, responsable de la concavité de la courbe de décrue, varie en fonction de la durée de l'épisode pluvieux précédant la crue. Il renseigne également sur la présence ou l'absence de neige au niveau de l'alimentation. Sa valeur est élevée pour un système où le ruissellement de surface joue un rôle négligeable (cas d'Aliou) ; elle devient faible dans le cas contraire. Aussi, quand l'effet de la neige peut être éliminé, dans une certaine mesure ce coefficient permet de distinguer des systèmes dont les exutoires sont des *résurgences* de ceux où les émergences sont à rapporter à des *exsurgences*. Enfin, si l'hydrogramme unitaire présente une lente décroissance des débits, l'hydrogramme réel aura à fortiori cette propriété. L'infiltration doit alors être tenue pour responsable de la forme de l'hydrogramme. L'analyse des courbes $y = \dfrac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$ est utilisable à deux fins :

1° Les différentes courbes obtenues sur un même système peuvent mettre en évidence des modalités d'alimentation variables selon la façon dont elles sont réparties.

Le système d'Aliou, par exemple, où le ruissellement de surface et la neige n'interviennent pas, possède des courbes proches les unes des autres. En revanche, Fontestorbes montre au niveau de ces courbes une forte dispersion due à la neige. Les crues d'été affectant ce système devraient présenter des courbes comparables à celles du système d'Aliou car, dans les deux cas, les terrains non karstiques offrent des pourcentages du même ordre et les modalités d'infiltration sont identiques ; ce que les résultats confirment. Pour le Baget, les données obtenues pour deux crues d'été correspondent à des épisodes plu-

vieux très courts où le ruissellement a été négligeable et montrent qu'en dehors de l'effet causé par le ruissellement de surface, il faut admettre des modalités d'infiltration variables. En règle générale, l'absence de retard dans l'alimentation contribue à rapprocher l'hydrogramme réel de l'hydrogramme unitaire.

2° Parfois, bien que les courbes y d'un même système soient dispersées, on peut utiliser une courbe moyenne pour comparer les différents systèmes entre eux. En prenant comme exemple des systèmes karstiques étudiés (fig. 31), les courbes se répartissent dans 4 secteurs :

1 — Systèmes d'Aliou,
2 — Systèmes du Baget, de Fontestorbes et des « Neuf Fontaines » à Aulus,
3 — Système de Fontaine de Vaucluse,
4 — Système de Fontaine l'Evêque.

Pour Fontaine l'Evêque et les « Neuf Fontaines » à Aulus nous avons pu obtenir des données quantitatives sur une seule courbe ; cependant, une étude qualitative basée sur la comparaison de différents hydrogrammes indique qu'ils présentent une grande similitude entre eux. Le système d'Aliou, avec un réseau karstique bien développé, caractérise relativement bien les systèmes où le calcaire occupe la majeure partie du bassin versant.

Les systèmes du Baget, de Fontestorbes et des « Neuf Fontaines » sont assez représentatifs de systèmes dont les réseaux sont moins développés, mais où le karst noyé est souvent important ; dans leurs cas, l'hydrogramme est plus étalé par suite des apports qui arrivent progressivement dans le karst soit à cause des ruissellements de surface, soit à cause de la couverture neigeuse.

Les autres systèmes paraissent beaucoup plus complexes en raison de leur constitution ou de leurs mé-

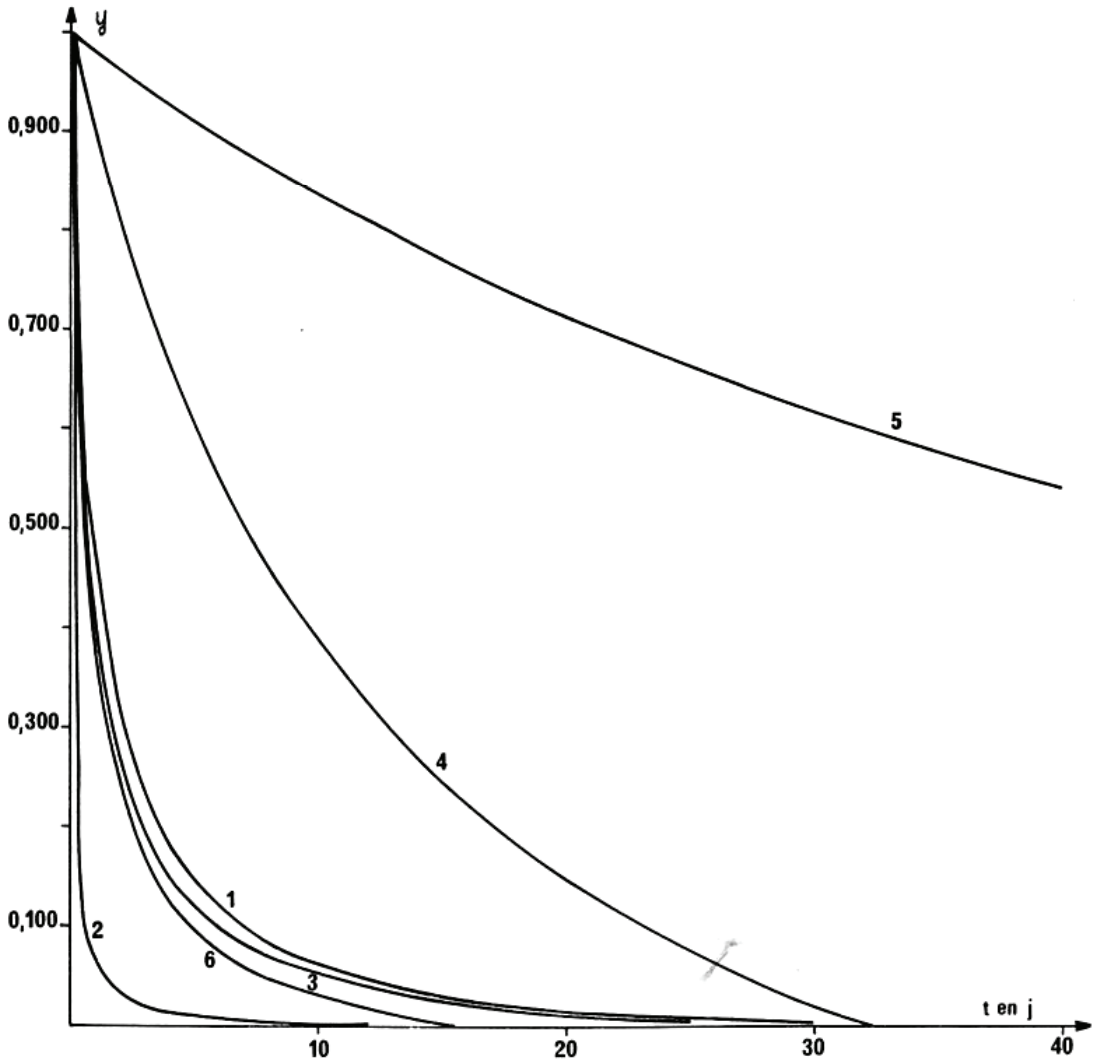


FIG. 31. — Graphe ($y = f(t)$) représentant la forme moyenne des décrues des différents systèmes étudiés. La courbe 1 correspond au Baget, la 2 à Aliou, la 3 à Fontestorbes, la 4 à Fontaine de Vaucluse, la 5 à Fontaine l'Evêque et la 6 aux « Neuf Fontaines » à Aulus.

canismes d'apport ; ce sont des systèmes de grandes dimensions.

Le traitement d'autres exemples devrait permettre d'approfondir les relations qui existent entre la forme des courbes y et les paramètres caractérisant le système. La décroissance du débit q_0 est en moyenne assez rapide. Prendre, comme le préconise C. DROGUE (1972), l'origine de la décrue trois jours après la pointe de crue revient pour beaucoup de systèmes à choisir comme point de départ le moment où le débit q_0 a diminué de 80 % ; c'est faire abstraction d'une partie non négligeable de l'histoire de la décrue.

3.4) DONNÉES SUR L'INFILTRATION.

a) L'échec d'une représentation possible d'un opérateur de transfert relatif au karst noyé conduit à une indétermination en ce qui concerne l'opérateur de transfert de l'infiltration. Or, en toute logique,

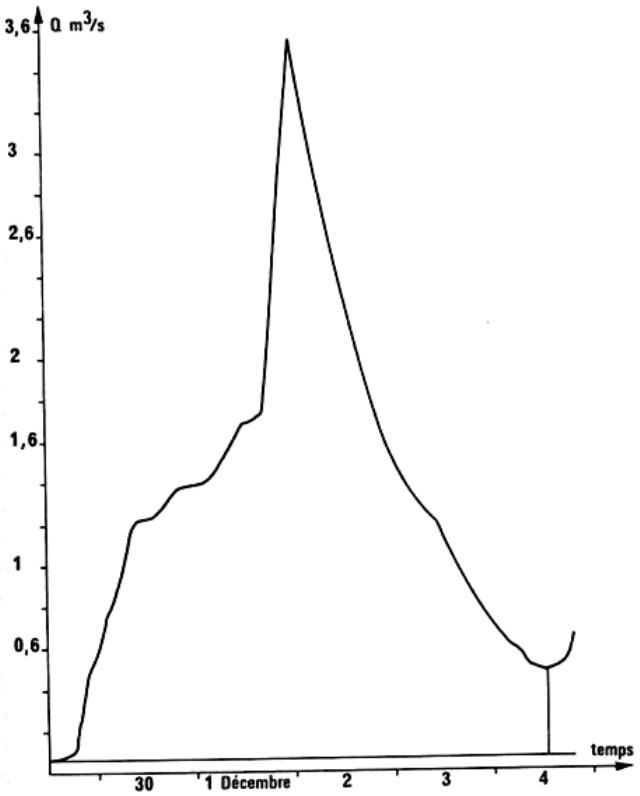


FIG. 32. — Baget : hydrogramme de la crue du 29 novembre au 4 décembre 1973.

c'est cet opérateur qui doit posséder la plus grande complexité quand on sait que les lois hydrodynamiques sont nettement plus compliquées dans la zone non saturée que dans la zone saturée. L'étude des courbes de récession laisse entrevoir que le rôle joué par l'infiltration est loin d'être minime. Il importe donc, tout au moins dans un premier temps, de rechercher les grandes tendances que présentent les mécanismes d'infiltration. Lorsque l'influence des retards au niveau des apports est restreinte, on s'aperçoit que la décrue est très rapide. En effet, sauf pour des systèmes karstiques comme Fontaine de Vaucluse et Fontaine l'Evêque, le débit de pointe diminue de façon considérable (en moins de deux à trois jours) malgré l'éventuelle existence d'un karst noyé de grandes dimensions qui pourrait retarder l'arrivée des eaux d'infiltration. Le cas d'Aliou, avec un karst noyé réduit et peu de ruissellement en surface, montre des décrues accélérées ; si l'épisode pluvieux dure plus de quelques heures, l'hydrogramme est représenté par une suite de plusieurs crues ; cela oblige à admettre l'existence d'une *infiltration rapide.*

L'observation directe dans des grottes confirme ce type d'infiltration rapide qui offre parfois l'allure de véritables trombes d'eau dont la durée est aussi courte que l'arrivée est brutale. Cependant, outre ces circulations souvent importantes mais éphémères on remarque que, longtemps après les pluies, certaines parois de cavernes continuent à suinter et des concrétions à s'égoutter. Autant d'indices qui laissent supposer que les circulations, en ce qui concerne l'infiltration, s'effectuent suivant deux modalités, l'une rapide, l'autre retardée.

b) Nous avons alors cherché le moyen de mettre en évidence l'infiltration retardé et d'en déterminer l'importance. La démarche suivie porte sur des bilans dans lesquels sont comparés les apports au karst et les débits écoulés. Nous prendrons comme exemple l'étude de deux crues survenues au Baget : du 29 novembre au 4 décembre 1973 (fig. 32) et du 3 au 10 mai 1974 (fig. 33) ; ces crues ont été choisies en raison de leur position dans le cycle et des événements qui les ont précédées :

1° L'épisode pluvieux qui provoque la crue de novembre-décembre 1973, est survenu le 29 novembre et a duré jusqu'au 1er décembre, faisant suite à une période de sécheresse. Selon M. BAKALOWICZ (*in litt.*) la pluie représentative tombée sur le bassin versant et responsable de cette crue est de 92 mm (elle est connue à 10 % près). Le volume d'eau apporté au karst serait alors de $1{,}2.10^6$ m³. La crue débute le 29 à midi, après un tarissement de plusieurs jours. En vertu de ce que nous avons dit concernant les réserves, nous pouvons penser que, au cours de cette crue relativement brève, elles n'ont eu ni la possibilité ni le temps de se reconstituer. Par ailleurs, l'étude des corrélations a montré (voir paragraphe 3.2.3.2.1, 2e partie) qu'en début de cycle, ce qui est

le cas, on ne constate aucun emmagasinement notable dans le karst noyé. C'est pourquoi nous considérerons en première approximation que le débit de base

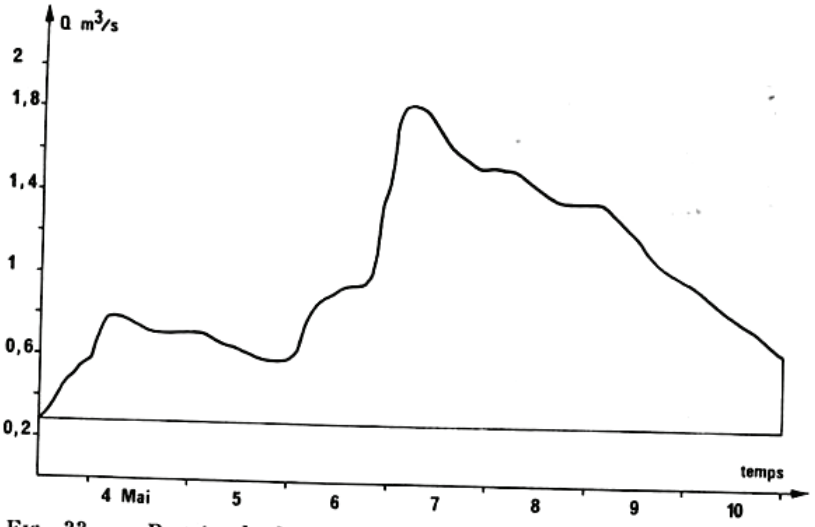


FIG. 33. — Baget : hydrogramme de la crue du 3 au 10 mai 1974.

a été constant durant toute la crue. Le planimétrage de la courbe de débit permet de déterminer le volume d'eau qui a transité : $0{,}57.10^6$ m³. Le 4 décembre une certaine quantité d'eau doit encore s'écouler. Nous supposerons, toujours par approximation, que sans l'apparition d'une autre pluie provoquant une nouvelle crue le 4 décembre, la décrue se serait poursuivie suivant une loi du type $q^* = q_o \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$

En prenant comme valeurs de η' et ε celles des courbes moyennes obtenues sur le Baget, soit $\eta' = 0{,}036$ et $\varepsilon = 0{,}929$, le volume écoulé peut s'établir de la façon suivante :

$$V_q = \int_0^{t_i} q^* dt =$$

$$= \frac{C\, q_o\, [2{,}30\, \eta' (1 + \varepsilon/\eta') \log (1 + \varepsilon/\eta') - \varepsilon]}{\varepsilon^2}$$

avec $C = 86400$, si q^* est exprimé en m³/s, η' et ε en j^{-1}.

Comme $q_o = 0{,}427$ m³/s, le calcul donne $V_q = 96\,000$ m³.

Ainsi, au cours de cette crue, près de 550 000 m³ d'eau n'auraient pas atteint l'exutoire.

2° Une démarche semblable a été suivie pour la crue du 3 au 10 mai 1974 ; elle correspond à la fin de la période de hautes eaux du printemps, juste avant le début de l'étiage.

D'après M. BAKALOWICZ (*in litt.*) la pluie représentative, responsable de la crue, tombée sur le bassin versant est de 87,5 mm (à 10 % près) ; l'apport sur le karst aurait donc été de $1{,}16.10^6$ m³ (l'épisode pluvieux a duré du 3 au 8 mai). Supposons toujours le débit de base constant ; le volume de transit mesuré atteindrait $0{,}479.10^6$ m³ avec le volume V_q calculé de 103 000 m³ : environ 575 000 m³ ne seraient pas parvenus à l'exutoire.

Même en tenant compte des erreurs relatives à la valeur de la pluie représentative et d'une évapotranspiration de 10 mm pour chaque durée de crue (ce qui serait considérable) on constate que pendant ces courtes crues un important volume d'eau est stocké dans le karst. Les études réalisées sur le karst noyé prouvent que ce stockage ne peut pas se faire à son niveau ; nous avons choisi de considérer des crues soit de début de cycle, soit de début d'étiage, dont on sait justement qu'elles réalimentent peu les réserves du karst noyé ; en outre, les crues ont des durées trop limitées pour qu'un stockage important s'effectue dans le karst noyé (on sait par exemple qu'un étiage très prononcé a des répercussions sur plusieurs années).

Dans ces conditions *le stockage a lieu au niveau de la zone non saturée et concerne l'infiltration.* Si ces réserves ne sont pas trop profondes, elles doivent être utilisées par l'évapotranspiration lorsqu'il ne pleut plus.

c) L'importance des volumes d'eau localisés dans la zone non saturée est certainement bien supérieure à celle que l'on peut mettre en évidence par l'étude de ces crues. En effet, dans les deux cas, on a supposé lors de l'analyse qu'avant la crue aucun stockage n'existait au niveau de l'infiltration. Aux apports dus aux précipitations responsables de ces crues

vont s'ajouter ceux relatifs à une partie des réserves de la zone non saturée ; ce qui a pour conséquence, dans les calculs effectués, d'introduire une nette sous-estimation des volumes d'eau stockés.

La présence des réserves d'eau dans la zone non saturée et leur rôle dans les mécanismes d'infiltration ont depuis longtemps été soupçonnés par des observations de terrain. Il a été remarqué, surtout en période d'étiage, qu'une succession de fortes précipitations était sans effet sur le débit à l'exutoire d'un système ; mais par la suite, une pluie modeste était capable de déclencher des crues violentes. Des études récentes sur la qualité chimique des eaux, notamment de chimie isotopique réalisées lors des crues d'étiage ou succédant à des périodes de basses eaux, indiquent l'arrivée à l'exutoire d'eaux qui ont longtemps séjourné dans la zone non saturée (M. BAKALOWICZ *et al.*, 1974).

d) La question qui se pose est de savoir où s'effectue le stockage ? L'écoulement en milieu karstique dans la zone non saturée (cf. paragraphe II, 5, 1re partie), est de deux types : l'un assimilable à un véritable ruissellement et l'autre à un écoulement diphasique. Le premier s'effectue dans des conduits des fissures suffisamment larges pour amener très rapidement l'eau de la surface du sol jusqu'au karst noyé. On a cependant remarqué que ces voies de pénétration à l'intérieur d'un massif n'ont pas une densité très élevée ; il suffit pour s'en rendre compte d'effectuer des relevés dans des carrières, ou au niveau d'une cavité et de repérer les emplacements marqués par une arrivée d'eau notable lors des pluies. Le second type d'écoulement utilise la porosité de la roche mais également tous les vides karstiques qui ne présentent pas entre eux des communications faciles et dont on a noté qu'ils étaient loin d'être négligeables. Ce type de circulation peut être mis en évidence indirectement : en effet, une cavité située dans un tel milieu constitue une structure sèche (paragraphe II, 5.1.3, 1re partie) que la majeure partie de l'eau va contourner ; cette circulation est détectable par différents procédés géophysiques. Notons par exemple que l'arrivée d'eau venant de la surface provoque une déformation du champ thermique entourant la cavité ; cette déformation est liée au moment où s'effectuent les circulations, donc lors des précipitations intéressant le système karstique, ce qui a été effectivement observé (C. ANDRIEUX, 1974).

e) Une nouvelle question se pose alors : le stockage dans la zone non saturée est-il seulement dû aux mécanismes de transfert dont dépend l'infiltration ou existe-il des zones privilégiées permettant la formation de réserves ?

Au moment des précipitations, l'eau disparaît très vite de la surface de karst. Le ruissellement sur les calcaires est le plus souvent nul ou n'intéresse au maximum que des distances très réduites. Les grandes voies d'accès vers la profondeur sont en nombre assez limité et l'infiltration n'est pas capable d'absorber toute l'eau provenant de la surface, sinon il faudrait expliquer le paradoxe d'un transfert lent avec un pouvoir de soutirage considérable. Ces observations en recoupent d'autres relatives soit à la structure du karst, soit aux données chimiques. On sait en effet qu'à partir de la surface du karst et sur une profondeur plus ou moins variable allant du mètre à la dizaine de mètres, le calcaire est souvent altéré. A ce niveau, les conditions mécaniques sont extrêmement favorables (détentes maximales) ; parfois des facteurs géodynamiques externes accentuent cette altération, comme le gel notamment. Cette zone repose sur un calcaire sain dont la perméabilité reste assez faible. Du point de vue de la chimie des eaux, qu'elle soit isotopique ou classique, les résultats impliquent l'existence d'une évaporation importante (M. BAKALOWICZ *et al.*, 1974 ; M. BAKALOWICZ et A. AMINOT, 1974). Ces considérations conduisent à soupçonner l'existence de réserves dans cette tranche de calcaire altéré. Un examen systématique de cette zone du karst a permis de constater que nombreux sont les puits, profonds de quelques mètres, qui rencontrent une zone saturée alors qu'en profondeur des circulations karstiques sont connues.

L'apparition de sources superficielles pérennes, dotées quelquefois de bons débits, présage de l'existence de volumes d'eau en conséquence. Une de ces sources, la Fontaine de La Bièle, située sur le système karstique de Moulis a été étudiée. La réserve sur une étendue de 1 km² environ serait de l'ordre de 20 000 m³ (p.v.k. de l'ordre de 2 %). La présence d'une telle réserve, donnant naissance à un exutoire qui ne tarit jamais, est l'indice de l'existence d'une zone saturée. L'étude des populations animales vivant dans ce milieu (F. LESCHER-MOUTOUÉ, 1973) est un autre argument en faveur de cette supposition. Enfin, les données tant chimiques que thermiques montrent qu'il faut admettre que la source de La Bièle est effectivement alimentée par des réserves superficielles non négligeables. Cet ensemble d'observations conduit à considérer la source de La Bièle comme l'émergence d'un véritable aquifère.

Ainsi, peut-on en conclure que la partie superficielle du karst peut, dans certains cas, abriter des réserves. L'aquifère karstique paraît alors plus complexe et il doit falloir tenir compte dans de nombreux cas de l'existence d'aquifères superficiels que nous appelons *aquifères épikarstiques*. Discontinus et répartis à la surface du système karstique, leurs échanges avec les circulations profondes sont à con-

sidérer pour comprendre la dynamique des transferts d'eau dans le système.

f) Si les données acquises sur le karst noyé ne facilitent pas une étude directe de l'infiltration, elles contribuent néanmoins à susciter quelques réflexions à son propos. Les modalités de l'infiltration apparaissent comme un phénomène fondamental dans la compréhension de nombreux mécanismes dont l'état, l'évolution ou le comportement du karst, dépendent. Il s'agit incontestablement là d'une voie de recherche très prometteuse.

3.5) CONCLUSION.

L'analyse des hydrogrammes de sources karstiques a toujours été considérée avec un grand intérêt parce qu'elle représente un des rares moyens d'accès facile, susceptible de fournir des renseignements sur la nature des aquifères qui les alimentent et les modes de circulation dont ces aquifères sont le siège.

Cependant, très souvent, cette analyse a été fondée sur des concepts erronés. De ce fait les paramètres physiques déduits ont perdu le sens que le modèle utilisé imposait.

L'opérateur de transfert qui traduit les circulations d'eau au niveau du karst ne paraît pas devoir être considéré comme linéaire. Dans ces conditions, logiquement, il faudrait faire appel à une analyse tenant compte de cette non-linéarité. Une telle démarche est complexe ; en raison de cela, J. AMOROCHO (1963) a préconisé une approche de la connaissance de la fonction de transition à partir d'un opérateur linéaire. Suivant l'état du système, une famille de fonction de transfert est mise en évidence, famille qui caractérisera le type d'aquifère étudié.

En accord avec ce raisonnement, nous avons par la suite subdivisé le système karstique en deux sous-systèmes relatifs, l'un à l'infiltration (zone non saturée), l'autre au karst noyé (zone saturée). Cette distinction permet une simplification de la démarche tout en étant conforme avec certains aspects de la réalité.

Le *sous-système infiltration* est d'étude moins aisée que le *sous-système karst noyé* ; les lois d'écoulement qui le concernent sont d'un abord délicat. Les moyens d'accès à l'infiltration sont rares et peu représentatifs ; rappelons que sous cette désignation sont englobés à la fois les mécanismes propres à l'infiltration, mais aussi le ruissellement de surface lorsque le système comporte également des terrains non karstiques. Ces considérations ont conduit à travailler sur le sous-système karst noyé ; la connaissance des fonctions de transfert établies à son niveau devant, de façon indirecte, permettre de définir celle du sous-système infiltration.

L'étude du sous-système karst noyé a mis en évidence un certain nombre de points. Les relations charge-débit sont linéaires ou quadratiques ; en fonction de l'amplitude et de la durée des impulsions affectant le karst noyé, des phénomènes d'inertie apparaissent ou non. Aussi, en dehors du problème de linéarité de l'opérateur de transfert, on s'aperçoit que celui-ci peut prendre des formes bien différentes en relation avec des facteurs dont l'influence est indéterminable à priori.

Dès lors, on se rend compte qu'il devient illusoire de proposer un opérateur de transfert global, même approché, pour caractériser le karst noyé, l'infiltration ou les deux à la fois.

Toutefois, nous conserverons le principe de la démarche proposée tout en l'aménageant aux impératifs du problème karstique. La distinction en deux sous-systèmes débouche sur une séparation des composantes de l'hydrogramme en deux : l'une se rapporte à un écoulement de crue et l'autre à un débit de base. Cette séparation est semblable à celle des hydrogrammes de cours d'eau subaériens qui présentent une analogie certaine avec les hydrogrammes des exutoires karstiques. Cette analyse ne correspond pas exactement aux transferts rapportés aux deux sous-systèmes infiltration et karst noyé puisque les circulations des drains de la zone saturée s'intègrent dans l'écoulement des crues. Le débit de base concerne seulement les mises en réserve qui se réalisent dans le karst noyé et sont libérées lors du tarissement ; ce débit peut être abordé à partir des modèles conceptuels. L'écoulement de crue est traduit par des formules empiriques établies de manière à faciliter les comparaisons entre des types d'aquifères karstiques très différents.

Ajoutons enfin que l'hydrogramme étudié est l'hydrogramme réel ; les fonctions et les paramètres déterminés à leur propos ne sont donc pas utilisables dans une équation de convolution. Les renseignements apportés sont d'une autre nature : ils indiquent le comportement et l'évolution des réactions du système aux sollicitations qui l'affectent suivant ses conditions d'état au moment où les impulsions interviennent.

C'est sur ces bases que l'étude des courbes de récession est effectuée. L'analyse ne porte pas sur l'ensemble de l'hydrogramme ni sur tous les hydrogrammes ; seules les décrues suivies de tarissement sont susceptibles de simplifications compatibles avec l'emploi de modèles donnant le maximum d'informations sur le fonctionnement de l'aquifère.

Lors du tarissement, la fonction représentative et les paramètres qui la caractérisent sont rigoureux. Le choix d'une exponentielle paraît convenir aux exemples traités. L'extrapolation de cette loi à la décrue est une approximation dont l'incertitude doit faire abandonner toute idée d'établissement du volume dynamique à partir de la pointe de crue. Ce volume n'a de sens que lors du tarissement. Cependant cette extrapolation qui élimine une partie du débit de base du reste de la décrue permet une approche de l'étude de l'écoulement de crue. Une expression empirique a été recherchée pour exprimer ce dernier lors de la décrue ; elle a l'avantage de pouvoir représenter un très grand nombre de courbes de récession possibles. Son application à plusieurs systèmes karstiques conduit à expliciter les paramètres qui la caractérisent et fournit un certain nombre de résultats :

1° Les variations d'un cycle à l'autre du coefficient de tarissement α, traduisent l'état du karst noyé et de ses réserves au moment où le tarissement survient. Elles montrent que ces réserves ne peuvent se reconstituer facilement, un fort étiage ayant des répercussions sur plusieurs années. Lorsque le système est un aquifère captif, le coefficient de tarissement tend à devenir constant sauf dans le cas de systèmes karstiques complexes comme celui de Fontaine de Vaucluse.

Les coefficients d'emmagasinement obtenus, lorsque l'aquifère n'est pas captif, indiquent que l'écoulement dans les calcaires correspond de façon globale à un écoulement en charge.

2° La courbe de décrue, abstraction faite du débit de base, est ramenée à une fonction du type $q^* = q_0\, y$ où $y = \dfrac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$. L'expression de y, indépendante de l'importance des débits, traduit l'allure de la décrue. Elle va permettre d'établir des comparaisons entre les différents systèmes karstiques étudiés. Les valeurs des paramètres qui la caractérisent (η' et ε) sont en relation avec les mécanismes d'infiltration propres à chaque système ; elles témoignent aussi des événements séparant le moment où l'eau arrive sur le sol de celui où elle s'infiltre dans le karst. Ainsi, la courbe y met en évidence l'importance du ruissellement de surface sur l'impluvium et permet de distinguer les systèmes à résurgences des systèmes à exsurgences. La présence de neiges sur le bassin versant diminue considérablement la vitesse de décroissance de la décrue.

Les différents points soulignés conduisent à penser que l'analyse des courbes de récession, telle que nous la réalisons, fournit de nombreux renseignements sur l'état du karst et son fonctionnement. Sa mise en œuvre est relativement délicate et les interprétations qui en découlent doivent être obligatoirement contrôlées par des observations de terrain. Un essai de classification peut être désormais tenté à partir des paramètres que nous avons établis.

4. — RENSEIGNEMENTS APPORTÉS PAR CERTAINES TECHNIQUES PONCTUELLES.

Dans les différents chapitres qui précèdent, nous avons considéré le système karstique dans son ensemble. Cependant, (voir paragraphe 2.3.1, 2e partie), il convient parfois de rechercher des renseignements sur certaines parties du système, ne serait-ce que pour déterminer sa variabilité spatiale. Comme il s'agit là de la seule démarche possible, il importe de connaître la valeur des méthodes utilisées pour obtenir de tels renseignements puisque certains auteurs tirent de ces méthodes l'essentiel de leurs informations sur le karst ; il paraît donc nécessaire de définir la représentativité et la validité des données ainsi obtenues.

Nous prendrons deux exemples de techniques ponctuelles : les pompages d'essai et les opérations de traçage.

4.1) POMPAGE D'ESSAI EN AQUIFÈRE KARSTIQUE.

Il ne saurait être question dans le cadre de ce travail de reprendre l'ensemble des théories relatives au pompage d'essai ; nous ferons un bref rappel et dégagerons les aspects limitants, compte tenu des particularités du karst (M. Bonnet, 1970 ; P. Ungemach et Ph. Rognon, 1970 ; L. Demassieux, 1970 ; E. Berkaloff, 1970 ; S. Ramon, 1970 ; J. Forkasiéwicz, 1970).

4.1.1) Principes d'étude.

Les écoulements établis à partir de pompages sont définis par des équations différentielles. Après cer-

taines simplifications et en fonction des conditions aux limites, il est possible de rechercher des solutions de ces équations. Les méthodes utilisées font appel à l'analyse mathématique, traitée de façon numérique, graphique ou analogique (G. SCHNÉEBELI, 1966).

Les critères fondamentaux que nous retiendrons sont au nombre de trois : relation linéaire ou quadratique entre charge et débit, écoulement permanent ou transitoire et écoulement en charge ou a surface libre ; selon la validité de ces critères les solutions seront bien différentes.

4.1.1.1) RELATION LINÉAIRE ENTRE CHARGE ET DÉBIT.

Dans le cas où la relation entre la charge et le débit est linéaire, l'écoulement suit la loi de Darcy (cf. paragraphe II, 4.1, 1re partie). L'introduction de cette loi, en simplifiant notablement les équations de l'écoulement, facilite leur traitement.

4.1.1.1.1) *Ecoulement permanent.*

Le problème dans ces conditions revient à résoudre l'équation de Laplace avec φ variable représentant la charge hydraulique. La recherche des solutions de l'équation de Laplace part d'un certain nombre de simplifications. Si l'on suppose l'écoulement radial circulaire vers le puits depuis une distance R appelée rayon d'action, cet écoulement étant réalisé à partir d'un pompage à débit constant Q, des solutions immédiates apparaissent. Toutefois une différence existe suivant le type d'écoulement, en charge ou à surface libre.

a) *Ecoulement en charge.*

Dans ce type d'écoulement, nous obtenons comme solution :

$$Q = a \frac{\varphi_o - \varphi_p}{\text{Log} \frac{R}{r}},$$

expression dans laquelle φ_o représente la charge hydraulique à la distance R, φ_p celle au niveau du puits, r le rayon du puits et a une constante (G. SCHNÉEBELI, 1966 ; P. CHAUMET, 1965).

Dans le cas d'un substratum horizontal avec un puits complet traversant la couche aquifère de puissance e, puissance faible par rapport aux autres dimensions, si le milieu est homogène et la nappe initialement au repos $a = 2 \pi eK$ où K est la perméabilité de Darcy. La différence $\varphi_o - \varphi_p$ correspond au rabattement Δ observé dans le puits. Il en résulte :

$$\Delta = B Q.$$

D'après G. SCHNÉEBELI (1966), l'existence d'une anisotropie du milieu, d'un écoulement éventuel antérieur au pompage, ou le fait que le puits soit incomplet, ne modifie en rien l'expression trouvée ; en revanche, la constante n'a plus la même signification et sa détermination peut devenir délicate.

b) *Ecoulement à surface libre.*

Des solutions ont été proposées à la suite des travaux de T. A. TCHARNYI (1951). Comme la surface libre s'abaisse avec le pompage — le substratum imperméable étant considéré horizontal — il est possible de remplacer la charge φ par la fonction :

$$I = \int_o^h \varphi \, dz - \frac{h^2}{2} ;$$

h représente la charge au niveau de la surface libre, dz la variation du niveau de la nappe.

L'équation de Laplace n'est plus en φ mais en I. Avec les mêmes restrictions que précédemment on obtient :

$$Q = \pi K \frac{h_o^2 - h_p^2}{\text{Log} \frac{R}{r}}.$$

Il s'agit de la formule de Dupuit où h_p représente la hauteur dans le puits, h_o la charge à la distance R.
Le rabattement Δ est égal à $h_o - h_p$.
D'où : $Q = a \Delta^2 + b \Delta$,

$$\text{avec } a = - \frac{\pi K}{\text{Log} \frac{R}{r}} \text{ et } b = \frac{2 h_o \pi K}{\text{Log} \frac{R}{r}}.$$

La relation liant le débit au rabattement n'est plus linéaire, mais une fonction du 2e degré. Comme la dérivée première est positive, la fonction est croissante ; la dérivée seconde étant négative, la courbe présente un maximum. Ces données permettent de déterminer la courbe : $Q = f(\Delta)$.

c) *Remarques.*

L'étude des pompages d'essai en régime permanent a perdu beaucoup de son intérêt depuis que l'on sait mettre en œuvre des techniques d'études en régime transitoire. Le régime permanent n'est pas toujours aisé à obtenir et les équations supposent la connaissance du rayon d'action R, ce qui présente quelques difficultés. Plusieurs méthodes ont été tentées : for-

mules de THIEM (1906), de VIBERT (1949), de WENZEL (1942) et de SCHOELLER (1956).

Nous nous intéresserons à la propriété de la relation qui lie le rabattement au débit de pompage et qui découle de l'étude d'un pompage en régime permanent. Quand celui-ci est effectué par paliers enchaînés (M. BONNET, 1970) à partir desquels on obtient le régime permanent, il est possible de construire la courbe débit-rabattement, appelée *courbe caractéristique* (G. CASTANY, 1963). Si la relation n'est pas linéaire, le rabattement Δ ne peut plus être considéré comme la différence de charge $\varphi_o - \varphi_p$. Il apparaît dans le puits une surface de suintement déterminée par l'écart existant entre le niveau de l'eau dans le puits et la surface libre (G. NAHRGANG, 1956 ; N. S. BOULTON, 1951) (cf. paragraphe II, 4.6, 1re partie).

4.1.1.1.2) *Ecoulement transitoire.*

L'interprétation des pompages d'essai en régime transitoire relève de plusieurs méthodes établies à partir d'un certain nombre de simplifications. Toutes ces méthodes partent des équations différentielles formulées dans la première partie de ce travail et dont nous avons discuté les limites de validité. Lors de l'intégration de ces équations, d'autres simplifications s'ajoutent à celles formulées au niveau des équations différentielles : symétrie de révolution et horizontalité du mouvement, débit de pompage constant. Dans ces conditions, on aboutit à une équation de Bessel dont les solutions sont connues :

$$\Delta = \frac{Q}{4\,\pi\,T}\left[-\,\mathrm{Ei}\left(-\frac{x^2\,S}{4\,Tt}\right)\right],$$

où Q représente le débit de pompage, Δ le rabattement observé après un temps t à une distance x de l'axe du puits ou du forage, T la transmissivité et S le coefficient d'emmagasinement. Ei est une fonction appelée exponentielle intégrale.

A partir de cette expression une courbe de base est construite, dite *courbe standard*. La comparaison de la courbe $\Delta = f(t)$ réellement obtenue par rapport à la courbe standard permet de fournir la valeur des paramètres T et S (méthode de Theis, THEIS 1935 ; méthode d'identification, Y. ENSELLEM 1965). Lorsque le temps de pompage est grand, H. H. COOPER et C. E. JACOB (1946) et C. E. JACOB (1950) ont proposé une approximation (méthode approximative de Jacob, J. FORKASIÉWICZ, 1970) :

$$\Delta = \frac{0{,}183\;Q}{T}\log\frac{2{,}25\;Tt}{x^2\;S}.$$

Lorsque l'écoulement n'est pas en charge, on sait que le rabattement ne coïncide plus avec la différence de charge entre l'instant initial et l'instant t. Les formules ci-dessus ont été établies à partir de charges. Il devient ainsi abusif d'assimiler ces variations de charges aux rabattements. Par des démarches différentes, plusieurs auteurs ont introduit des corrections à la méthode de Theis pour tenir compte du fait que la nappe est à surface libre (M. S. HANTUSH, 1956 ; N. S. BOULTON, 1954).

4.1.1.2) RELATION NON LINÉAIRE ENTRE CHARGE ET DÉBIT.

La non-linéarité de la relation liant la charge au débit conduit à un système aux dérivées partielles, analytiquement inextricable, et dont la résolution numérique n'est pas toujours possible. Une solution est envisageable dans le cas où on considère : un débit de pompage constant et un écoulement permanent, radial, circulaire et supposé en charge. A ces hypothèses, ajoutons celles indiquées précédemment qui permettent l'expression des constantes et facilitent la démarche du raisonnement. Tout se passe alors comme si la nappe était alimentée par une tranchée circulaire concentrique au puits et située à une distance R de celui-ci. En appliquant la loi d'écoulement, on obtient :

$$\frac{d\varphi}{dx} = \frac{V}{K}\,(1 + \beta V).$$

Lorsque $\varphi = \varphi_o$, $x = R$ et lorsque $\varphi = \varphi_p$, $x = r$ (rayons du puits).

Par ailleurs, le débit $Q = 2\,\pi\,e\,x\,V$.

D'où : $$\int_{\varphi_p}^{\varphi_o} d\varphi = \frac{Q}{2\,\pi\,e\,K}\int_r^R \frac{dx}{x^2} + \frac{\beta\,Q^2}{(2\,\pi\,e)^2\,K}\int_r^R \frac{dx}{x},$$

$$\varphi_o - \varphi_p = \frac{Q}{2\,\pi\,e\,K}\,\mathrm{Log}\,\frac{R}{r} + \frac{\beta\,Q^2}{(2\,\pi\,e)^2\,K}\left(\frac{1}{r} - \frac{1}{R}\right).$$

$\frac{1}{R}$ est très faible devant $\frac{1}{r}$ et peut être négligé, ainsi :

$$\varphi_o - \varphi_p = \frac{Q}{2\,\pi\,e\,K}\,\mathrm{Log}\,\frac{R}{r}\left[1 + \frac{\beta\,Q}{2\,\pi\,e\,r\,\mathrm{Log}\,\frac{R}{r}}\right]$$

Si β est très faible, on retrouve l'expression établie quand la relation entre charge et débit est linéaire. La différence $\varphi_o - \varphi_p$ correspond au rabattement Δ observé dans le puits. On en déduit :

$$\Delta = BQ + CQ^2,$$

équation dans laquelle $A = \frac{\mathrm{Log}\,\frac{R}{r}}{2\,\pi\,eK}$ et $B = \frac{\beta}{(2\,\pi\,e)^2 rK}$.

C. E. JACOB (1946) aboutit dans les mêmes conditions à une équation semblable. M. I. RORABAUGH (1953)

propose une équation du type $\Delta = BQ + CQ^n$. La dérivée première est positive, la courbe est donc croissante ; la dérivée seconde est également positive et la courbe présente un minimum. En régime permanent la forme de la courbe est identique à celle obtenue avec une relation linéaire entre charge et débit, à condition que l'écoulement soit à surface libre. L'existence d'anisotropie ou d'un écoulement antérieur et le fait que le puits soit incomplet, conduisent à la forme identique de la relation liant le rabattement au débit ; toutefois B et C n'ont plus la même signification. Lorsque l'écoulement est à surface libre, l'obtention de solutions devient très complexe voire insurmontable ; il en est également ainsi lorsque le régime est transitoire. Si la nappe est en régime permanent et l'écoulement à surface libre, tout ce que l'on peut affirmer c'est que la relation $\Delta = f(Q)$ n'est pas linéaire.

4.1.2) Discussion.

Actuellement, l'interprétation des pompages d'essai est essentiellement effectuée à partir des méthodes mises au point en régime transitoire, qui doivent être appliquées avec une certaine circonspection. En effet, que l'on prenne le procédé de Theis ou celui d'identification par exemple, l'expérience montre que l'on arrive très souvent à superposer un grand nombre de courbes, quelles que soient les hypothèses de départ, sur une portion de la courbe standard. Les sections qui s'en écartent sont alors interprétées comme des anomalies au niveau des conditions aux limites.

Toujours en régime transitoire, si l'on porte le temps en abscisses logarithmiques et le rabattement en coordonnées arithmétiques, on peut obtenir sur une certaine partie un ajustement linéaire alors que les hypothèses de Theis et l'approximation de Jacob ne sont absolument pas vérifiées (lorsque les pertes de charge sont quadratiques on observe souvent une courbe en S).

Il en découle que l'emploi de ces méthodes devrait être précédé d'un minimum de vérifications des hypothèses qu'elles impliquent. Par ailleurs, le bon ajustement d'une partie des résultats avec les courbes correspondant à ces méthodes n'apparait en aucun cas comme une justification de leur utilisation et comme une confirmation du bien-fondé des hypothèses formulées.

Lorsqu'elle est possible, l'étude du régime permanent, permet de préciser la validité de certaines hypothèses.

Admettons qu'un pompage ait été réalisé suivant trois paliers successifs au niveau desquels le régime est considéré comme permanent. A partir de ces trois points, avec un débit de pompage constant au cours de ces trois opérations, on construit la courbe $\Delta = f(Q)$. Tant que les points s'alignent, les courbes obtenues en régime transitoire pour atteindre les paliers sont analysables suivant les méthodes préconisées (Theis, identification, Jacob). Si les points ne s'alignent plus, il est nécessaire de préciser d'autres caractères :

1° Avec un aquifère captif, on sait que les pertes de charges ne sont plus linéaires mais quadratiques. La courbe est une parabole. Les pertes de charge quadratiques correspondent soit au fait que la loi de Darcy n'est plus vérifiée, soit à des pertes de charge singulières au niveau du forage ou du puits. Dans tous les cas les méthodes de régime transitoire sont inapplicables.

2° Pour un aquifère à surface libre, la courbe $\Delta = f(Q)$ est une parabole si les pertes de charge singulières et la loi de Darcy sont acceptables ; dans le cas contraire il faut admettre qu'il existe des pertes de charge singulières ou que la loi de Darcy n'est pas vérifiée.

Dans le premier cas, l'étude en régime transitoire est réalisable moyennant les corrections de HANTUSH, de BOULTON et autres (cf. M. BONNET *et al.*, 1970) ; dans le second, l'analyse n'est plus faisable.

Les résultats obtenus à propos des courbes de récession semblent indiquer que même si l'aquifère n'est pas captif, les caractéristiques hydrauliques, comme le coefficient d'emmagasinement, sont celles d'écoulement en charge.

Ainsi, pour tout pompage effectué dans des aquifères karstiques par paliers enchainés, l'obtention d'une relation rabattement en régime permanent-débit non linéaire doit être considérée comme une présomption sinon une certitude de la présence de pertes de charge quadratiques.

De toute manière les méthodes d'analyse conventionnelles ne sont plus applicables.

De ce constat découle la nature de l'information obtenue par ce procédé d'investigation. Deux aspects sont à considérer, l'un porte sur ce qu'il ne faut surtout pas déduire et l'autre sur ce que l'on peut estimer.

a) Nombreux ont été les auteurs qui ont cherché à savoir si les lois de l'hydraulique des milieux poreux étaient ou non applicables aux aquifères calcaires karstifiés. La technique de pompage offre des éléments de réponse à ce problème que nous avons déjà discuté par ailleurs. Ainsi, peut-on être très surpris de l'opinion émise par J. ARCHAMBAULT, L. BOURGUET et Y. VAILLEUX (1971). Ces auteurs, à la

suite de pompages effectués dans les calcaires karstiques de Grèce, au cours desquels les relations rabattement en régime permanent - débit se sont avérées non linéaires, affirment que « la nappe des massifs karstiques obéit aux lois de l'hydraulique des milieux poreux ». Cette assertion est dénuée de fondement car elle est basée sur l'utilisation des méthodes de Theis et de l'approximation de Jacob qui ne peuvent pas rendre compte de la réalité des faits, soit parce que les pertes de charge sont quadratiques, soit parce que l'aquifère est à surface libre et que les corrections n'ont pas été faites. Cette affirmation est d'autant plus regrettable qu'elle a été reprise par certains auteurs et admise comme étant parfaitement justifiée.

Il ne s'agit pas là d'un cas isolé. L'obtention, par la méthode de l'approximation de Jacob, d'une portion linéaire sur la courbe obtenue permettant le calcul d'une transmissivité, est considérée comme un argument décisif à condition que les valeurs trouvées pour cette transmissivité soient en accord avec celles que l'on détermine en milieu poreux. (C. Drogue, 1969 ; H. Salvayre, 1971 ; Hu Khiam, 1973). Nous ne pouvons également souscrire à cette argumentation.

Il est sûr que le fait d'obtenir une relation non linéaire entre le rabattement en régime permanent et le débit de pompage est ambigu puisque des causes différentes provoquent des effets identiques. Si l'aquifère est captif, ou si l'écoulement est en charge, cette ambiguïté disparaît.

Par ailleurs, il convient également de discuter la signification d'une transmissivité au niveau d'un aquifère karstique. Deux points de vue sont à considérer :

1° La transmissivité peut être définie par rapport à la conductivité hydraulique (8) ; la notion de conductivité hydraulique appliquée au karst est d'un emploi difficile. Il existe en effet des drains de conductivité infinie qui séparent des domaines où cette conductivité est parfois assez faible. Ces discontinuités apparaissent souvent comme des conditions aux limites pour les ensembles qu'elles séparent au même titre que les rivières de surface par rapport aux nappes.

2° L'introduction d'une transmissivité implique un écoulement bidimensionnel et suppose ainsi les hypothèses de Dupuit vérifiées. Nous avons dit (cf. paragraphe II, 4.6, 1re partie) combien cette hypothèse est peu conforme aux observations réalisées dans le karst.

L'introduction de tenseur pour représenter la transmissivité ou la prise en compte de l'anisotropie due aux fissures, comme cela a été proposé par I. S. Papadopulos (1965) ou N. Rofail (1965), devient parfaitement illusoire.

b) Les particularités de l'aquifère karstique rendent nécessaires l'utilisation de techniques appropriées à ce type d'aquifère.

Le problème posé par un pompage dans un aquifère karstique avec la présence possible, sinon probable, de pertes de charges quadratiques rejoint certains problèmes rencontrés par les pétroliers au niveau de l'exploitation de gisements de gaz ; dans ce cas en effet, la loi de Darcy ne rend pas compte des phénomènes. C'est pourquoi dans un premier temps, nous emploierons la méthode d'approche des géologues pétroliers (P. Chaumet, 1965).

On construit le graphique rabattement spécifique (Δ/Q) en fonction du débit obtenu pour des régimes permanents. Cela suppose d'effectuer plusieurs pompages atteignant chacun un palier. Soit Δ_s le rabattement spécifique.

$$\Delta_s = B + CQ,$$

si la courbe caractéristique est parabolique. Les valeurs de B et C caractérisent alors le puits et l'aquifère.

Plus la conductivité hydraulique est grande plus B et C sont petits. B est d'autant plus grand que le rayon d'influence du pompage est vaste. Quant à C il est proportionnel aux pertes de charge quadratiques, lorsque la loi de Darcy n'est plus vérifiée ou qu'il existe des pertes de charge singulières. Les valeurs rencontrées dans la littérature vont de 1.10^{-2} à 2 pour B et de 1.10^{-3} à 3 pour C en exprimant Δ en m et Q en m^3/h. Cette méthode largement utilisée aux U.S.A., a fait l'objet de plusieurs compléments (W. C. Walton, 1962 ; W. H. Bierschenk, 1964) et a servi de base à une classification. Cependant, nous partageons pleinement les critiques formulées par M. Bonnet (1970) car la stabilisation au niveau du palier est assez discutable et l'on ne peut donner à B et à C la signification théorique fournie par la formulation développée plus haut qui tient compte de nombreuses approximations. Il ne s'agira donc pas de donner un sens très précis aux paramètres d'ajustement de la courbe caractéristique. Dans le cas du karst, la présence d'un terme quadratique ne nous paraît pas uniquement imputable à l'effet de puits mais également à l'aquifère ; dans ces conditions, à l'heure actuelle, la méthode des pompages par paliers enchaînés paraît la seule admissible. La comparaison de plusieurs types de karst sur lesquels on possède déjà des informations devrait permettre d'uti-

(8) Rappelons qu'il s'agit ici de la perméabilité de Darcy. Cette dernière est différente de la perméabilité dans son sens physique, désignée comme étant la perméabilité intrinsèque. La première s'exprime en $[LT^{-1}]$ la seconde en $[L^2]$. C'est pourquoi pour éviter toute confusion nous préférons employer le terme de conductivité hydraulique.

liser avantageusement les coefficients B et C. Le danger de cette méthode réside dans le fait qu'on peut rapporter à l'aquifère des caractères dus au puits lui-même. Ajoutons enfin que lorsque la courbe caractéristique ne peut être approximée ni par une parabole ni par une droite, l'analyse ne saurait donner de résultats exploitables.

La présence de discontinuités dans l'aquifère karstique conduit ensuite à proposer de nouvelles méthodes afin d'élargir à l'ensemble de l'aquifère les renseignements fournis par des pompages effectués en certains points. Partant d'un échantillonnage (données ponctuelles tels les pompages d'essai) réparti dans l'espace, ces méthodes consistent à identifier les blocs homogènes, puis à déterminer leur connexion. Citons la méthode du krigeage établie par G. MATHÉRON (1965) et d'analyse des correspondances de J. P. BENZÉCRI (*in* Y. ENSELLEM, 1972). Il serait trop long d'exposer ici leurs principes et leurs mises en œuvre puisque, par ailleurs, nous n'avons pas eu l'occasion de les utiliser. Ces méthodes paraissent toutefois répondre parfaitement aux problèmes du traitement des données ponctuelles dans le cas d'aquifère karstique.

4.1.3) Application.

Nous traiterons une seule application relative à un pompage d'essai effectué sur le karst profond de Lavelanet (Ariège) (cf. paragraphe 3.5.1, 2e partie) (9). L'avantage de cet exemple est qu'il concerne une nappe captive dans laquelle on pourrait, *a priori*, exclure la présence de gros conduits karstiques étant données sa profondeur et sa position. Ces caractéristiques permettront d'étayer les assertions formulées plus haut. Les données du pompage réalisé par le B.R.G.M. en juin 1970 sont empruntées à J. ROCHE (1970). Une première opération a eu lieu du 9 au 11 juin avec un débit de 84 m³/h (Δ = 63 m). Le 20 juin, une deuxième opération suivait avec des pompages à débits croissants : 37,5 m³/h (Δ = 14,83 m), 56 m³/h (Δ = 28,43 m) et 87,3 m³/h (Δ = 58,58 m) ; un régime quasi permanent (fig. 34) a été obtenu les deux fois. La courbe caractéristique (fig. 35) indique que la relation rabattement-débit n'est pas linéaire. En revanche, la relation rabattement spécifique-débit (fig. 36) est linéaire :

$$\Delta_s = B + CQ,\ B = 0{,}20,\ C = 5{,}4.10^{-3}.$$

Ce résultat montre que la courbe caractéristique est une parabole. L'aquifère étant captif, l'obtention d'une parabole pour la courbe caractéristique indique la présence de pertes de charge quadratiques. Même pour les faibles rabattements, la courbe caractéristique ne peut pas être approximée par une droite. On est donc autorisé à conclure que, dans cet aquifère, l'écoulement provoqué par le pompage ne répond pas à la loi de Darcy. En régime transitoire, la courbe $\Delta = f(\log t)$ (méthode d'approximation logarithmique) est en forme de S. Néanmoins on pourrait ajuster une droite dans sa partie centrale ; l'interprétation habituelle aurait été de dire que la non-concordance de part et d'autre de la droite était due à un effet de puits et à une condition aux limites particulières. Une telle interprétation ne peut pas être accepté. De même, le point correspondant au pompage du 9 au 11 juin (où on avait également obtenu un palier) ne se place pas sur la droite $\Delta = 0{,}20 + 5{,}4.10^{-3}$ Q. Nous pensons retrouver dans ce résultat les effets de l'hétérogénéité spatiale quand le facteur temps varie.

Actuellement, depuis plus de 2 ans, 140 m³/h sont pompés régulièrement dans ce forage, avec un rabattement inférieur à celui qui était prévu.

Les résultats du pompage dans le karst profond du synclinal de Lavelanet conduisent à penser que des écoulements importants ne répondant pas à la loi de Darcy existent à ce niveau. Cela implique qu'une karstification d'une certaine ampleur affecte les calcaires à cette profondeur ; si la présence de gros conduits reste peu probable, on doit néanmoins admettre la présence de vides karstiques d'une certaine dimension. Il en résulte que la karstification est possible à grande profondeur (cf. H. SCHOELLER, 1965) ; par ailleurs il semble que l'on ne puisse pas traiter ce type d'aquifère par des méthodes conventionnelles ce qui, *a priori*, paraissait faisable.

Rappelons enfin (cf. paragraphe II, 4.4.2.1, 1re partie), qu'un phénomène de marée d'une amplitude de 10 cm est perceptible dans le puits atteignant cet aquifère. Pour une puissance de l'aquifère de 50 m, le coefficient d'emmagasinement serait : $S = 5.10^{-6}$, valeur comparable à celle que nous avons obtenue pour le Baget et Fontestorbes.

4.1.4) Conclusion.

Les pompages d'essai constituent souvent la seule technique d'approche susceptible de résoudre les problèmes posés par les aquifères karstiques, mais dans bien des cas, leur interprétation s'avère abusive.

En effet, cette méthode de recherche implique des conditions rarement, voire jamais, respectées dans

(9) Les caractéristiques du forage sont les suivantes : diamètre de 323 mm jusqu'à 155 m de profondeur, puis de 164 mm jusqu'à 436 m, enfin absence de tubage au niveau de l'aquifère sur 50 m ; il ne s'agit pas d'un puits complet.

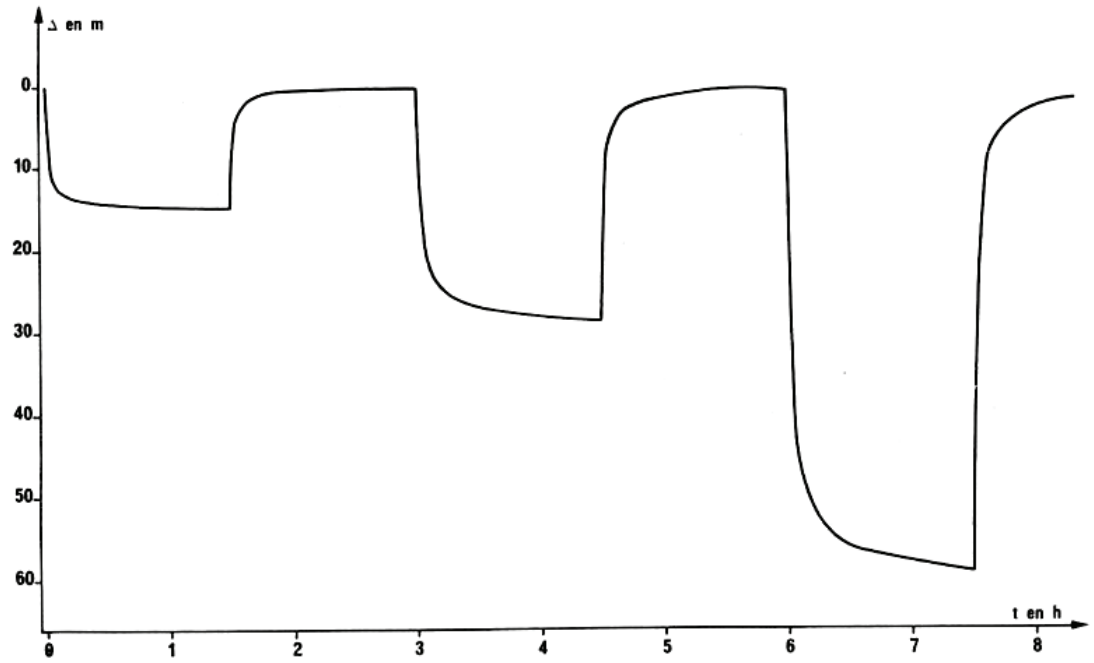


FIG. 34. — Pompage d'essai par paliers enchaînés sur le forage de Lavelanet. Lors des trois paliers, les débits ont été respectivement de 37,5 m³/h, 56 m³/h et 87,3 m³/h.

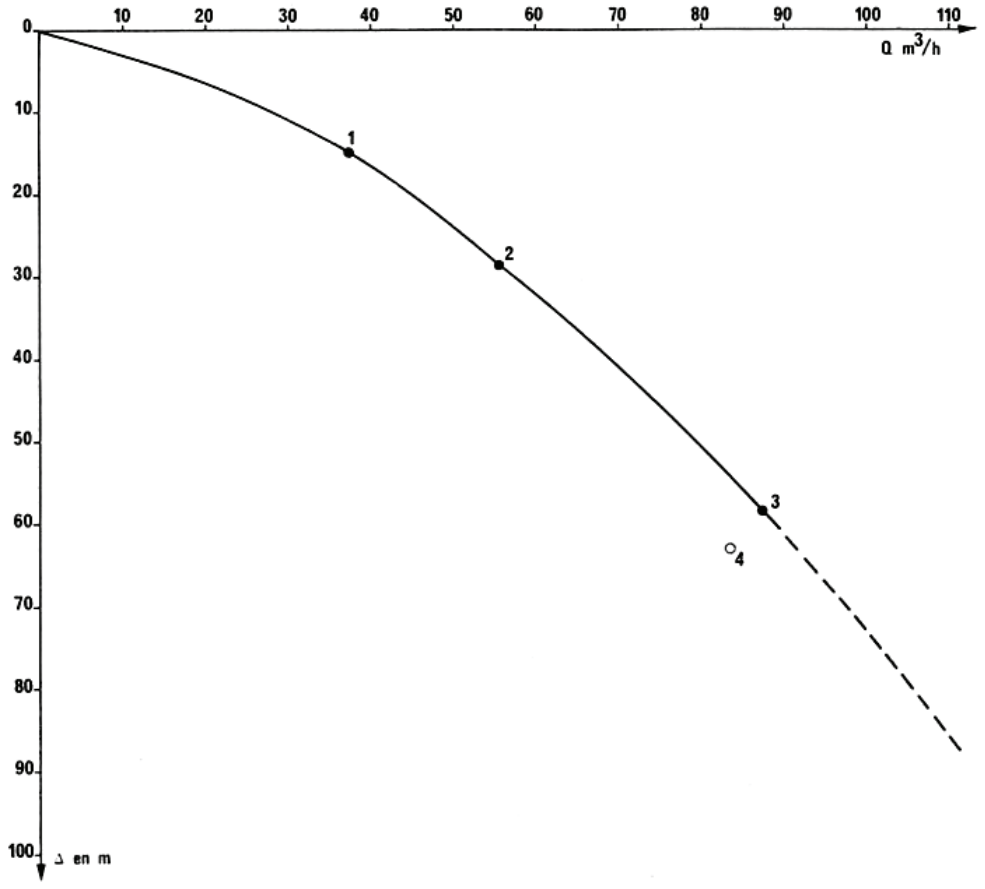


FIG. 35. — Courbe caractéristique établie à partir des trois pompages effectués sur le forage de Lavelanet.

les karsts. La conformité des résultats obtenus avec les courbes proposées par la théorie ne paraît pas devoir être considérée comme une preuve de la véracité des hypothèses formulées ; c'est ainsi que la superposition des points expérimentaux avec les valeurs du modèle est parfois très artificielle. En revanche, la courbe caractéristique permet de savoir s'il est possible ou non d'utiliser les méthodes habituelles.

La notion de transmissivité est elle-même très discutable, il est proposé de ne retenir au niveau des pompages d'essai que les coefficients de la courbe caractéristique qui peuvent permettre de comparer des aquifères karstiques entre eux.

Ces données ponctuelles doivent ensuite être traitées par la méthode des variables régionalisées, telle qu'elle est pratiquée en géostatistique, si l'on veut tenir compte de l'hétérogénéité de l'aquifère karstique.

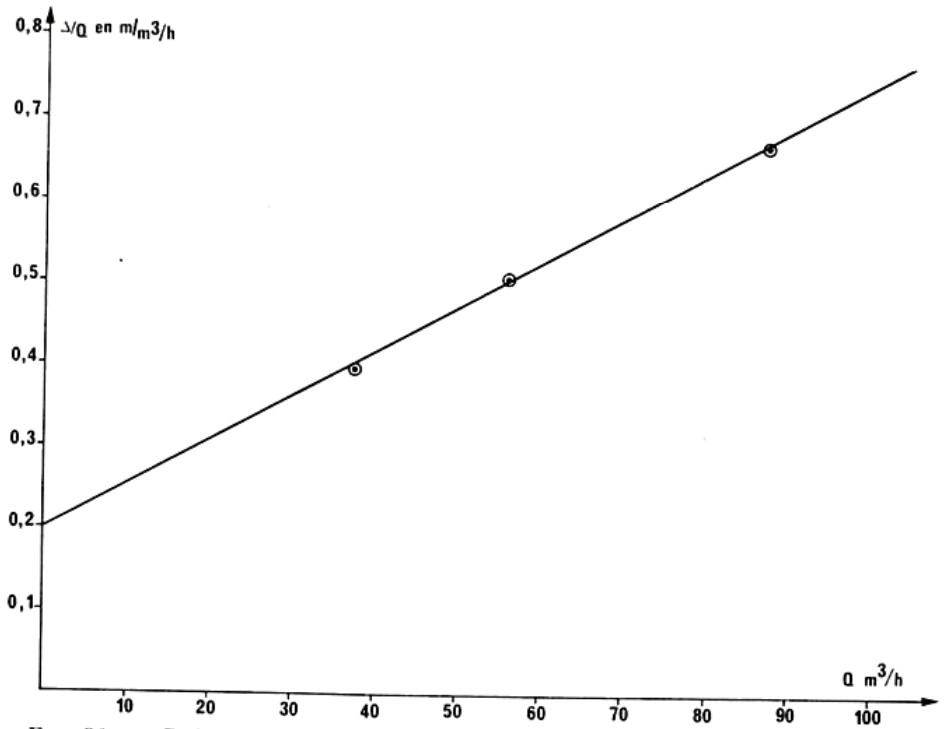


FIG. 36. — Rabattement spécifique en fonction du débit de pompage d'après la courbe caractéristique de la figure 35.

4.2) OPÉRATION DE TRAÇAGE.

L'emploi de traceurs artificiels (seuls traceurs envisagés dans cette étude) constitue certainement la plus ancienne méthode d'investigation des circulations d'eau dans le karst. Pendant longtemps, elle est demeurée la seule technique fournissant des renseignements d'ordre hydrogéologique. Ce fait s'explique en raison des conceptions « spéléomorphiques » de nombreux auteurs pour qui l'aquifère karstique se réduisait aux seules rivières souterraines, dont le fonctionnement était parfaitement défini par les relations s'instaurant entre pertes et résurgences. Par la suite, si elle s'est avérée précieuse pour démontrer certaines liaisons, son importance a beaucoup diminué. Dans maints systèmes karstiques, les points d'injections sont souvent réduits en regard de l'étendue du bassin versant ; on retrouve à ce propos le problème posé par l'importance à donner aux informations partielles et ponctuelles dans le cas d'un aquifère très hétérogène. En outre, une opération de traçage ne renseigne aucunement sur les principaux paramètres de cet aquifère. Actuellement, cette méthode connaît un regain d'intérêt car elle permet de préciser certains mécanismes du fonctionnement des circulations d'eau et de prévoir l'effet de certaines pollutions.

Dans l'opération de traçage, ce seront les relations entre cette technique et les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère qui retiendront notre attention. La nature du traceur par exemple ne sera pas discutée. Nous n'envisagerons pas non plus les techniques d'injection, de prélèvement et d'analyse (voir entre autres : A. LALLEMAND et H. PALOC, 1964 et 1967 ; H. SCHOELLER, 1962 ; K. BUCHTELA *et al.*, 1968, B. MATHEY, 1970 ; R. WITTWEN *et al.*, 1970 ; F. BAUER, 1970, 1972 ; R. CHARRIÈRE, 1974). Le principe de l'étude d'un traçage repose sur la notion de

système. Entre le point d'injection et le — ou les — points de réapparition du traceur, l'ensemble de l'aquifère soumis à l'action de ce traceur constitue un système (dans son sens le plus général, cf. 2e partie) que nous appellerons système-traçage. La fonction d'entrée est déterminée par le débit du traceur à l'injection, la fonction de sortie par celui observé aux émergences. De nombreuses études ont été consacrées à un tel système ; elles conduisent, moyennant certaines approximations, à des modèles dispersifs permettant une analyse des courbes de restitution (concentration en traceur fonction du temps) (J. P. SILBERSTEIN, 1969 ; I. SARVARY, 1969 ; M. ALQUIER *et al.*, 1970 ; J. GUIZERIX *et al.*, 1970 ; A. LANDA et A. ZUBER, 1970 ; P. COROMPT *et al.*, 1974 ; J. GUIZERIX *et al.*, 1974 ; K. PRZEWLOCKI et Y. YURTSEVER, 1974 ; H. A. MUNERA, 1974 ; A. ZUBER, 1974). De ces résultats et de nos observations personnelles se dégagent un certain nombre de considérations :

1° La concentration d'un traceur en un point dépend de la *dilution hydrodynamique* qu'il s'agisse du mélange purement mécanique du fluide, de phénomènes de dispersion dus à l'inégale répartition des vitesses ou d'apports d'eau au cours du trajet. Elle dépend également de la *diffusion* correspondant à un transfert moléculaire de substances d'une région du fluide à une autre ; cette diffusion est caractéristique de chaque traceur. Cette concentration est aussi liée à la *rétention* causée par des phénomènes d'absorption dus aux relations traceur-terrain, ou par des piégeages parfois très longs d'une partie du mélange ; elle dépend enfin de la dégradation chimique ou radioactive, selon les traceurs employés.

2° Sauf dans des cas exceptionnels ou pour des expériences concernant des trajets très courts, le traçage est effectué en régime variable. Outre une dilution plus grande qui apparaît lors d'un accroissement de débit, la restitution du traceur sera modifiée par la dynamique des écoulements, soit parce que la vitesse a varié soit parce que des mécanismes particuliers sont entrés en jeu : effet piston (piston flow), piégeage, ... Il importe donc (nous l'avions signalé dans la première partie de ce travail) de distinguer le *transit* du *transfert*. La courbe de restitution du traceur tient compte à la fois de l'un et de l'autre.

3° Les phénomènes de rétention ne sont pas négligeables mais peuvent prendre une ampleur considérable, ce qui met en évidence un des caractères fondamentaux de l'aquifère. En effet, indépendamment de tout phénomène d'adsorption on a pu constater l'existence de transits rapides et de transits retardés. On a également remarqué l'existence de piégeage pendant un temps parfois assez long d'une grande partie du traceur (observation réalisée sur le Baget, cf. 2e partie), d'où la nécessité d'effectuer un bilan de la réapparition du traceur.

4° La vitesse apparente observée peut être estimée assez proche des vitesses moyennes apparentes de circulation. Dans ces conditions, les expériences de traçage donnent une idée des valeurs de la conductivité hydraulique (en régime de pertes de charge quadratiques, on utilisera la formule de Chézy-Krasnopoliskii, la conductivité hydraulique obtenue étant homologue du coefficient de Darcy). Des expériences répétées dans le temps et en plusieurs points d'un système permettent de situer les zones de drainage. Les opérations réalisées sur le Baget et à Aliou (cf. paragraphe 3.2.1.3, 2e partie) fournissent des valeurs de conductivité hydraulique de l'ordre de 0,1 à 1 m/s dans les drains, de 1.10^{-2} à 1.10^{-1} m/s dans les zones proches des drains et de 1.10^{-3} m/s pour des distances assez grandes par rapport au drain. Ce sont là des valeurs très approximatives. Par ailleurs, dans ces calculs il n'a été tenu compte que des circulations préférentielles où la porosité effective a été considérée égale à 1. Entre l'étiage et les crues, les valeurs peuvent doubler et on constate qu'elles augmentent lorsque l'on s'approche de l'exutoire.

5° Les modèles utilisés pour rendre compte de la restitution du traceur mettent en évidence l'impossibilité de déterminer l'importance des réserves d'eau contenues dans le karst à partir d'opération de traçage, comme l'avaient pensé certains auteurs. En effet, il faudrait supposer pour cela qu'un mélange homogène puisse s'effectuer sur l'ensemble des masses d'eau du karst noyé ; cette hypothèse n'est pas en accord avec la dynamique des écoulements.

Les opérations de traçage représentent donc une méthode nettement plus intéressante que l'on pouvait le penser à priori. En effet, dans le karst elle est habituellement mise en œuvre pour préciser des relations entre différents points ou pour détecter la présence de plusieurs émergences possibles. Au-delà de cet emploi, dont l'intérêt sans être négligeable n'en reste pas moins réduit, les traçages apportent des informations précieuses sur la connaissance de l'aquifère karstique. Répétées dans le temps et réalisées en plusieurs points, ces opérations font apparaître certains mécanismes d'inversion de circulation ; par les comparaisons de vitesses apparentes obtenues, elles permettent de situer les zones drainantes. Les colorations que nous avons effectuées (cf. paragraphe 3.2.3.4, 2e partie) ont permis de vérifier des inversions d'écoulement entre drains et systèmes annexes et de rendre compte des différences de vitesse de transit observées dans le temps (crue-étiage) et dans l'espace (drain-systèmes annexes).

Toutefois, la mise en œuvre de telles opérations et l'interprétation de leurs résultats demandent de nom-

breuses précautions. Il paraît notamment indispensable d'effectuer des bilans de restitution du traceur. Il ne faut pas chercher à définir l'importance des réserves par son intermédiaire. Il est évident que l'utilisation de traceurs dans le karst nécessite de nouvelles recherches, l'ensemble des informations qu'ils peuvent fournir étant loin d'être pleinement exploité.

4.3) CONCLUSION.

Les données ponctuelles acquises sur un aquifère karstique posent un certain nombre de problèmes. Ces problèmes reconnaissent la plupart du temps pour origine les discontinuités souvent imprévisibles qui affectent ce type d'aquifère et pour lesquelles les paramètres utilisés en milieu poreux n'ont plus de sens. Il s'agit donc d'adapter au karst des techniques particulières.

En ce qui concerne les pompages d'essai, le point à débattre en premier lieu est de savoir si la loi de Darcy est vérifiée ou non ; de cette constatation découlera la méthodologie à employer. Nous avons noté dans la première partie de ce travail, que c'est là une condition rarement respectée. La construction des courbes caractéristiques à partir de pompages effectués par paliers enchaînés qui déterminent chaque fois un régime permanent permet de trancher la question lorsque l'écoulement est en charge. Dans le cas d'un écoulement à surface libre, une ambiguïté apparaît. Ainsi, nous pensons qu'il est préférable de travailler uniquement sur les paramètres des courbes caractéristiques afin d'établir des comparaisons entre aquifères karstiques. Cette démarche paraît d'autant plus justifiée que la notion de transmissivité est rarement acceptable dans les karsts. Par ailleurs, les exemples analysés prouvent que les courbes caractéristiques sont proches de paraboles ce qui, de toute façon, empêche un traitement par des méthodes conventionnelles.

Il faudrait ensuite qu'intervienne le traitement par les techniques de la géostatistique (krigeage) puis de l'analyse des correspondances. Ces méthodes, pas encore développées dans les karsts, devraient résoudre de nombreux problèmes d'exploitation de leurs réserves d'eau.

La méthode de traçage, l'un des plus anciens moyens d'investigation des aquifères karstiques, connaît actuellement un regain d'intérêt, en liaison avec les questions posées par les mécanismes de transit. Au-delà de son emploi habituel pour la mise en évidence de relations entre pertes et émergences ou pour la recherche d'éventuels exutoires multiples, cette technique peut apporter de nombreux renseignements sur la nature même de ce type d'aquifère. C'est ainsi qu'elle permet de détecter d'une part les voies préférentielles de circulation par des comparaisons de vitesses apparentes et de préciser, d'autre part, le sens des écoulements entre drains et ensembles drainés suivant les conditions de charge ; elle permet enfin d'aborder les problèmes de rétention, qu'il s'agisse des phénomènes de piègeage, de circulation retardée ou d'adsorption. Toutefois, cette méthode implique la réalisation d'expériences successives ainsi que l'établissement de bilan de restitution du traceur ; à l'heure actuelle il paraît nécessaire d'entreprendre des compléments d'étude afin de mettre au point des modèles susceptibles de rendre compte de façon plus explicite des observations réalisées.

5. — PHÉNOMÈNES PROPRES AUX AQUIFÈRES KARSTIQUES.

Jusqu'à présent nous avons souligné combien certains mécanismes caractéristiques des milieux poreux étaient difficilement applicables, voire même inapplicables, aux aquifères karstiques. Nous avons considéré que cet état de fait était dû à la présence de conduits dans lesquels les circulations peuvent être rapides. Les modes d'écoulements dont ils sont le siège, surtout s'ils sont en charge, vont faire apparaître des phénomènes qu'on ne saurait retrouver en milieu poreux. Examinons successivement deux exemples relatifs aux mécanismes d'intermittences et aux coups de bélier.

5.1) PHÉNOMÈNE D'INTERMITTENCE.

a) Les sources intermittentes constituent des curiosités naturelles qui ont depuis toujours attiré l'attention ; elles ne sont pas nombreuses puisque moins d'une trentaine ont été répertoriées et vérifiées dans le monde ; 8 existent aux U.S.A. (J. BRIDGE, 1923) ; les autres sont localisées en Europe dont une huitaine en France (PARAMELLE, 1856 ; E. DUPONT, 1893 ; C. SIEGMETH, 1900 ; MAGNIN, 1909 ; G. VAN DEN BROCK, E. A. MARTEL et E. RAHIR, 1910 ; E. A. MARTEL, 1921 ; I. A. MAXIM, 1941 ; P. G. LIÉGEOIS, 1948 ;

P. VERDEIL, 1958 ; H. COIFFAIT, 1959 ; T. VUJISIC, 1962 ; T. F. ANKER, 1962 ; A. MANGIN, 1969 ; P. HABIC, 1970.

Ces sources, qu'il ne faut pas confondre avec les geysers d'origine volcanique ou avec les sources temporaires qui s'assèchent de façon saisonnière, présentent des variations de débit rythmées et de grande amplitude. Ce sont toutes des sources karstiques ; le phénomène responsable de la périodicité, souvent très régulière, des fluctuations de débit est donc spécifique au karst.

b) Si l'origine du phénomène a reçu de nombreuses explications, beaucoup doivent être considérées comme très fantaisistes. Celle qui a rallié la quasi-unanimité des avis, au point d'être admise comme une véritable loi, a été définie pour la première fois de façon scientifique par H. DARCY (*in* J. DUMAS, 1857). Il s'agit de la théorie du siphon (siphon est pris ici dans son sens hydraulique (10)). Le principe en est le suivant : un réservoir est vidangé par une galerie constituant un siphon naturel ; lorsque, à l'étiage, le débit d'alimentation du réservoir diminue et devient inférieur à son débit de vidange, le réservoir s'assèche et le siphon se désamorce. Il faut attendre que le niveau dans le réservoir atteigne une cote égal ou supérieure à la partie la plus élevée du siphon pour que ce dernier s'amorce à nouveau. Un tel dispositif introduit effectivement une variation périodique du débit.

Ce principe, jamais remis en cause, à telle enseigne que les termes de source intermittente et de source à siphon ont été considérés comme synonymes (J. MARGAT, 1972), ne rend cependant pas compte d'un certain nombre d'observations. Le premier à le remarquer fut J. BRIDGE (1923) lors de l'étude qu'il consacra à la source de Jack's Fork (Shannon) et à celle de Miller (Pulaski) dans l'état du Missouri aux U. S. A. Le modèle qu'il proposa alors, tout en conservant la présence d'un siphon, est très proche de celui que nous avons élaboré (MANGIN A., 1969). D'autres auteurs ont cherché à expliquer pourquoi le débit n'était pas nul au moment du désamorçage ; ils ont ajouté à ce dernier une conduite de vidange normale du réservoir. D'autres enfin, ont conçu la possibilité d'existence de plusieurs siphons, hypothèse très critiquable dans la mesure où cela aurait dû faire apparaître des phénomènes d'interférence au niveau des périodes, ce qui n'a jamais été observé.

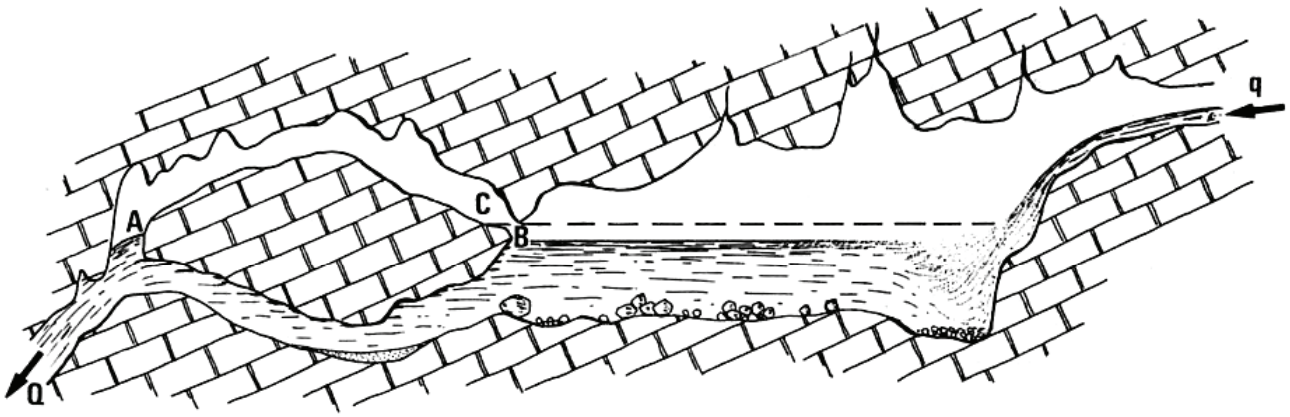


FIG. 37. — Schématisation du dispositif responsable du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes. q : débit d'alimentation ; Q : débit de vidange ; galerie AB : conduite de vidange ; galerie AC : conduite de prise d'air ; lors de l'intermittence, la variation du niveau dans le réservoir s'effectue entre B et C.

Lors de l'étude de la source de Fontestorbes (cf. paragraphe 3.4, 2e partie), nous avons été amené, afin de comprendre certains aspects, à construire un modèle réduit représentant un siphon (A. MANGIN, 1969) : nous avons alors constaté qu'on obtient des intermittences du débit de vidange seulement dans des cas bien particuliers. Reprenons en effet le fonctionnement du siphon et regardons ce qui se passe de part et d'autre de celui-ci. Dès que le désamorçage intervient, le débit devient nul au débouché du réservoir et son niveau remonte. Comme l'eau

(10) Le siphon en hydraulique est un dispositif en forme de U renversé, au niveau duquel la pression du fluide qui circule est inférieure à la pression atmosphérique (B. NEKRASSOV).

s'écoule dans la partie descendante du siphon et que, par définition, celui-ci est étanche, cette eau agit comme un piston dans une seringue. Par conséquent, si la vidange de la branche descendante n'est pas terminée, tandis que le niveau d'eau dans le réservoir est légèrement supérieur à celui du point de départ de la galerie de vidange, le siphon s'amorcera à nouveau. Recherchant sur modèle réduit la perte de charge minimale pour la partie descendante, nous avons remarqué qu'il fallait que le débit de vidange Q soit supérieur ou égal à deux fois le débit d'alimentation q du réservoir pour que le siphon se désamorce vraiment.

Cette condition n'est pas acceptable pour la plupart des sources intermittentes observées et notamment pour Fontestorbes où, lors des premières intermittences, Q = 1,245 m³/s et q = 1,040 m³/s. La plupart de ces sources ne possèdent pas de phénomène d'intermittence tout au long de l'année. Avant la première intermittence, Q est nécessairement inférieur à q ; après la première intermittence, l'étude sur modèle montre qu'on devrait avoir Q > 2 q. Or, le débit q varie progressivement, surtout si les intermittences apparaissent à l'étiage. Ainsi le modèle indique que l'on peut obtenir des intermittences (condition Q > 2q respectée) grâce au siphon, mais il n'explique pas comment s'effectue la première intermittence. Dans le cas où les deux débits sont voisins, comme à Fontestorbes, on assiste sur modèle réduit à une suite de pulsions rapides et de faibles amplitudes.

c) Après de nombreux essais sur modèles réduits, nous avons abouti à un dispositif en accord non seulement avec les conditions de débit imposées mais également avec tous les phénomènes observés. Ce modèle a permis de reproduire toutes les intermittences connues dont nous possédions des mesures.

Le dispositif est ainsi constitué : un réservoir est vidangé par une première conduite sur laquelle débouche une seconde conduite elle aussi en relation avec le réservoir ; les extrémités de ces deux conduites sont situées à peu près au même niveau (voir fig. 37 pour une représentation de ce dispositif).

Dans la conduite inférieure, au point de jonction avec la conduite supérieure, l'écoulement du fluide crée une dépression $\Delta_p = \overline{\omega} \frac{V^2}{2g} (a + \zeta)$ ($\overline{\omega}$ est le poids spécifique du fluide, V sa vitesse, g l'accélération de la pesanteur, a un coefficient d'inégale répartition des vitesses dans la conduite, ζ un coefficient exprimant les pertes de charges en fonction de la vitesse).

Soit l la dénivellation entre les deux extrémités de la conduite supérieure ; la dépression Δ_p va être compensée par la charge statique ωl. Dans ces conditions, il n'y aura dépression au point de jonction des deux conduites que si ωl est le plus faible possible ; c'est le cas lorsque les deux extrémités de la conduite supérieure sont au même niveau, ou encore si l est négatif ; si l'on envisage la seconde possibilité, il est nécessaire que l soit faible, car on obtient alors un siphon dont nous avons montré l'inadéquation du mécanisme.

Le fonctionnement de ce dispositif est le suivant. La circulation dans la conduite inférieure détermine une aspiration dans la conduite supérieure. Tant que le niveau d'eau dans le réservoir est situé au-dessus du point de départ de la conduite supérieure, rien ne se produit. Dès que le débit d'alimentation devient inférieur au débit de vidange, le niveau s'abaisse dans le réservoir ; le point de départ de la conduite supérieure est alors à l'air libre. L'air aspiré par cette conduite va produire une forte perte de charge au niveau de la jonction de celle-ci avec la conduite inférieure. Le débit de vidange diminuant, le niveau dans le réservoir va remonter. L'air cesse d'être aspiré dès le moment où le point de départ de la conduite supérieure est obturé. L'introduction d'air dans la conduite inférieure cessant, la perte de charge que ce phénomène créait disparaît. Le débit de vidange revient à ce qu'il était et tout recommence.

d) Ce modèle a permis de rendre compte des données fournies par la source intermittente de Fontestorbes (A. MANGIN, 1969 complété en 1973). La variation de la réserve au cours de l'intermittence serait de 511 m³ et les débits de vidange seraient respectivement de 0,680 et de 1,245 m³/s.

Une relation a été cherchée, liant la période du phénomène au débit de remplissage. Avec T_R le temps de remplissage du réservoir d'intermittence, Q_1 le débit à la sortie de ce réservoir, T_V le temps de vidange du même réservoir, Q_2 le débit de sortie, q le débit d'alimentation, S la surface du réservoir et x la variation du niveau, on obtient :

$$T_R = \frac{S\,x}{q - Q_1} \text{ et } T_V = \frac{S\,x}{Q_2 - q}, \text{ soit pour la période T :}$$

$$T = \frac{S\,x\,(Q_2 - Q_1)}{-\,q^2 + (Q_1 + Q_2)\,q - Q_1 \cdot Q_2}.$$

e) Au-delà du problème posé par le mécanisme de l'intermittence, problème qui pourrait être considéré comme une simple curiosité hydrologique, apparaît un point fondamental pour la compréhension du comportement et du fonctionnement des circulations au niveau du karst noyé. En effet, la forme de l'hydrogramme à l'exutoire représente le transfert dans

la zone saturée d'une fonction d'entrée périodique dont les paramètres sont parfaitement déterminables. Grâce à cela, nous avons pu mettre en évidence des phénomènes d'inertie. Par ailleurs, la comparaison entre l'hydrogramme observé à la source de Fontestorbes et celui obtenu au niveau d'un regard situé entre la source et le mécanisme d'intermittence nous a conduit à établir l'existence de systèmes annexes, ensembles indépendants les uns des autres mais tous en relation avec l'axe de drainage. Cette notion s'est révélée par la suite très riche de conséquences. On ne peut douter de l'intérêt d'effectuer des études comparables sur d'autres sources intermittentes.

5.2) LES COUPS DE BÉLIER.

La circulation des eaux, parfois à grande vitesse, dans des galeries souterraines d'un diamètre souvent important s'apparente beaucoup à l'hydraulique dans les tuyaux. Dès lors, il n'est pas étonnant de retrouver dans le karst où de telles galeries sont fréquentes, des mécanismes analogues à ceux observés dans des tuyaux. Il en est ainsi des coups de bélier.

Le principe en est le suivant. Lorsque un écoulement dans une conduite est brusquement arrêtée, on supprime l'énergie cinétique du liquide. Cette énergie cinétique se transformant en énergie potentielle de pression, une pression supplémentaire ou surpression produit une onde de choc à laquelle on a donné le nom de *coup de bélier*. Il s'agit là du cas théorique et parfait. Mais, en conduite forcée, ces surpressions peuvent également être engendrées par des perturbations périodiques entretenues à l'aval de la conduite, ce qui est fréquent, surtout en écoulement turbulent lorsqu'une galerie reçoit des arrivées d'eau latérales.

Dans le cas de conduites d'usine, cette surpression est éliminée grâce à des dispositifs anti-béliers encore nommés *cheminées d'équilibre*. Ces dernières sont constituées par des conduits verticaux de section au moins égale à la moitié de la conduite où prend naissance le coup de bélier. Les surpressions se traduisent par une élévation importante et périodique du plan d'eau dans les cheminées d'équilibre.

Les fissures verticales recoupant une galerie dans le karst vont jouer exactement le rôle de cheminées d'équilibre. Ainsi constate-t-on l'existence de mouvements périodiques importants de l'eau dans des puits ou des fissures. Lorsqu'un exutoire est remontant et présente de fortes pertes de charge, l'écoulement peut être brutalement arrêté, l'eau étant ensuite violemment expulsée. La galerie remontante fonctionne alors comme une cheminée d'équilibre. C'est là l'origine des sources dites « bouillonnantes » assez fréquentes dans le karst.

Lorsque les fissures fonctionnant en cheminée d'équilibre sont en relation par des orifices de faibles dimensions avec des puits de forts diamètres, les oscillations du niveau de l'eau dans les fissures ne seront pas perceptibles dans le puits (nous avons vu, cf. paragraphe 2.3.2.1, 2e partie, que c'est ce procédé que l'on utilise pour des dispositifs de mesures limnigraphiques afin d'éliminer le batillage). Il résulte de ceci que l'on peut rencontrer des niveaux d'eau dans le karst, dont on pourrait croire qu'ils sont des niveaux piézométriques, alors qu'ils sont situés beaucoup plus hauts : ils correspondent à des niveaux d'équilibres dus à des coups de bélier.

L'exutoire de trop-plein de la Hillère (système karstique du Baget, cf. paragraphe 3.2.4, 2e partie) offre un bel exemple de ce phénomène. Lors des crues, l'eau sort avec une pulsation très rapide ; nous avons estimé que la pression pouvait atteindre 6,3 kg/cm^2. A ce moment-là, la fissure de la Hillère fonctionne comme une cheminée d'équilibre.

Ces considérations ont leur importance lorsqu'on découvre un plan d'eau dans le karst et que l'on présume avoir atteint la zone noyée.

Deux cas sont alors possibles : le plan d'eau est relatif à un niveau piézométrique (ou voisin du niveau piézométrique si la composante verticale de la vitesse n'est pas négligeable) et il s'agit d'un *regard*, ou le plan d'eau au contraire résulte de surpressions entretenues et correspond à une *cheminée d'équilibre*. Ainsi s'explique le fait que dans le karst la surface des hydrohypses est souvent discontinue avec des dénivellations parfois considérables entre deux points d'observation très voisins. Soulignons cependant que la discontinuité de cette surface n'est pas uniquement due à ce phénomène.

5.3) CONCLUSION.

Par sa constitution, l'aquifère karstique est le siège de mécanismes très particuliers qui lui sont propres et qui par conséquent ne peuvent avoir lieu en milieu poreux. Certaines lois établies pour ce dernier sont inapplicables au karst et l'inverse est également vrai.

Parmi ces mécanismes, nous avons retenu les phénomènes d'intermittence et ceux relatifs à des coups de bélier.

Les sources intermittentes restent malgré tout une rareté ; le phénomène dont elles sont le siège a généralement été considéré comme le résultat de la pré-

sence de siphons. L'étude sur modèle réduit a conduit à revoir cette conception et à en proposer une nouvelle qui permet d'expliquer l'ensemble des phénomènes observés au niveau des sources intermittentes. Au-delà de cet aspect, dont l'importance pourrait paraître minime, il convient de souligner l'intérêt d'un tel mécanisme qui par l'analyse des hydrogrammes qui lui correspondent apporte une meilleure compréhension du karst noyé ; c'est grâce aux intermittences que les phénomènes d'inertie ont pu être mis en évidence.

Les coups de bélier introduisent la distinction entre regard et cheminée d'équilibre. En effet, des plans d'eau peuvent apparaître localement à des niveaux bien supérieurs à la surface piézométrique par suite de surpressions.

6. — REPRÉSENTATION SCHÉMATIQUE D'UN SYSTÈME KARSTIQUE ET DE SON FONCTIONNEMENT.

Les résultats acquis à partir du concept de système karstique et de la méthodologie mise au point à son propos permettent de définir dans ses grandes lignes la constitution et le fonctionnement d'un système karstique. Il s'agit là d'un premier bilan qui, sans nul doute, nécessitera des compléments. D'ores et déjà cependant un essai de classification des systèmes karstiques peut être tenté.

6.1) SCHÉMATISATION D'UN SYSTÈME KARSTIQUE.

L'originalité des aquifères karstiques réside dans leur grande hétérogénéité. Celle-ci est due à la dimension et la distribution des vides qui, loin de constituer un ensemble incohérent, sont au contraire organisés et hiérarchisés tout au moins à l'échelle du système. C'est là un des caractères fondamentaux des roches carbonatées. Leurs propriétés, porosité variable mais généralement faible, fissuration importante et karstification, sont à l'origine de la formation de grandes cavités ou de rivières souterraines qui différencient très nettement ce type d'aquifère de ceux réalisés en milieux poreux ou seulement fissurés.

6.1.1) Schéma d'ensemble.

En raison des discontinuités qui l'affectent, le niveau d'échelle choisi est fondamental en matière d'aquifère karstique. C'est pourquoi nous avons utilisé la notion de système, la représentation de l'aquifère découlant de ce type d'approche. Le système karstique répond à la définition suivante : « *ensemble au niveau duquel les écoulements souterrains de type karstique s'organisent pour constituer une unité de drainage* ». Cette définition, en parfait accord avec celle donnée au système en physique, permet ainsi d'en utiliser les algorithmes. La figure 38 synthétise la représentation d'un système karstique à travers les processus dynamiques séquentiels que représentent les circulations d'eau.

Le système karstique est subdivisé en deux sous-systèmes rapportés l'un à l'*infiltration*, l'autre au *karst noyé*. Ils correspondent dans la définition de l'aquifère à la *zone non saturée* et à la *zone saturée*.

Nous devons ajouter à l'aquifère karstique *sensu stricto*, l'ensemble des terrains non karstiques au niveau desquels la dynamique d'écoulement dépend étroitement de celle des terrains karstiques. Du point de vue hydrodynamique il n'existe souvent aucune frontière entre les circulations dans les terrains calcaires et les terrains non calcaires. Cependant, le critère de dépendance est important dans la mesure où tous les terrains non karstiques qui jouxtent le karst ne feront pas forcément partie du système même si des apports d'eau se font à leur contact. Cette remarque est d'ailleurs valable également pour deux ensembles karstiques présentant des liaisons de circulation, mais restant hydrodynamiquement indépendants. C'est là que réside le problème de la délimitation d'un système karstique ; nous avons recherché les démarches nécessaires pour tenter de le résoudre. Il faut souligner dès à présent le rôle considérable joué par ces terrains non karstiques tant lors du fonctionnement du système qu'au niveau des conséquences de ce fonctionnement sur la morphologie qui en découle.

Un autre type d'hétérogénéité est introduit par la présence d'un éventuel *aquifère épikarstique*. Celui-ci, souvent discontinu, est établi dans la zone d'altération superficielle des massifs karstiques et possède parfois son propre exutoire ; il est intimement lié au fonctionnement des circulations d'eau qui affectent l'aquifère karstique proprement dit que nous avons proposé de nommer *aquifère eukarstique*.

On constate ainsi qu'il n'existe pas une parfaite superposition entre système karstique et aquifère karstique. La première notion s'apparente à celle de bassin versant, la seconde, nettement plus restreinte,

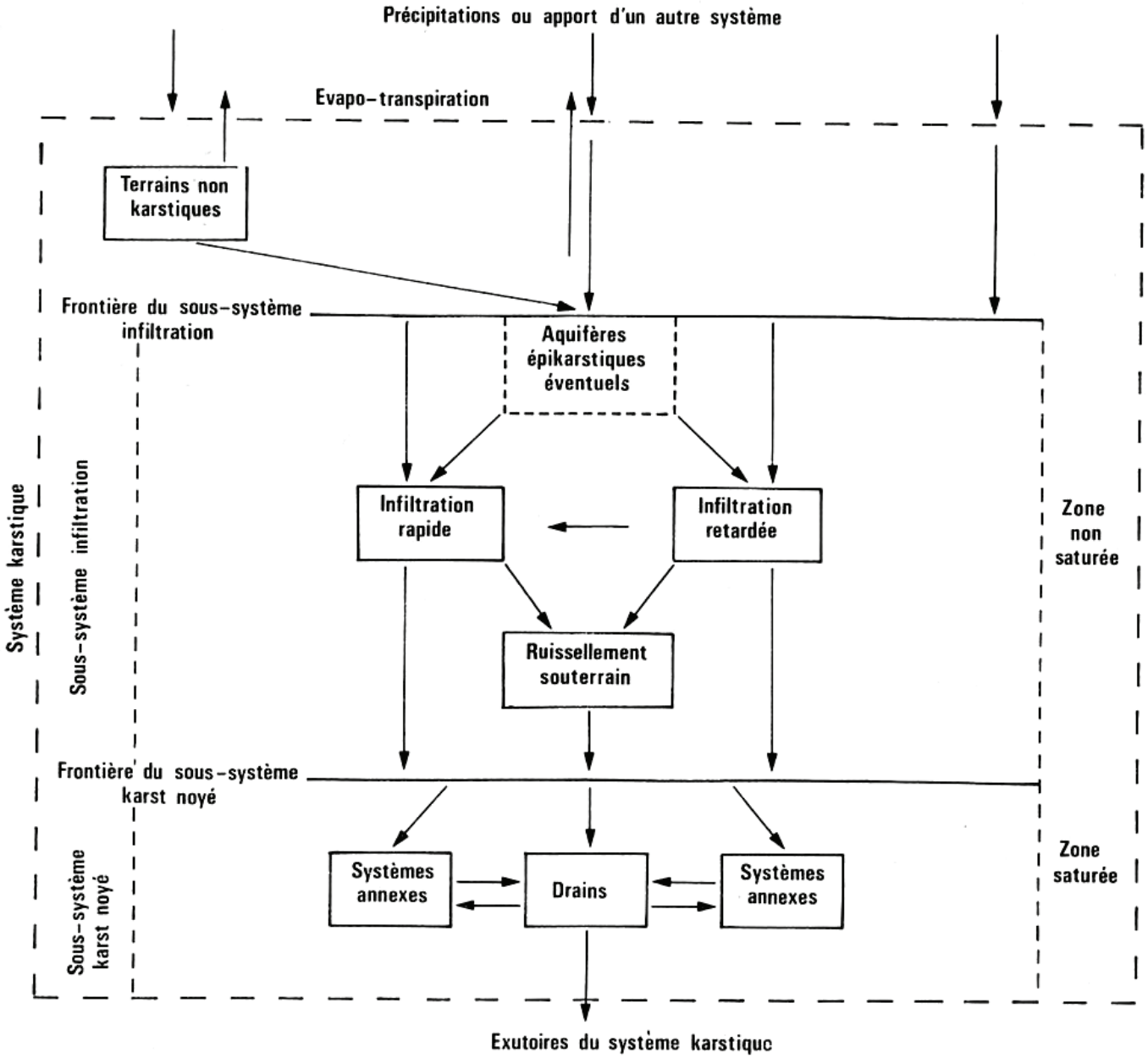


FIG. 38. — Schématisation d'un système karstique.

se rapporte au karst noyé et à la zone non saturée qui l'alimente.

Une autre originalité de l'aquifère karstique intervient dans la position du karst noyé. Le schéma classique d'un aquifère en milieu poreux, où sont superposées zone non saturée et zone saturée, n'est pas respecté. Le karst noyé, en effet, se développe à proximité de l'exutoire et, excepté quelques cas particuliers, ne s'étend pas à l'ensemble de l'aquifère. Il en résulte la présence d'un écoulement latéral à l'amont du système ; cet écoulement se distingue de l'infiltration rapide seulement par ce caractère et nous lui avons donné le nom de *ruissellement souterrain.*

Le karst noyé est de constitution complexe avec tout un *réseau de drainage* autour duquel se sont organisées des réserves désignées sous le terme de systèmes annexes (11).

(11) Dans le cas des systèmes annexes, la dénomination de système possède toujours le même sens ; toutefois leur échelle est différente de celle du système karstique. C'est pourquoi, dans une publication antérieure (A. MANGIN, 1969), nous avions utilisé le terme de *système de 2e ordre,* le système karstique étant un système de 1er ordre. Par rapport au drain, exutoire de ces systèmes annexes, chacun d'entre eux possède les mêmes propriétés que celles relatives à la notion de système. Afin d'éviter toute ambiguïté nous parlerons de systèmes annexes, sous-entendu au drain.

Au niveau de l'infiltration on retrouve une distinction analogue ; certaines voies de circulation sont comparables à des drains permettant une infiltration rapide qui s'oppose à une infiltration retardée. La nature et la dimension des vides sont essentielles dans cette distinction.

Il convient de remarquer qu'il n'existe aucune discontinuité, aucune séparation tranchée et observable entre l'infiltration rapide, le ruissellement souterrain et le drainage du karst noyé. Parfois une seule et même galerie pénétrable à l'homme permet de rendre compte de ces trois étapes. C'est là probablement la raison d'une certaine vision des circulations karstiques telles que de nombreux auteurs les ont décrites ; cette vision est trop restrictive pour que l'on puisse la considérer comme une représentation des écoulements karstiques.

6.1.2) Les vides dans le karst.

Par leur nature, leur dimension, leur répartition et leurs relations mutuelles, les vides dans le karst représentent certainement l'originalité et le caractère le plus fondamental des aquifères karstiques.

a) La texture des roches carbonatées est à l'origine d'une porosité non négligeable (voir paragraphe I, 3.2.2.2, 1re partie) ; ceci est surtout vrai dans le cas des dolomies. Suivant le type de roche carbonatée, une plus ou moins importante quantité de vides sera uniformément répartie dans l'ensemble de l'aquifère. Pour le système du Baget, cette porosité serait de l'ordre de 2 % valeur déjà intéressante. La fissuration intervient ensuite ; elle ne correspond pas toujours à de simples plans de discontinuité et elle est également à l'origine de vides importants répartis de façon anisotrope. L'ensemble de ces vides, notamment ceux qui sont dus à la fissuration, va permettre à l'eau de s'infiltrer bien avant qu'une karstification intervienne (P. Jouanna, 1972) ; leur rôle est donc remarquable puisqu'ils orienterons par la suite ce mécanisme. Ces observations montrent la nécessité d'une étude du réservoir aquifère du point de vue pétrologique et structural, étude rarement menée il faut en convenir. Il en est ainsi des dolomies par exemple ; on retient habituellement pour elles une porosité élevée par rapport aux calcaires ; si cette observation s'avère exacte dans certains cas, elle ne représente cependant pas la règle générale puisque certaines dolomies sont rigoureusement imperméables. A la porosité intrinsèque de la roche et à sa fissuration, vient enfin s'ajouter le phénomène de karstification qui se traduit par l'élargissement et l'agrandissement de certains vides.

b) L'aquifère karstique sera donc caractérisé par des vides (de dimensions élevées) qui se superposent à la porosité préexistante de la roche. Ces vides appartiennent à deux catégories différentes :

1° Les uns constituent l'aboutissement de l'agrandissement de ce que l'on pourrait appeler les vides primaires ; ils sont en liaison avec la structure et les discontinuités de la roche. On les rencontre par exemple au croisement de diaclases et de joints de stratification. En général assez uniformément répartis dans la roche, ils restent de dimensions modestes.

2° Les autres représentent les grands vides karstiques. Leur apparition traduit une évolution assez poussée de la karstification puisqu'ils sont liés à des mécanismes qui supposent déjà une concentration d'énergie, donc une certaine quantité d'eau en circulation. Ces vides, par voie de conséquence, ne sont plus disposés au hasard ; ils s'ordonnent en fonction des conditions hydrodynamiques passées ou présentes. On les trouve soit au niveau du drainage (rivières souterraines ou grottes sèches témoins d'anciens drains), soit à proximité d'apports concentrés (ponors par exemple), soit encore en des points où les conditions de corrosion sont éminemment favorables (systèmes annexes à proximité des drains notamment). L'ensemble du drainage ne représente qu'un pourcentage relativement faible des vides qui affectent la totalité de la roche (0,2 % au maximum). En revanche, le pourcentage des autres vides peut être plus élevé puisque nous avons noté dans l'exemple du Baget qu'il pouvait atteindre la valeur de 10 %.

c) Ce sont essentiellement les relations mutuelles de ces différents vides qui vont être à l'origine du caractère hydrodynamique le plus fondamental. Si au niveau de la porosité de la roche la continuité est assurée, elle n'en correspond pas moins à une conductivité hydraulique faible. Au contraire, les communications aisées qui caractérisent les axes de drainage font de ceux-ci des *ensembles transmissifs* mais peu capacitifs. Ce sont eux qui déterminent sur le plan hydrodynamique les discontinuités majeures ; les autres vides karstiques, de dimensions parfois notables mais sans relation facile entre eux, constituent *les ensembles capacitifs mais peu transmissifs.*

d) Bien que la porosité soit loin d'être négligeable, l'indice de cavernement ne paraît pas l'englober si l'on se réfère aux auteurs qui ont défini cet indice pour les cavernes naturelles ; c'est pourquoi nous avons proposé de regrouper l'ensemble des vides sous la dénomination p. v. k. Un seul symbole serait ainsi introduit dans tous les calculs relatifs aux problèmes des circulations d'eau.

6.1.3) L'aquifère épikarstique et l'infiltration.

Ces deux points seront traités ensemble puisqu'ils se rapportent à la zone supérieure des karsts.

a) La zone superficielle des massifs karstiques est très favorable à une fissuration et à une altération. Comme l'a montré Ph. RENAULT (1967), c'est en surface que les phénomènes de détentes prennent le maximum d'ampleur ; en outre, cette zone d'échange avec l'atmosphère est soumise aux agressions des facteurs géodynamiques externes. Ainsi se crée à la surface tout une tranche de roche altérée comparable à ce que l'on rencontre dans d'autres types de roches.

Cette zone privilégiée a été remarquée par plusieurs auteurs (B. MIJATOVIC et M. BAKIC, 1967 ; C. DROGUE, 1969 ; R. THÉROND, 1972) ; tous ont souligné le rôle qu'elle pouvait jouer en collectant les eaux vers les fissures allant en profondeur. B. MIJATOVIC et M. BAKIC signalent même qu'elle peut donner naissance à des nappes suspendues. C'est pourquoi, rejoignant ces deux auteurs, nous avons proposé d'introduire la notion d'aquifère épikarstique (fig. 39).

Cet aquifère paraît d'un grand intérêt dans la mesure où il constitue le réservoir principal d'alimentation pour l'évapotranspiration. Il sert ainsi de milieu tampon entre l'infiltration et les précipitations. Il peut être l'objet de phénomènes karstiques singuliers. Le réseau cutané défini par R. CIRY (1959) constitue à nos yeux un cas particulier de cet aquifère épikarstique, répondant à des conditions particulières de genèse.

b) Aux deux types de vides décrits plus haut correspondent les deux principales modalités d'infiltration. Afin que les vides soient suffisants pour entraîner des masses d'eau importantes vers la profondeur, il est nécessaire que la roche soit intensément karstifiée (exception faite des fissures ouvertes d'origine mécanique). Ici encore, il faut admettre qu'ils représentent, ou qu'ils ont été, des drains collectant des concentrations d'eau réalisées à l'extérieur du karst, ou au niveau de l'aquifère épikarstique. Il en résulte que ces voies de pénétration vers

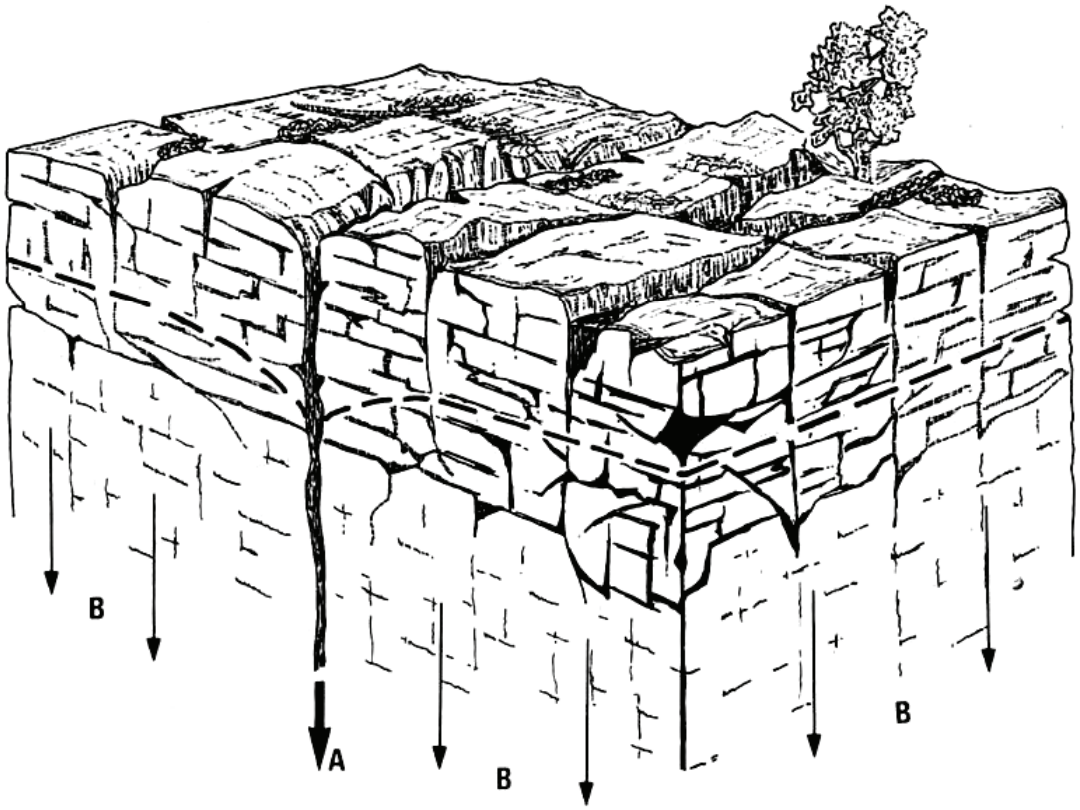


FIG. 39. — Représentation schématique d'un aquifère épikarstique dans la zone d'altération et de fracturation superficielle d'un karst. En A est représenté le drainage de cet aquifère vers la profondeur par une fissure largement ouverte. En B est figuré le phénomène d'effluence.

la profondeur ne peuvent présenter une grande densité.

c) Compte tenu de la représentation que nous venons d'établir pour la partie supérieure du karst, on constate que le modèle conceptuel défini par R. MÉRO (1965) est particulièrement bien adapté pour rendre compte de l'infiltration efficace dans le karst. Des travaux récents ont effectivement montré qu'il en était bien ainsi (J. CHEMIN, 1974).

6.1.4) Partie inférieure du karst.

Nous examinerons la partie inférieure du karst successivement dans ses trois dimensions : latéralement par rapport au drain principal, longitudinalement en partant de l'exutoire puis verticalement.

6.1.4.1) DRAINS ET SYSTÈMES ANNEXES.

a) Les systèmes annexes, ou encore systèmes de 2e ordre, sont des ensembles dont la seule dépendance entre eux est assurée par un réseau de drainage. On peut dans une certaine mesure comparer ces systèmes annexes aux nappes qui bordent les rivières de surface. Il convient d'en définir les principales propriétés.

1° Ils correspondent, du point de vue de leur alimentation en dehors de celle du drain, à des bassins versants réduits.

2° Ils constituent une unité dont l'exutoire est le drain.

3° Ils présentent à l'égard des drains des relations d'écoulement variables suivant l'état de charge de ces drains. Ainsi ces systèmes annexes seront tantôt alimentés par le drainage, tantôt drainés vers celui-ci (cela a été prouvé notamment au Baget, par des opérations de traçage).

4° Les systèmes annexes ne sont absolument pas synonymes de réseau de fentes et de fissures. Il existe à leur niveau des cavités de grandes dimensions (ainsi sur le Baget, des galeries de 4 m de diamètre sont situées dans le système annexe de la Peyrère).

5° Les liaisons entre les systèmes annexes et les drains peuvent s'effectuer avec de fortes pertes de charge (cas du système annexe du secteur de P_{15} sur le Baget) ou avec de faibles pertes de charges (cas du système annexe de la Hillère sur le Baget). Suivant ces conditions, le comportement des systèmes annexes sera différent du point de vue hydrodynamique.

6° Leur alimentation étant réduite, si l'on excepte celle due au drainage, ces systèmes annexes vont être le siège d'écoulement lent (cf. paragraphe 3.2.3.4 2e partie, opérations de traçage sur le Baget).

7° En règle générale les systèmes annexes sont *très capacitifs* et s'opposent ainsi au réseau de drainage.

b) Le drainage représente le domaine des rivières souterraines et des conduits où les circulations sont rapides, sauf peut-être en étiage. Ces drains, collectant l'ensemble des systèmes annexes et le ruissellement souterrain, voient leurs débits augmenter au fur et à mesure que l'on s'approche de l'exutoire.

c) Il découle de ce qui précède que dans la distinction concernant le karst noyé proposée par C. DROGUE (1974), les sous-systèmes tels qu'ils sont définis par cet auteur ne sont pas tout à fait analogues aux systèmes annexes, tout au moins en ce qui concerne leurs propriétés. Du point de vue de la terminologie, le vocable utilisé par C. DROGUE semble peu justifié dans la mesure où les zones ainsi nommées ne peuvent être considérées comme des sous-systèmes au sens physique. Ces sous-systèmes sont présentés comme des îlots à faible diffusivité hydraulique reliés les uns aux autres par des conduits. Il semble par ailleurs que les zones situées entre les chenaux soient rapportées à un réseau de fissures. Or l'observation indique la présence de très grandes cavités qui n'appartiennent pas au réseau de chenaux. D'autre part, il paraît peu probable que de simples îlots soient en mesure d'engendrer d'importants phénomènes d'inertie, alors que l'exemple de Fontestorbes montre que les systèmes annexes en sont capables. Enfin il s'agirait plutôt d'îlots très capacitifs dont les relations de charge avec le drain sont variables, soit fortes soit faibles, ce qui n'est pas le schéma indiqué par l'auteur. Le modèle ainsi proposé ne paraît pas en mesure de rendre compte de toutes les données d'observation.

6.1.4.2) ZONE DE RUISSELLEMENT SOUTERRAIN, ZONE D'ACCUMULATION, ZONE D'ÉVACUATION.

De l'aval vers l'amont par rapport à l'exutoire, nous avons adopté la classification proposée par H. SCHOELLER (1962, p. 158) parce qu'elle répond parfaitement aux observations généralement faites dans le karst.

La zone d'évacuation correspond à la zone au niveau de laquelle s'effectuent les sorties d'eau du système karstique. Le rôle joué par cette zone paraît fondamental ; nous le discuterons au niveau du fonctionnement du système karstique.

La zone d'accumulation est rapportée à la partie du système qui comporte le karst noyé. L'importance de cette zone est variable suivant les karsts. Elle peut être totalement absente ou négligeable et, dans ce cas, l'écoulement dans la partie inférieure du karst est réduit au seul ruissellement souterrain. Elle peut au contraire, surtout dans certains types de roche carbonatée, s'étendre à l'ensemble de l'aquifère.

La zone de ruissellement englobe toute la partie située à la base du massif karstique qui ne possède aucune réserve et dont l'écoulement cesse dès que l'alimentation est tarie.

6.1.4.3) VOLUME DYNAMIQUE ET KARST NOYÉ.

Le *volume dynamique,* rappelons-le, est le volume d'eau du karst noyé, en mouvement, dont la dynamique détermine les variations de débit au niveau de l'exutoire.

Les comparaisons établies d'un cycle à l'autre laissent entrevoir que la participation des réserves à l'écoulement vers l'exutoire serait variable en fonction de la charge existant dans le drainage. Comment expliquer un tel phénomène ?

Si le milieu est homogène, la loi de Darcy vérifiée et le substratum imperméable situé en dessous du niveau de l'exutoire, l'écoulement sous une charge donnée s'organise suivant les modèles proposés par J. TOTH (1963). Le rôle des écoulements devient de plus en plus négligeable au fur et à mesure que ces derniers ont lieu à des profondeurs de plus en plus grandes. L'auteur distingue ainsi plusieurs zones, dont une profonde dans laquelle la dynamique des écoulements n'intéresse plus, pour ainsi dire, les variations de débits de l'exutoire. La limite de cette zone est variable et fonction de la charge responsable de l'écoulement général dans ce type de modèle. Plus la charge est élevée, plus cette zone est restreinte. Dans les karsts où le milieu est hétérogène et la loi de Darcy d'application douteuse, les modèles diffèrent certainement de ceux proposés par J. TOTH. Toutefois le principe reste le même. C'est pour cette raison que nous avons été amené (A. MANGIN, 1970) à distinguer un *volume profond* et un volume dynamique dans le karst noyé.

D'autres observationns réalisées sur le Baget conduisent à reconsidérer un peu ce problème. Bien que l'existence d'un volume profond ne fasse pas de doute lorsque les conditions structurales le permettent, il semble que les variations du volume dynamique ne soient pas seulement imputables à la présence de celui-ci. En effet, on a remarqué que suivant les conditions de charge certains volumes d'eau étaient littéralement piégés. Dans ce cas, ce sont les discontinuités du karst qui jouent essentiellement. Le volume dynamique ne représente donc pas l'ensemble du karst noyé, des réserves importantes supplémentaires peuvent exister dans une position soit sous-jacente, soit latérale.

Ajoutons en outre que dans les exemples traités, l'importance du volume dynamique n'était pas en relation avec des pièges structuraux. C'est ainsi que le système d'Aliou possède un volume dynamique négligeable alors que les conditions structurales d'un synclinal profond le permettraient. En revanche, le système des « Neuf Fontaines » à Aulus semble avoir d'importantes réserves bien que les conditions structurales ne paraissent pas favorables *a priori.*

Le principe selon lequel les karsts perchés ne présentent pas de zone noyée, car l'existence de celle-ci est liée à des karsts barrés ou à des pièges synclinaux, nous paraît très discutable. En effet, l'observation indique que les facteurs cités ne sont ni nécessaires, ni suffisants.

6.2) FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DU SYSTÈME KARSTIQUE.

L'ensemble des caractères du système karstique, tels que nous venons de les développer, entraîne un fonctionnement hydrodynamique particulier. Les lois d'écoulement établies en milieu poreux si elles sont localement acceptables dans l'espace ou dans le temps ne sauraient être appliquées de façon globale à l'aquifère. En suivant le cheminement de l'eau, nous reviendrons sur des aspects importants des mécanismes de circulation. La figure 40 schématise ces écoulements.

6.2.1) **Les phénomènes de retardement dans l'alimentation.**

Ces phénomènes jouent un rôle considérable : ils amènent progressivement l'eau au niveau du karst et la concentrent parfois en certains points. On peut ainsi reconnaître trois facteurs dont il faut tenir compte dans l'évolution du karst : le ruissellement de surface, la couverture neigeuse et le système karstique complexe. (Ce dernier terme désigne un système dont une partie de l'alimentation a pour origine d'autres systèmes karstiques ; l'exutoire de ce système, en certaines circonstances, deviendrait le point d'émergence des eaux de plusieurs systèmes).

Ces divers modes d'alimentation ont la même incidence en étalant les apports dans le temps. Il en

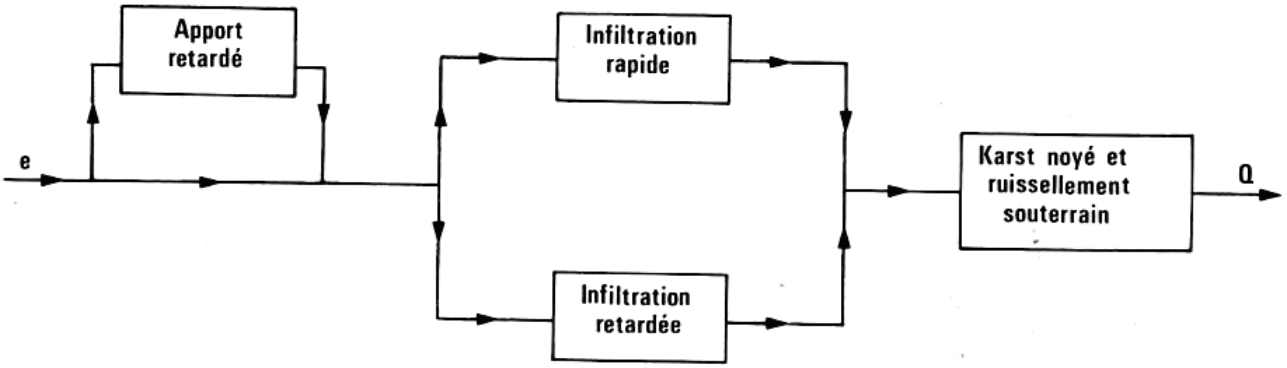


FIG. 40. — Schématisation du fonctionnement d'un aquifère karstique.

résulte, pour les systèmes où ils sont présents, des crues de longue durée mais de faible amplitude ; les décrues sont caractérisées par un coefficient ε faible, en général inférieur à 1. La karstification vers l'aval sera moindre dans ces types de systèmes. En effet, à bassin versant égal, l'énergie mise en jeu sera plus faible ; d'autre part, les écoulements étant souvent plus lents, les eaux seront saturées avant d'arriver vers l'aval du système.

Les trois processus présentent cependant des différences. La neige correspond à un phénomène temporel ; le stockage qu'elle détermine est saisonnier : l'eau d'abord retenue pendant la période hivernale et printanière s'infiltre ensuite progressivement au début de l'été (cas de Fontestorbes). Au contraire le ruissellement, de même que l'alimentation à partir d'autres systèmes, représente un phénomène spatial ; tous deux agissent quelle que soit la saison. Ils se distinguent l'un de l'autre par le fait que le ruissellement concentre souvent les apports en un point qui dans ces conditions, engendrent une karstification plus intense à ce niveau.

6.2.2) Ecoulement dans la partie supérieure du karst.

a) L'infiltration se rapporte à deux modalités bien distinctes respectivement relatives à l'infiltration rapide et à l'infiltration retardée. Nous avons dit (cf. paragraphe II, 5.2, 1re partie) que le potentiel de succion n'intervenait que pour des fissures ne dépassant pas le centimètre en largeur. Au-delà, l'écoulement peut être rapporté à un ruissellement. De telles fissures, continues sur une grande profondeur, ne sont pas particulièrement denses. Certaines, élargies par la karstification, vont constituer les véritables drains de l'infiltration. C'est par leur biais qu'est assurée l'infiltration rapide ; elle est de courte durée en l'absence d'alimentation. Les fissures de dimensions plus restreintes, de même que les vides dus à la porosité, sont le domaine d'un écoulement diphasique (air et eau) qui forme l'essentiel de l'infiltration retardée. Au total, les volumes que représente cette infiltration retardée sont comme nous l'avons signalé très importants.

b) Au niveau de la partie supérieure du karst, nous avons été conduit à admettre l'éventuelle présence d'un aquifère épikarstique. Cet aquifère a une action sur les écoulements dans le karst tout à fait analogue à celle du ruissellement de surface. Il permet une concentration des volumes d'eau en des points précis ; il assure également un certain retard de l'évacuation de l'eau vers la profondeur. Son influence sera, par voie de conséquence, déterminante sur la karstification soit par l'action mécanique que provoque localement la présence de débits importants, soit par l'évolution chimique qu'auront subie ces eaux.

Exceptés les échanges avec le milieu extérieur, les eaux de cet aquifère vont avoir deux destinées différentes. L'une est en relation avec des fissures suffisamment larges qui vont assurer un véritable drainage des réserves accumulées ; l'écoulement dans ces fissures cesse assez rapidement lorsque l'alimentation de l'aquifère épikarstique n'a plus lieu. L'autre destinée répond à une sorte de fuite à travers des épontes semi-perméables ; on peut l'assimiler à une *effluence* (au sens où ce terme a été défini par J. MARGAT, 1972). Il semble que l'état de mise en charge de l'aquifère épikarstique soit responsable de la présence ou de l'absence d'écoulement par effluence (fig. 39).

c) Le rôle joué par la présence d'un aquifère épikarstique paraît donc fondamental. Il influe notablement sur l'organisation des circulations de la zone non saturée. La mise en charge des fissures-drains doit permettre une imbibition de la zone non saturée au même titre que l'effluence. Cependant, les méca-

nismes de transfert et de transit de cette infiltration retardée restent encore peu connus.

d) L'écoulement au niveau d'une cavité dépend de la situation de cette dernière par rapport à ces deux types d'infilration (fig. 41). Ou la cavité fait partie d'un circuit d'infiltration dont elle constitue un drain, ou elle recoupe un tel circuit. Nous envisagerons ce deuxième cas, la cavité ayant alors pour origine des conditions de circulations antérieures à celles existant au moment de l'observation.

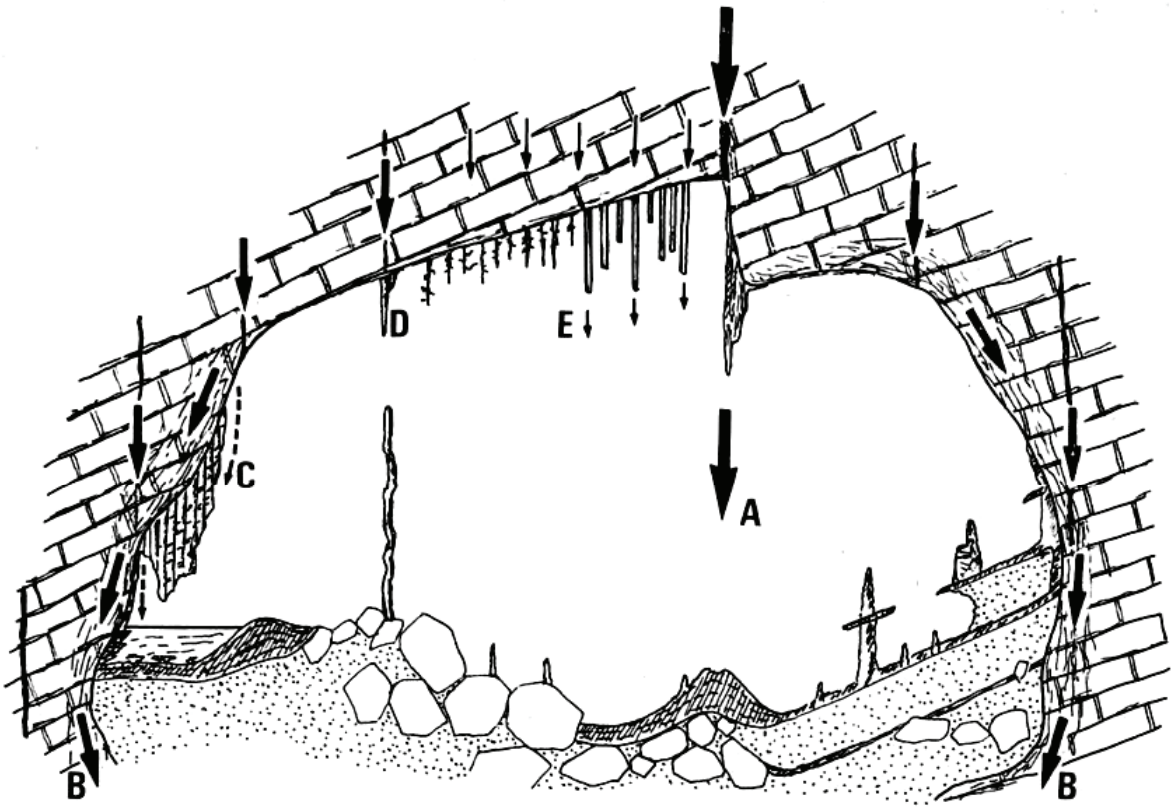


FIG. 41. — Représentation schématique des principaux types de circulation d'eau recoupés par une cavité située dans la zone non saturée. A : infiltration rapide. B : écoulement autour des parois dans la zone finement poreuse (constitution d'une structure sèche). C : suintement, voire ruissellement, lorsque le milieu poreux entourant la cavité est saturé. D : arrivée d'une eau d'infiltration retardée dans la grotte lorsqu'il n'existe pas de milieu poreux au niveau de la paroi. E : apport par effluence dans la cavité.

Si la cavité recoupe des fissures où s'effectue le ruissellement, à l'intersection des deux apparaît un écoulement dont la fréquence, la durée et l'intensité sont liées aux phénomènes pluviaux extérieurs. En revanche, le problème est différent lorsque la cavité intercepte de l'infiltration retardée. La cavité est souvent entourée par une zone de détente, qui correspond à un milieu finement poreux. Elle réalise alors une structure sèche (cf. paragraphe II, 5.2.3, 1re partie) ; l'eau circule tout autour de la cavité qui, dans ces conditions, demeure absolument sèche. Ce phénomène a une incidence considérable sur le climat de la cavité et, de façon plus générale, sur son environnement du point de vue écologique. Dès que le milieu poreux entourant la grotte est saturé, les conditions de la structure sèche n'existent plus et la cavité se comporte désormais comme un drain : un tel phénomène permet d'expliquer de nombreuses observations. On sait que, à la suite d'une longue période pluvieuse, il suffit qu'une précipitation de faible intensité intervienne pour qu'apparaisse un suintement important au niveau des parois, suintement qui n'existait pas auparavant. On sait également que dans nos régions c'est en fin de période pluvieuse, soit aux mois de mai-juin, que les écoulements sur parois sont les plus abondants. Enfin ceci explique pourquoi les cavités sont en général sèches durant la période d'étiage. Le fait que les fissures drainant l'eau vers la profondeur soient également sèches à cette époque a conduit plusieurs auteurs à utiliser le terme de percolation temporaire.

Ajoutons enfin, qu'en dehors du ruissellement direct et du phénomène de structure sèche, l'effluence peut être recoupée par une grotte. Elle donnera naissance à un égouttage très souvent accompagné d'un fort concrétionnement puisque ce type

de circulation favorise une sursaturation. Certaines stillations de l'eau concernant ce cas ne sauraient être bien sûr rapprochées des séquences pluvieuses ; de nombreux auteurs l'ont constaté et notamment H. ROQUES (1963).

On conçoit ainsi toute l'importance de la connaissance des mécanismes d'infiltration dans la compréhension des problèmes de cristallogenèse en grottes.

6.2.3) Ecoulement dans la partie inférieure du karst.

a) Dès que l'écoulement, jusqu'alors essentiellement vertical, arrive à des profondeurs suffisantes, il tend à suivre un cheminement beaucoup plus horizontal. Toutefois, cet écoulement ne détermine pas immédiatement une zone saturée. En effet, l'arrivée de l'infiltration, sauf en ce qui concerne un certain égouttage ayant pour origine l'effluence, est concentrée en un certain nombre de points précis. L'énergie qui en résulte est suffisante pour déterminer une circulation relativement rapide. Plus on se dirige vers les exutoires plus cette circulation augmente, se concentre, et plus l'énergie mise en jeu est grande.

Cet écoulement n'est donc que la suite de l'infiltration rapide ; il est caractérisé par un véritable ruissellement ; il diffère de l'infiltration par le fait que la composante horizontale de la vitesse est nettement dominante par rapport à la composante verticale. Ce *ruissellement souterrain* passe progressivement et insensiblement au drainage qui constitue un véritable réseau vers l'aval du système karstique.

b) La zone d'évacuation qui détermine les possibilités de sortie des eaux introduites dans le karst est responsable d'une éventuelle accumulation des réserves. En effet, si l'évacuation peut s'effectuer librement et facilement, le ruissellement souterrain se propagera sans inconvénient jusqu'à la frontière du karst. En revanche, dès qu'un obstacle intervient, la circulation est entravée et réalise une accumulation vers l'amont. Ainsi apparaît l'importance considérable que revêt la nature de la zone d'évacuation dans la constitution d'un karst noyé, dont on sait qu'il se développe essentiellement vers l'aval des systèmes karstiques.

Ces considérations permettent d'expliquer certaines observations réalisées qui montrent par exemple que le système karstique d'Aliou ne possède pas de réserve, à la différence de celui des « Neuf Fontaines » à Aulus. En ce qui concerne le Baget, on constate que la mise en réserve est liée au non-fonctionnement des trop-pleins ; dès que ces derniers sont le siège d'écoulements, le stockage cesse car ces trop-pleins facilitent l'évacuation des eaux.

c) La situation des systèmes annexes (éléments du karst noyé) induit leur comportement. De l'amont vers l'aval, les débits véhiculés dans le drainage sont de plus en plus forts ; lors des mises en charge, ce sont les systèmes annexes les plus proches de l'exutoire qui sont alimentés en priorité. A l'inverse, lorsque l'on s'éloigne suffisamment de la zone d'évacuation, les systèmes annexes sont rarement alimentés par le drain. Il en résulte que les systèmes annexes situés loin de l'exutoire seront essentiellement drainés et que ceux qui se développent à proximité de l'exutoire seront essentiellement alimentés. Les systèmes annexes placés entre ces deux extrêmes connaîtront une alternance alimentation - drainage lors de chaque crue. Ce phénomène présente une grande incidence sur la karstification ; en effet, au cours des crues, les systèmes annexes vont recevoir un apport d'eau nettement sous-saturée ; le fait que ces eaux demeurent pendant un temps relativement long à l'intérieur du karst favorisera une attaque chimique très poussée.

d) Ce schéma du comportement des systèmes annexes, compte tenu de leur localisation, se complique en fonction des relations dues aux pertes de charge qui existent entre eux et le drain. Lorsque ces relations sont aisées, l'état du système annexe suit étroitement celui du drain. C'est le cas, nous l'avons dit, pour les variations du niveau piézométrique du système annexe de la Hillère dont les liaisons corrélatives avec l'évolution de la mise en charge du système du Baget sont très significatives. Le rôle joué par de tels systèmes annexes est celui d'amortisseur de crue. Il en est tout autrement lorsque les relations entre le système annexe et le drain sont difficiles : l'exemple de Fontestorbes est là qui montre que, dans ces conditions, apparaissent des phénomènes d'inertie. En raison de cela on peut assister à une augmentation des débits de l'exutoire supérieure à la valeur du débit de l'impulsion responsable de la crue. Au Baget, le système annexe de P_{15} est de ce type.

e) Une autre observation s'ajoute aux précédentes dont l'incidence sur le fonctionnement hydrodynamique du karst noyé est lourde de conséquence. On a remarqué dans l'exemple de Fontestorbes (cf. A. MANGIN, 1973), que les pertes de charge étaient plus fortes dans le cas de l'alimentation drain-systèmes annexes que dans le cas inverse. En hydraulique, on démontre qu'il en est ainsi lorsqu'un réservoir est branché sur une canalisation. C'est certainement la raison pour laquelle les systèmes annexes ne reconstituent pas facilement leur réserve alors qu'ils ont subi des pertes importantes en cours d'étiage. Cette remarque implique que l'on risque d'avoir des informations bien différentes selon que l'on effectue une injection ou que l'on réalise un pompage.

6.2.4) Dynamique générale des écoulements.

a) L'état hydrique de la partie supérieure du karst est déterminant dans le déclenchement d'une crue. En effet, tant qu'un drainage d'assez fort débit ne se réalise, on peut considérer l'impulsion sur la partie inférieure du karst comme étant négligeable. Ceci permet de comprendre pourquoi les pluies estivales sont sans incidence sur les débits à l'exutoire. En revanche, dès que le drainage est amorcé, des crues, très supérieures à ce qu'elles devraient être par rapport aux précipitations qui en sont responsables, peuvent se déclencher.

b) L'accumulation dans la partie inférieure du karst dépend à la fois de l'alimentation et des possibilités d'évacuation. Il existe, à partir d'une certaine alimentation, une saturation progressive des possibilités d'évacuation. C'est pour cette raison que l'établissement des réserves, comme nous l'avons décrit pour le Baget, ne se produit pas pendant les premières crues mais s'effectue lors des pluies de fin février à avril comme le montre l'observation. Les crues succédant à l'étiage n'ont aucun effet sur la reconstitution des réserves. On peut illustrer ce phénomène en adoptant comme image la circulation urbaine ; les embouteillages ne surviennent que progressivement et sont décalés dans le temps par rapport à la sortie des bureaux et des usines.

A l'échelle du cycle, les variations de réserve seront essentiellement déterminées par les difficultés que rencontrent les systèmes annexes à être réalimentés par les drains. A cette échelle, on peut écrire que le karst possède en quelque sorte une mémoire des forts étiages ; si l'on se réfère au Baget, cette mémoire s'étale sur cinq ans en dépit d'années pluvieuses. Pour Fontestorbes cette durée paraît encore plus grande. Chaque système karstique peut être caractérisé par son pouvoir de récupération.

Ce facteur doit obligatoirement être pris en considération lorsque l'on exploite par pompage un aquifère karstique. Des prévisions faites sur une année peuvent ensuite se révéler trop optimistes.

c) A l'échelle de la crue, le schéma et le fonctionnement que nous proposons conduisent à une certaine représentation de la dynamique des écoulements. Dès qu'une impulsion atteint le sous-système karst noyé, une crue s'amorce suivant certaines conditions. Soit q le débit arrivant sur le karst noyé et Q le débit aux exutoires, nous avons :

$q > Q$ pour une crue,
$q < Q$ pour une décrue,
$q = Q$ au niveau de la pointe de crue ou à l'amorce de la crue.

Supposons donc $q > Q$. Une onde de crue prend naissance, onde dont la vitesse correspond au transfert et qui, par suite, est bien supérieure à la vitesse de transit. Dans ces conditions, c'est tout d'abord de l'eau stockée dans le karst noyé qui sera chassée vers l'extérieur. L'augmentation de la charge bloquera très rapidement l'alimentation des drainages par les systèmes annexes ; ces drains vont donc essentiellement assurer le transit de l'infiltration. Par conséquent arrive à l'exutoire l'eau d'infiltration (rapide et retardée) qui, sauf en de rares points (pertes par exemple), séjourne un temps plus ou moins long dans la zone non saturée. Si plusieurs crues se succèdent, ou si une crue apparaît vers la fin de la saison pluvieuse, la zone non saturée sera dans les deux cas très imbibée ; le transit sera alors extrêmement rapide entre la surface et l'exutoire. En fin de décrue le déblocage des systèmes annexes conduira vers l'exutoire des eaux qui ont séjourné relativement longtemps dans le karst.

Considérant une crue d'un point de vue soit thermique, soit chimique ou sous l'angle de l'expulsion des matières solides ou de faunes aquatiques, on doit retrouver à travers les observations faites à l'exutoire d'un système karstique, ces différents épisodes. Il en est bien ainsi ; les schémas utilisés pour rendre compte des phénomènes thermiques (C. ANDRIEUX, 1972), de l'évolution des sorties de populations de faunes souterraines aquatiques (R. ROUCH 1972, 1974 et F. LESCHER-MOUTOUÉ, 1973), des variations de minéralisation des eaux (A. AMINOT et M. BAKALOWICZ, 1974) ou encore de l'agressivité des eaux et de ses fluctuations (A. AMINOT, 1975) sont en parfait accord avec ce que nous avons exposé ci-dessus.

Soulignons enfin qu'au début d'une crue intervenant après une période de calme relatif, l'écoulement dans le drain passe très souvent d'un régime subcritique à un régime supercritique. On sait qu'un tel passage s'accompagne d'une onde de choc qui doit normalement remettre en suspension une certaine fraction des sédiments. L'observation confirme ce raisonnement ; au début d'une crue succédant à un étiage, une quantité relativement importante de transport solide apparaît au niveau de l'exutoire et diminue ensuite progressivement en fonction du temps (M. BAKALOWICZ, *in litt.*).

d) Les mécanismes de crues liés aux possibilités de sortie des eaux de la zone d'évacuation vont engendrer des phénomènes singuliers. En effet, tant qu'on n'assiste à aucun engorgement au niveau des exutoires, la chronologie des événements suit le transit : elle se produit de l'amont vers l'aval. Dès qu'un engorgement apparaît au niveau des exutoires, cette nouvelle condition aux limites intervertit la chronologie des événements qui, dans ces conditions, s'effec-

tue de l'aval vers l'amont. Si l'on reprend l'image proposée précédemment et qui concernait la circulation urbaine, on peut écrire que l'accroissement de la circulation se fait de l'amont vers l'aval, mais que l'embouteillage se réalise de l'aval vers l'amont. Dans le karst, le phénomène est identique ; nous avons noté qu'il existe une liaison corrélative très significative entre les variations piézométriques de HR_{25} (La Hillère) et les débits à l'exutoire sur le Baget. L'hydrogramme de l'exutoire est de ce fait très comparable à la variation piézométrique enregistrée en HR_{25} ; mais les deux graphiques sont légèrement décalés dans le temps. On constate qu'au début d'une période de crue ou au commencement de la première crue d'un cycle, la variation de débit s'observe d'abord en HR_{25} puis à l'exutoire ; par la suite, c'est toujours l'inverse qui se produit : la pointe de crue s'inscrit d'abord au niveau de l'exutoire avant d'être enregistrée en HR_{25}.

6.3) CLASSIFICATION DES SYSTÈMES KARSTIQUES.

a) La classification des systèmes karstiques que nous proposons repose sur le mode d'écoulement actuel dont ces systèmes sont le siège. Nous avons vu que des relations très étroites lient le fonctionnement à la constitution du karst. L'intérêt d'une telle classification consiste à essayer de définir à partir de l'analyse du fonctionnement de l'aquifère karstique les grands traits de sa constitution. Malgré tout, il ne s'agira là que d'une approche et, notamment, les formes héritées d'un paléofonctionnement ne seront pas suffisamment prises en considération.

Dans cette classification, l'aquifère est défini à partir de deux critères : l'importance du karst noyé et la forme de l'hydrogramme de décrue qui traduit, on l'a vu, la présence d'un ruissellement, d'une couverture neigeuse, d'un système plus ou moins karstifié.

1° L'importance du karst noyé peut être estimée par la valeur du volume dynamique bien que cette valeur soit approchée et ne corresponde pas exactement à la totalité du karst noyé. Il est nécessaire de comparer ce volume aux possibilités de l'aquifère.

Reprenons l'étude de la courbe de débits cumulés (G. RÉMÉNIÉRAS, 1960). Il est possible, à partir de cette courbe, d'obtenir la capacité du réservoir nécessaire pour régulariser le débit qui correspondra au débit moyen de la période considérée. Si l'aquifère devait posséder un réservoir de cette capacité, le débit serait pratiquement constant tout au long du cycle. Lorsque l'on compare le volume dynamique par rapport au volume global de transit au cours d'un cycle, on met ainsi en évidence le pouvoir régulateur de cet aquifère. Les aquifères de milieu poreux par exemple, dont le pouvoir régulateur est élevé, auront un rapport qui tend vers 1. Ce rapport, appelé k, est calculé en prenant le volume dynamique maximal que l'on a pu obtenir durant la période d'observation (il sera évidemment d'autant plus valable que cette période est grande) ; le volume de transit est obtenu en prenant le produit du débit moyen d'une longue période par la durée moyenne des cycles qui est forcément de 365 jours.

2° Nous avons remarqué que la courbe $y = \frac{1 - \eta' t}{1 + \varepsilon t}$ est celle qui donne la meilleure image de la décrue. L'avantage de cette fonction est d'être comprise entre 0 et 1. La figure 18 montre que si l'on prend $t = 2$ jours, il est permis de représenter tous les cas possibles dans un intervalle suffisamment large, entre 0 et 1, sans que tous les points se chevauchent ; i correspond à la valeur de y pour $t = 2$ jours. Nous utiliserons donc cette convention.

b) Appliquons aux systèmes traités dans ce travail le calcul des deux valeurs k et i.

Baget	i = 0,325 et k = 0,240,
Aliou	i = 0,032 et k = 0,007,
Fontestorbes	i = 0,274 et k = 0,366,
Fontaine de Vaucluse ...	i = 0,810 et k = 0,196,
Fontaine l'Evêque	i = 0,964 et k = 0,383.

En ce qui concerne Fontaine de Vaucluse et Fontaine l'Evêque le calcul du volume de transit n'a porté que sur un an. Bien qu'approchées, les valeurs i et k obtenues pour ces systèmes donnent une idée assez précise de leur place dans le graphe que nous proposons. En effet, sur le système du Baget, les différentes valeurs de i et de k pour chacun des cycles où il était possible de les calculer sont relativement groupées.

c) Les points relatifs aux différents systèmes cités ont été portés sur la figure 42. On peut estimer que pour les aquifères de terrain poreux, il est supérieur à 0,5 ; les hydrogrammes de tels aquifères sont effectivement assez peu modulés. Dans une première approche, et en l'absence d'exemples précis relatifs aux aquifères poreux, on peut considérer que le domaine karstique est inférieur à $k = 0,5$. Pour $k < 0,1$, il est permis de conclure que le pouvoir régulateur est négligeable et qu'il s'agit donc essentiellement de systèmes où le ruissellement domine. On caractérise ainsi les systèmes dont le karst noyé est négligeable.

Les systèmes dont la valeur de i est supérieure à 0,5 s'avèrent en général complexes et de grandes di-

mensions ; c'est le domaine de Fontaine de Vaucluse et de Fontaine l'Evêque.

Lorsque i est compris entre 0,25 et 0,50 apparaissent les systèmes où les retards dans l'apport sont importants, soit à cause de la présence d'un ruissellement de surface soit parce que la couverture neigeuse intervient. Le domaine défini par $i < 0,25$ et $k < 0,1$ est par excellence le domaine des réseaux spéléologiques : il caractérise en effet des systèmes pour lesquels un réseau de drainage est particulièrement bien développé.

d) Quelques exemples (malheureusement incomplets) confirment dans une certaine mesure cette première présentation. Ainsi pour les « Neuf Fontaines » à Aulus : $i = 0,252$; si le ruissellement de surface peut être considéré comme négligeable, en revanche, l'altitude du système indique que la couverture neigeuse ne doit pas être sous-estimée. Pour la source du

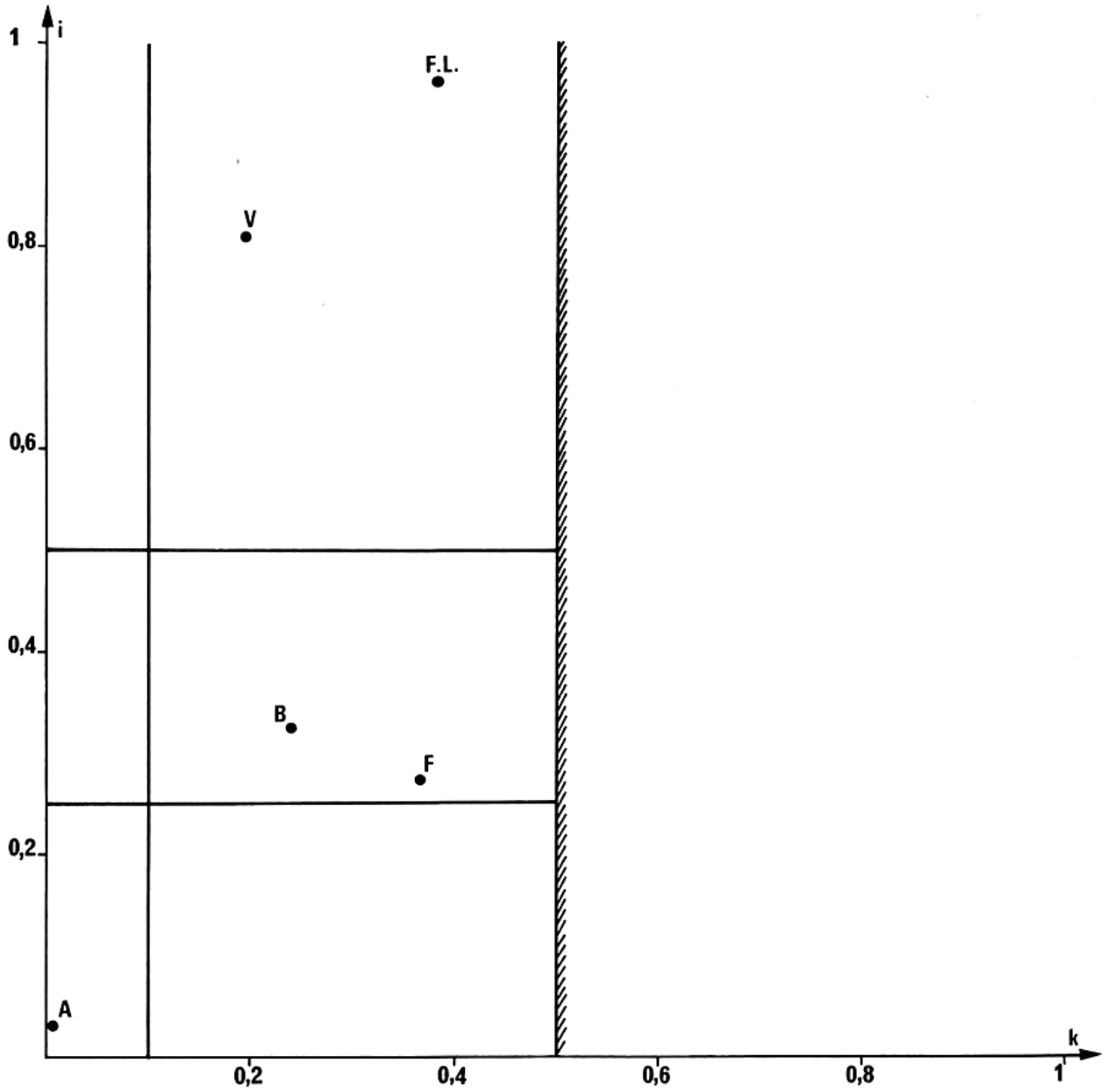


FIG. 42. — Essai de classification des systèmes karstiques. i rend compte de la forme de la décrue et k de l'importance du karst noyé. A représente Aliou, B le Baget, F Fontestorbes, V Fontaine de Vaucluse et F L Fontaine l'Evêque.

Lez (renseignements fournis par G. MARJOLET et J. SALADO) : i = 0,624 ; or, on sait qu'il s'agit là d'un système complexe. Pour le système Luire-Bournillon (J. L. BARBIER, 1971) : i = 0,286 ; l'importance du ruissellement de surface a été soulignée par l'auteur.

e) On remarque que si les systèmes de grandes dimensions tendent à correspondre à l'imbrication de plusieurs systèmes karstiques — que l'on pourrait appeler « élémentaires » — il apparaît cependant une notion d'importance relative du karst noyé. En effet, le karst noyé de Fontaine de Vaucluse qui, en soi, paraît très développé, est relativement moins important que celui du Baget ou de Fontestorbes. Il en résulte que de petits bassins versants karstiques peuvent renfermer d'excellents réservoirs. Ce point de vue ne doit pas être négligé en matière d'exploitation des aquifères karstiques.

f) En résumé on peut distinguer les principaux types de systèmes karstiques suivants :

- $k < 0,1$; $i < 0,25$ — système très karstifié en aval, domaine des réseaux spéléologiques très développés.
- $0,1 < k < 0,5$; $i < 0,25$ — réseau spéléologique bien développé débouchant en aval sur un important karst noyé.
- $k < 0,5$; $0,25 < i < 0,5$ — système plus karstifié en amont qu'en aval avec des retards dans l'alimentation dus soit à des terrains non karstiques, soit à une couverture neigeuse importante.
- $k < 0,5$; $i > 0,5$ — domaine des systèmes complexes.

Si $k > 0,5$ on peut estimer que l'on est en présence d'un système peu ou pas karstique.

Cet essai de classification doit être considéré comme une première approche dans la mesure où il repose sur un nombre restreint d'exemples traités.

6.4) MÉTHODES D'INVESTIGATION DÉDUITES DES PARTICULARITÉS DE L'AQUIFÈRE KARSTIQUE.

Nous avons souligné à plusieurs reprises combien les renseignements sur le karst pouvaient différer selon le point de l'aquifère où ils avaient été obtenus. Des observations réalisées, soit dans un drain, soit au niveau de systèmes annexes proches ou éloignés de l'exutoire et présentant des relations à faible ou fortes pertes de charge avec le drain, soit dans une cavité de la zone non saturée, n'auront pas du tout le même sens. Il existe donc une certaine valorisation de l'information en fonction de l'espace.

Une remarque analogue concerne le temps. Une observation faite en un même point de l'espace ne possède pas la même valeur selon que le système est en étiage ou en crue.

Ce contexte spatio-temporel qui paraît devoir accompagner toute information est la plupart du temps, indéterminable à priori.

En ce qui concerne l'espace, les valeurs des paramètres analysés ne sont pas distribuées entièrement au hasard ; l'observation en un point dépend d'une certaine structure spatiale. La variable mesurée correspond à une variable régionalisée (G. MATHÉRON, 1965) ; elle est caractérisée par sa localisation, sa continuité, son anisotropie et des phénomènes de transition. On retrouve à ce niveau les problèmes relatifs aux gisements miniers. La présence d'un drain est tout à fait comparable à celle d'un filon ; l'existence d'une caverne isolée contenant un grand volume d'eau peut être rapportée a un effet de pépite. Les techniques d'investigation élaborées pour la recherche et l'exploitation des gisements miniers sont donc bien adaptées à la recherche et à l'exploitation de l'eau dans les karsts. Il en est de même pour la géostatique dont nous avons d'ailleurs préconisé l'emploi dans l'élaboration des données obtenues par pompage par exemple. Une difficulté supplémentaire est introduite par les variations dues au temps bien qu'il existe une dépendance dans le temps entre les phénomènes qui répondent ainsi à un processus markovien. De ce fait toute une technologie peut être appliquée aux problèmes posés par le karst. Elle est d'ailleurs utilisée en hydrologie de surface.

Le rejet des méthodes employées pour l'étude des milieux poreux, parce qu'elles paraissent mal adaptées à l'hétérogénéité du karst, ne constitue donc pas un handicap.

7. — INCIDENCE DE L'HYDRODYNAMIQUE SUR LE MODELÉ KARSTIQUE ET SON ÉVOLUTION.

La karstification et la dynamique des écoulements des eaux sont deux phénomènes intimement liés. Telle était la conclusion à laquelle on aboutissait dans la première partie de ce travail après un rappel des différentes propriétés du karst. Il convient, à la lumière des résultats obtenus de préciser certains aspects.

7.1) NOTION DE POTENTIEL DE KARSTIFICATION.

Les vides existant dans le karst ne sont pas disposés de façon anarchique. Un des grands traits d'une importante karstification apparaît dans l'organisation rigoureuse d'un drainage. Il faut admettre que pour qu'il y ait karstification en un point, une concentration d'énergie est nécessaire en ce point. Cette énergie se traduit essentiellement par une action mécanique et une action chimique. Nous ne développerons pas ce deuxième aspect, pourtant fondamental ; soulignons toutefois qu'en l'absence d'une circulation d'eau, l'action chimique est très vite arrêtée.

Il ne s'agit donc pas de définir la karstogenèse avec tous les processus fort divers qui lui sont liés mais de dégager simplement l'action fondamentale de l'écoulement des eaux.

7.1.1) Le niveau de base karstique.

Il ressort des considérations précédentes que *la karstification implique une circulation d'eau.*

Partant de ce principe, on peut admettre que les possibilités d'apparition d'une karstification et son ampleur (c'est l'ensemble de ces deux aspects que nous désignons par *potentiel de karstification*) vont être liées aux possibilités de circulation des eaux d'une part et à la charge dont dépend l'écoulement d'autre part. C'est à ce niveau qu'apparaît le rôle joué par la fissuration ou la porosité de la roche. En effet si, quelle que soit la charge, la roche se révélait parfaitement imperméable, les circulations ne pourraient s'effectuer qu'en surface, aucune karstification n'apparaîtrait en profondeur.

Le potentiel de karstification est donc défini à partir du potentiel d'écoulement, le niveau de base karstique peut être identifié au niveau de base de l'écoulement. Le processus d'écoulement correspond à une transformation d'énergie ; celle-ci dépend donc d'un état initial et d'un état final quel que soit le chemin parcouru. *Le niveau de base d'un système karstique apparaît ainsi comme la limite au-delà de laquelle l'énergie potentielle a été entièrement transformée.*

En mécanique des fluides, il s'agit de la borne inférieure définissant la différence de potentiel responsable de l'écoulement dans un milieu donné. Cette définition a l'avantage de rendre parfaitement compte de la réalité des mécanismes de karstification et ne laisse aucune ambiguïté sur le sens que l'on doit donner au niveau de base karstique.

1° Dans la plupart des cas, cette définition s'accorde en tout point avec celle proposée par B. GÈZE (1965) : « le niveau de base karstique doit être défini comme étant le niveau de l'émergence topographiquement la plus basse vers laquelle peuvent se diriger des eaux de l'ensemble calcaire considéré ».

2° Si l'exutoire est une source sous-fluviale, sous-lacustre ou sous-marine, le niveau de base correspond à la surface de la rivière, du lac, de la mer. Ceci justifie pleinement les réserves formulées par B. GÈZE (1965).

3° Par définition, les écoulements peuvent s'effectuer indifféremment au-dessus ou au-dessous du niveau de base puisque le trajet des circulations est indépendant de la position de la borne inférieure de la charge qui l'a déterminé. Il existera donc des karstifications sous le niveau de base.

4° La définition du niveau de base telle qu'elle est fournie en géographie (cf. M. DERRUAU, 1962, p. 77 et 244) se rapporte à une conséquence de la définition générale que nous avons donnée. Elle n'est acceptable que si les agents de l'érosion mis en jeu sous l'action du potentiel créé sont incapables d'agir à un niveau qui serait inférieur à celui du niveau de base. Cette incapacité n'est donc pas du tout liée à la position du niveau de base, elle dépend essentiellement de la lithologie. Une telle conception ne peut être admise pour le karst. Cette confusion entre causes et conséquences est très vraisemblablement à l'origine des nombreuses interprétations dont le niveau de base karstique a fait l'objet. Il nous a paru utile de rappeler les fondements mêmes de cette définition car la notion de niveau de base est fondamentale dans la karstogenèse.

7.1.2) Situation des trajets d'écoulement préférentiel.

L'écoulement se traduisant par une transformation de l'énergie, cette transformation va engendrer du travail. Ayant posé le problème sous cette forme nous utiliserons l'analogie thermodynamique. Le trajet préférentiel de l'écoulement correspondra au maximum de travail pour une variation minimale du gradient d'entropie. Il en résulte que ce trajet dépend uniquement de l'état du système et, en l'occurence de la résistance qu'oppose le système à cet écoulement.

Afin de faciliter le raisonnement, nous prendrons des conditions d'écoulements simples (loi de Darcy vérifiée) ; elles autorisent l'emploi de l'analogie électrique. Attribuer au karst ces conditions particulières d'écoulement ne change en rien les conclusions aux-

quelles on aboutit. Supposons donc un milieu limité par une surface et considéré comme ayant des dimensions infinies dans les autres directions. Plaçons sur cette surface deux électrodes entre lesquelles on produit une différence de potentiel. La forme des lignes de courant dépend de la résistivité électrique du milieu envisagé. La profondeur de pénétration sera d'autant plus grande que le milieu sera plus résistant. Si au contraire le milieu est conducteur, le courant aura tendance à cheminer le long de la surface plutôt qu'à s'enfoncer (skin effect).

Transposons ces résultats aux écoulements dans le karst. Lorsque le substratum imperméable est situé à un niveau supérieur ou égal au niveau de base, les écoulements suivront ce substratum imperméable. En revanche, lorsque le niveau du substratum est très inférieur à celui du niveau de base deux cas peuvent se présenter : si la roche est peu fissurée, compacte ou présente de fortes pertes de charge à l'écoulement, ce dernier tend à se faire en profondeur ; le cas limite (milieu poreux) correspond à un modèle tel que celui proposé par J. Toth (1963). Si au contraire la roche est très fissurée, l'écoulement aura tendance à s'organiser à un niveau proche ou légèrement au-dessus du niveau de base. Dans le premier cas les sources résultant de cet écoulement seront de *type vauclusien* et dans le second de *type jurassien* (12). La nature lithologique et l'état de fissuration s'avèrent donc déterminants dans le choix d'un trajet préférentiel de l'écoulement. On constate d'ailleurs que dans le Jura ou prédomine un écoulement peu profond, les calcaires sont très fissurés à la différence des secteurs où sont localisées des sources vauclusiennes. Cette remarque est également corroborée par des observations réalisées à un moindre niveau ; lorsque dans une galerie la circulation est soumise à une augmentation des pertes de charge cela se traduit souvent par une voûte mouillante. Ces dernières sont aux drains karstiques ce que les méandres sont aux cours d'eau subaériens.

Une telle approche permet d'apporter des éléments de réponses aux questions concernant la localisation du creusement des cavernes. Celle-ci va dépendre non seulement de la nature et de la structure de la roche mais aussi des conditions de charge de l'écoulement, soit du potentiel de karstification.

Nous avons vu dans la première partie de ce travail que deux thèses s'opposaient : le creusement des cavernes s'effectuerait en profondeur dans la zone saturée selon l'une, à proximité de la surface piézométrique mais toujours dans la zone saturée selon l'autre. En réalité, loin de s'opposer, ces deux thèses sont aussi probables l'une que l'autre suivant le type de karst considéré. C'est ainsi que les allégations de D. C. Ford (1965, 1973) se trouvent effectivement justifiées, puisque la profondeur à laquelle s'effectue le creusement par rapport au niveau piézométrique est liée à la fissuration. Ajoutons enfin que la formation des cavernes est tributaire du potentiel de karstification et peut donc, tout aussi bien, s'effectuer dans la zone saturée comme dans la zone non saturée.

Remarque : Si le fait que l'écoulement s'effectue au-dessous du niveau de base favorise l'établissement d'un karst noyé, il ne s'agit pas là d'un facteur déterminant. Le système d'Aliou en offre un bel exemple : par plongée, on a réussi à montrer que la circulation se fait à un niveau inférieur d'au moins 60 m de celui de l'exutoire alors que le volume dynamique de ce système est négligeable.

7.1.3) Applications.

Quelques applications permettront de mieux illustrer les propos précédents.

a) Supposons des formations carbonatées au contact de roches non karstiques. Supposons également, par suite de l'existence d'un potentiel d'écoulement particulier à ce secteur, qu'un cours d'eau traverse ces formations entre les points A et B. Si la pente entre A et B est insuffisante pour que le potentiel de karstification intervienne, le cours d'eau va constituer une vallée subaérienne ; comme les propriétés de la roche sont particulières, la morphologie qui en résulte le sera également ; ainsi naîtront des gorges. Si au contraire la dénivellation entre A et B est telle qu'elle permette à un potentiel de karstification de s'instaurer, le trajet entre A et B s'effectuera suivant une percée souterraine.

b) Cette notion de potentiel de karstification intervient à toutes les échelles. Les réseaux pénétrables à l'homme dans leur partie en amont, seront essentiellement ceux où une concentration importante des circulations d'eau peut, ou a pu, se réaliser. Des conditions favorables à l'établissement d'un tel réseau sont réalisées lorsque existent des roches imperméables sur lesquelles se développe un ruissellement de surface concentré qui se perd ensuite au contact des calcaires.

De même les voies de pénétration vers la profondeur seront relativement réduites car il est nécessaire d'avoir un bassin versant suffisant pour les créer. Il faut en effet une concentration minimale des circulations (au niveau par exemple de l'aquifère

(12) Cette désignation a été proposée par H. Paloc (*in litt.*).

épikarstique) pour engendrer un potentiel de karstification acceptable.

La dépendance ou l'indépendance entre le réseau souterrain et le réseau hydrographique subaérien (B. GÈZE, 1958) trouve, en partie, une explication lorsque l'on envisage l'évolution dans le temps du potentiel de karstification.

c) Les considérations qui précèdent soulignent l'intérêt que revêt la classification des systèmes karstiques proposée. Lorsque i est inférieur à 0,25 cela signifie que l'écoulement arrive en quantité jusqu'au niveau de l'exutoire. Il en résulte que la karstification est bien développée vers l'aval du système. Pour $i > 0{,}25$ au contraire, c'est essentiellement la partie en amont qui fait l'objet d'une intense karstification : à ce niveau en effet existent les concentrations d'eau ; ces masses d'eau seront ensuite étalées dans le temps.

d) La morphologie des galeries dépendra en grande partie de la position des trajets de circulation. Si ce trajet s'effectue en effet au-dessus du niveau de base, toute variation de ce dernier se traduira forcémnt par une fluctuation du niveau de la galerie. En revanche, lorsque ce trajet est situé sous le niveau de base, une variation de celle-ci pourra modifier les débits mais n'induira pas un changement de niveau de la galerie.

7.2) ÉROSION DE SURFACE, ÉROSION SOUTERRAINE.

Afin d'aborder ce problème, nous partirons d'un fait d'observation concernant le Baget. L'exutoire principal du Baget, Las Hountas, n'est pas au niveau le plus bas des affleurements calcaires. Ce niveau est situé un kilomètre en aval, au village d'Alas où apparaît d'ailleurs une source ; celle-ci est alimentée en partie par les pertes que subit le ruisseau du Baget en aval de Las Hountas. On peut penser que l'évolution future du système du Baget sera telle que l'exutoire principal deviendra cette source d'Alas. L'évolution des émergences suivrait en cela l'enfoncement du niveau de base général de la région.

Le problème paraît toutefois beaucoup plus complexe. A 800 mètres en amont de Las Hountas, l'exutoire temporaire de la Hillère présente, en forte crue, un débit nettement supérieur à celui de Las Hountas. Ce trop-plein résulte, nous l'avons dit, du fait que la surface topographique est proche, à ce niveau, de la surface piézométrique. Si l'érosion de surface qui tend à abaisser la surface topographique s'avère plus rapide que l'érosion souterraine qui assure un meilleur drainage vers l'exutoire de Las Hountas, les émergences de la Hillère pourront devenir pérennes et constituer alors les exutoires principaux du système. Il apparaît de la sorte un phénomène fondamental en matière de karst : *c'est la dualité entre l'érosion de surface et l'érosion souterraine.*

Les exutoires principaux des systèmes ne migrent pas forcément de plus en plus bas vers l'aval ; ils peuvent dans certains cas se déplacer vers l'amont. Selon que les conditions climatiques influeront davantage sur les actions de surface, ou sur les actions souterraines, les destinées du karst seront donc profondément modifiées.

Cet exemple, qui rejoint les remarques précédentes, incite à penser que tout le modelé karstique est commandé par cette dualité entre l'érosion de surface et l'érosion souterraine : c'est là que réside l'originalité incontestable de ce type de modelé.

8. — CONCLUSION.

L'ensemble des résultats obtenus sur les mécanismes hydrodynamiques et le fait qu'une interdépendance très étroite existe entre circulation des eaux et karstification, conduisent à la représentation et au fonctionnement du karst tels que nous l'avons proposé (fig. 43).

Au-delà de ces conceptions plusieurs remarques s'imposent. L'adoption d'une vision globale où il est particulièrement tenu compte des circulations d'eau permet une meilleure compréhension de bon nombre des phénomènes qui affectent le karst. Pour positive que paraisse cette démarche, on ne saurait prétendre qu'elle puisse tout expliquer. Elle offre cependant l'avantage de fournir un fil conducteur pour les nombreux mécanismes qui président à la karstogenèse, donne ainsi un cadre aux observations de terrain et permet d'estimer leurs limites.

On constate que les schémas simples établis pour rendre compte de la constitution du karst et de son évolution ont des conditions de validité très strictes ; leur généralisation serait absolument abusive. Ainsi, la situation d'un gouffre ou d'une grotte peut être rapportée à une classification telle que celle de CVIJIC. Dès que l'on introduit des notions d'hydrodynamique le problème est plus délicat. La seule vision d'ensemble acceptable réside dans la distinction faite entre zone non saturée et zone saturée. A une échelle différente, quand on entre dans le détail,

il est toutefois nécessaire de considérer les trois dimensions en matière d'espace ; les schémas élaborés ne seront satisfaisants que pour des états du système déterminés, et seront donc variables dans le temps. En outre, il n'existe pas de règles bien définies pour une échelle spatio-temporelle donnée ; la zone de circulations préférentielles en est un bon exemple ; cette zone n'est pas forcément située au-dessus du niveau de l'exutoire : elle peut emprunter un trajet plus profond.

En ce qui concerne l'évolution du karst, il en est de même. Ainsi les conclusions auxquelles aboutit A. Cavaillé (1964) dépendent d'un certain nombre de conditions imposées par l'évolution générale de la région dans laquelle l'auteur fit ses observations. Or, si l'on rapporte la formation des grottes aux possibilités de karstification et par voie de conséquence aux mécanismes hydrodynamiques, il s'agit là de cas particuliers. Il faut, en effet : tenir compte notamment de la prépondérance ou non de l'érosion souterraine par rapport à l'érosion de surface, savoir si la karstification est plus intense vers l'amont ou vers l'aval du système, ne pas oublier enfin que dans la notion de jeunesse, de maturité et de sénilité d'un réseau de drainage, intervient le degré d'organisation des circulations d'eau dans le karst.

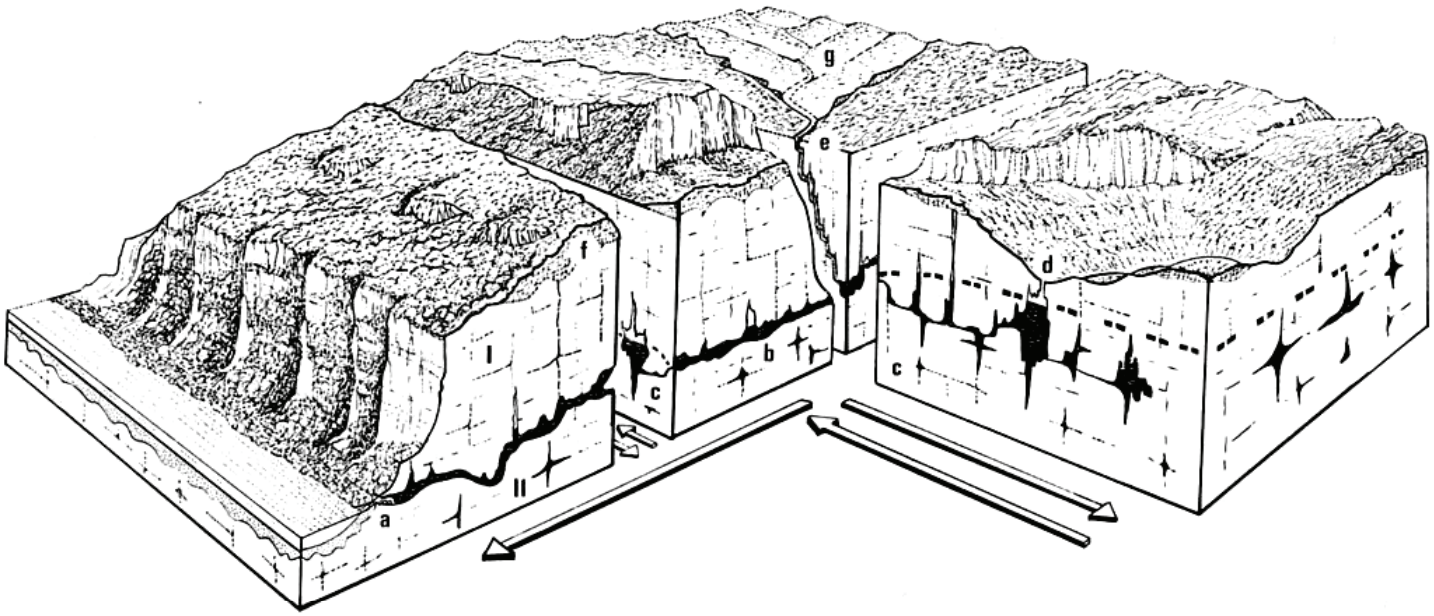


Fig. 43. — Représentation schématique d'un système karstique (partie proche de l'exutoire. I : zone d'infiltration. II : karst noyé. a : exutoire principal du système, b : drain ; c : systèmes annexes ; d : exutoire de trop-plein ; e : ponor ; f : aquifère épikarstique ; g : terrains non karstiques appartenant au système. Les flèches indiquent le sens des circulations au niveau du karst noyé (dessin de R. Rouch).

Une dernière remarque s'impose au sujet du réseau de drainage parce qu'il introduit un véritable paradoxe. Sa présence est fondamentale du point de vue hydrodynamique car elle induit des particularités d'écoulement ; ceci oblige à étudier l'aquifère karstique selon des méthodes qui lui sont propres. Or, ce réseau de drainage représente peu de chose en volume ; par ailleurs, les observations faites à son niveau se révèlent nettement insuffisantes pour comprendre le fonctionnement de l'aquifère karstique.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

Les recherches que nous avons consacrées à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques ont eu pour but de mieux faire connaître le comportement et la destinée des eaux qui cheminent dans ce milieu et ainsi, de définir la structure de ce type d'aquifère.

Plusieurs points essentiels se dégagent des résultats obtenus au cours de ce travail. L'aquifère karstique possède des lois propres nécessitant la mise en œuvre d'une technologie adaptée. Les propriétés du réservoir sont fondamentales du point de vue du comportement hydrodynamique et leur connaissance semble désormais indispensable. Enfin, la compréhension du fonctionnement de l'aquifère karstique passe obligatoirement par une vision globale de ce milieu. Une telle approche est suscitée par l'inadéquation du niveau d'échelle habituellement considéré, compte tenu de l'hétérogénéité du karst, ce qui nous a incité à introduire l'emploi de la notion de système. On remarquera, dans l'exposé des conclusions, que cette notion impose certaines contraintes et réclame quelques aménagements.

L'aboutissement de la démarche proposée conduit à une représentation du karst et de son fonctionnement en accord avec de nombreux faits d'observation.

Propriétés du réservoir aquifère.

Durant ces deux dernières décennies, d'énormes progrès ont été réalisés dans la sédimentologie des carbonates. L'analyse pétrologique rend désormais possible le choix de la place qu'occupe un type de roche carbonatée au sein d'une famille fort diversifiée. Si toutes ces roches, en vertu du pourcentage élevé de carbonate qu'elles renferment, sont vulnérables à l'agressivité des eaux, si toutes ont un comportement plus ou moins cassant à l'égard des contraintes mécaniques, elles n'en offrent pas moins des réponses variées. Face à une série de matériaux aux caractéristiques différentes, la karstification, résultat de processus chimiques et mécaniques, aura donc des destinées dissemblables, voire divergentes.

Cet aspect des recherches est d'autant plus remarquable que si à un type de karst correspond un type de roche et vice versa, l'analyse pétrologique de la roche réservoir sera en mesure de fournir des renseignements sur maints aspects du comportement hydrodynamique de l'aquifère. Une telle préoccupation est voisine de celle des géologues pétroliers en matière d'étude de gisements d'hydrocarbures.

C'est pourquoi nous avons cherché à prouver le rôle prépondérant joué par la nature de la roche. Certaines dolomies, ou certains calcaires, se comportent comme des ensembles pratiquement imperméables ; d'autres, au contraire, montrent une porosité non négligeable atteignant parfois près de 20 %. De la même façon, le réseau de cassures s'avère, lui aussi, très variable. La karstification s'ajoutant à ces éléments, des fissures vont s'agrandir de façon non anarchique : il en résultera une organisation des vides très hiérarchisée.

Ceci nous a conduit à distinguer les aquifères poreux, les aquifères fissurés et les aquifères karstiques. Seuls ces derniers ont retenu notre attention.

Notion d'échelle en ce qui concerne les aquifères karstiques.

La distinction proposée impose de reconsidérer la validité des lois d'écoulement employées pour étudier les aquifères poreux ou fissurés : en effet, les vides karstiques, en raison de leur importance et de leur répartition, créent des voies préférentielles de circulation dont il faut tenir compte. Il apparaît donc nécessaire de bien définir le niveau d'échelle choisi et les lois qu'il implique. Afin de mieux comprendre l'aspect primordial de ce choix et les conséquences qui en découlent il convenait donc, en

premier lieu, de mettre en évidence les hypothèses formulées au niveau des aquifères poreux.

Les lois de base de l'hydrodynamique supposent une géométrie parfaitement déterminée, et déterminable, des conduits dans lesquels l'eau circule. Ce concept n'est généralement applicable qu'à l'échelle microscopique, celle des particules élémentaires. Passer à un niveau d'échelle supérieur astreint à faire appel aux probabilités ; leur utilisation conduit à une simplification qui permet de définir les grandeurs comme des grandeurs moyennes. L'hydrodynamique à ce niveau d'échelle se résoud grâce à des lois phénoménologiques. Il en est ainsi pour la loi de Darcy sur laquelle repose l'analyse des écoulements en milieu poreux.

On peut alors se demander si ce niveau d'échelle est suffisant dans le karst et si la loi phénoménologique employée offre une signification dans les problèmes concernant ce type de milieu. Jusqu'à ce jour on a essentiellement tenu compte de l'anisotropie due à la fissuration, ce qui revient à introduire le paramètre de perméabilité sous la forme d'un tenseur. *Il s'agit là d'une caractéristique des aquifères fissurés et non des aquifères karstiques.*

La présence de discontinuités importantes dans le karst introduit une hétérogénéité statistique. Les drains par exemple constituent de véritables anomalies locales dont la situation est indéterminable *a priori*. Dans les vides karstiques, de l'ordre ou supérieurs à un centimètre, la validité de la loi de Darcy est mise en défaut pour des vitesses d'écoulement supérieures à 0,25 m/h ; or, nombreuses sont les observations (mesures directes, expériences de traçage) qui indiquent des vitesses nettement supérieures.

Dans ces conditions, on peut affirmer que le niveau d'échelle choisi pour l'étude des écoulements en milieu poreux ou fissuré ne semble plus suffisant ; le milieu karstique impose le passage à un niveau plus élevé. Ce serait une erreur de penser qu'un tel passage peut s'effectuer en faisant appel à des karsts de grandes dimensions sur lesquels seraient utilisées des lois d'un niveau d'échelle inférieur. Ces lois étant définies pour des niveaux précis et déterminés, les problèmes qu'elles permettent de résoudre diffèrent fondamentalement selon que l'on se place par exemple à l'échelle du cristal, de l'affleurement ou de la structure géologique (cf. notamment L. GLANGEAUD, 1949, 1955, 1963). En outre, si pour une raison de dimension et de vitesse d'écoulement le régime laminaire devient turbulent, le choix d'un massif karstique aussi grand soit-il ne changera rien aux données du problème. Telle échelle implique tel concept, donc telles lois ; c'est en fonction de cette démarche que toute la méthodologie utilisée au cours de ce travail a été mise en œuvre.

La notion de système, par sa définition même, paraît bien convenir aux problèmes posés par l'hydrodynamique dans le karst. Son avantage, en dehors de cet aspect, réside dans les algorithmes de résolution qu'il suffit d'appliquer au cas des aquifères karstiques. Dans ces conditions, l'étude de tels aquifères passe par des méthodes indirectes et médiates.

Méthodologie utilisée.

La méthodologie utilisée découle directement de la notion de système. Elle porte ainsi sur la détermination de la fonction de transfert. Il convient donc d'établir la signification des paramètres de cette fonction par rapport aux caractéristiques de l'aquifère, démarche qui impose certaines conditions et induit certains aménagements.

Tout d'abord, il est nécessaire de transposer la notion de système à l'aquifère karstique. Ceci étant fait, l'étude intensive d'un système karstique donné va permettre de caractériser ses principaux paramètres, mais l'ensemble des techniques mises en œuvre suppose l'obtention d'une grande précision au niveau des mesures. A partir de cet outil, les résultats obtenus montrent que c'est essentiellement l'analyse des courbes de récession qui apporte le maximum d'informations. Toutefois, cette seule analyse n'est pas toujours suffisante et devra être complétée par des données ponctuelles.

1° Transposer au karst la notion de système ne va pas sans difficultés. Bien que la définition en soit aisée, sa détermination en tant qu'entité sur le terrain est beaucoup moins facile. En effet, il importe de savoir d'une part, si un certain nombre de points d'observation appartiennent ou non au système étudié et d'autre part, si l'on maîtrise parfaitement les entrées et les sorties du système.

L'analyse des liaisons corrélatives a été utilisée dans le premier cas. Appliquée au système du Baget (Ariège), puis au système de Fontaine l'Evêque (Var) et à celui de la source du Lez (Hérault), elle a permis de définir certains aspects de l'unité de ces systèmes, aspects corroborés par d'autres observations.

Dans le second cas, il a été fait appel à un modèle fondé sur l'analyse des débits classés. Six systèmes ont été étudiés de cette manière, choisis en fonction des caractères variés de leurs paramètres. Ce sont : le Baget, Aliou, Fontestorbes, « Neuf Fontaines » à Aulus, Fontaine l'Evêque et Fontaine de Vaucluse. La présence de trop-pleins ou d'apports non contrôlés a pu être parfaitement détectée ; il a été parfois possible d'en définir le fonctionnement alors qu'ils

ne faisaient l'objet d'aucune surveillance. Par ailleurs, certains mécanismes propres aux systèmes karstiques ont pu être établis : il en est ainsi du rôle joué par la zone d'évacuation. De même à partir de cette méthode, *un coefficient de variation* a été introduit qui semble remplacer avantageusement l'indice de variabilité.

Les deux méthodes énoncées ci-dessus, faciles à mettre en œuvre, permettent de résoudre avec une bonne fiabilité le problème de l'unité d'un système karstique.

2° La définition d'un système karstique étant parfaitement établie, l'étude de l'un deux a conduit à analyser les processus dont il est le siège pour en déterminer les caractéristiques.

Nous avons choisi un système répondant à certains critères : dimensions peu importantes impliquant une relative maniabilité et accessibilité en tous points quelle que soit l'époque de l'année. Sur ce système, celui du Baget, proche du Laboratoire souterrain de Moulis, une infrastructure importante a été mise en place comportant seize points de surveillance : huit contrôlent les débits dont deux au niveau de pertes ; quatre concernent des niveaux piézométriques ; quatre abris, enfin, renferment une gamme variée d'appareils de mesures et d'enregistreurs qui permettent de suivre en continu des paramètres physico-chimiques.

Outre le Baget, près d'une dizaine d'autres systèmes répartis en différents points de France, ont pu être testés par les méthodes que nous avons préconisées.

C'est l'ensemble de ces systèmes, et principalement le Baget, qui a constitué l'outil de travail sur lequel repose la mise au point de la technologie employée et l'interprétation des aquifères karstiques qui en découle.

3° Compte tenu du caractère expérimental des systèmes étudiés, les mesures doivent être les meilleurs possibles (il est évident que l'équipement d'un système à des fins d'exploitation nécessiterait des performances moindres). De toute manière la précision des valeurs de débit doit obligatoirement être bonne ; nous avons vu, en effet lors du calcul du volume dynamique, qu'une incertitude de 3 % sur les débits pouvait engendrer une erreur de près de 70 % sur la valeur de ces volumes.

Si l'aménagement de stations de mesures répond à cet objectif, elle dépend également du comportement particulier des circulations d'eau dans le karst. En effet, durant des jours, voire des semaines, les débits peuvent très peu varier (quelques litres secondes par exemple, pour des oscillations des niveaux piézométriques n'excédant pas quelques centimètres) ; lors d'une crue, les fluctuations enregistrées seront hors de proportions, non seulement avec les premières variations mais aussi avec ce que l'on observe pour les cours d'eau subaériens (le débit de l'exutoire de l'Aliou peut passer de 0,200 m³/s à 5,6 m³/s en 6 heures, pour redescendre ensuite à 1,5 m³/s en 24 heures). Enregistrer avec une bonne précision aussi bien les faibles variations que les fortes est assez contradictoire. D'autres inconvénients spécifiques aux écoulements karstiques se surajoutent encore, tels le régime capricieux des circulations d'eau et l'obligation de procéder à des mesures sur des distances très courtes en raison de pertes ou d'apports éventuels. C'est afin de répondre à toutes ces contraintes que des techniques particulières ont été adaptées ; un aménagement approprié de la prise d'eau du tube supportant les liminigraphes a permis de supprimer le batillage. La construction d'un seuil, si elle permet d'obtenir une bonne stabilité de la station, fait parfois perdre beaucoup de précision. Après différents essais en matière de jaugeage, notre choix a porté sur l'utilisation d'un moulinet hydrométrique remonté à vitesse constance : ce dispositif permet d'effectuer des mesures sur des distances courtes, en des temps réduits, avec une précision de l'ordre de 1 %. La précision des valeurs de débits sur les courbes de tarage est moins bonne, de l'ordre de 5 à 10 % pour les faibles débits, inférieure à 3 % pour les forts débits ; elle est indéterminable pour des débits élevés.

Bien qu'il soit toujours nécessaire de recourir à un compromis entre la stabilité, la sensibilité et la précision des stations placées sur des circulations d'eau d'origine karstique, il est donc néanmoins possible d'obtenir des valeurs de mesures précises.

4° L'étude de la fonction de transfert d'un système karstique ne peut être abordée que si l'on tient compte des points précédents. Dans ce but, notre travail a porté sur l'hydrogramme des exutoires du système puisque l'hydrogramme unitaire représente la réponse impulsionnelle.

L'étude critique de la manière dont l'analyse de ces hydrogrammes est habituellement menée conduit à proposer de suivre une démarche comparable à celle établie pour les hydrogrammes de cours d'eau subaériens. La séparation du système karstique en deux sous-systèmes — rapportés l'un à la zone non saturée et l'autre à la zone saturée — puis la recherche d'une fonction de transfert pour le sous-système zone saturée, ont montré que la détermination d'une fonction de transfert globale devient illusoire. En effet, alors que le milieu saturé est nettement moins complexe que le milieu non saturé, il est apparu que l'opérateur défini à son propos n'est pas linéaire

mais correspond à une famille de fonctions de transfert ; en outre, ces fonctions se regroupent en quatre ensembles induits d'une part, par une relation linéaire ou quadratique entre charge et débit et, d'autre part, par la présence ou l'absence de phénomènes d'inertie. L'hydrogramme a donc été subdivisé en deux ensembles relatifs à un débit de base et à un écoulement de crue, le débit de base est abordé à partir d'un modèle conceptuel rigoureux lors du tarissement approché au moment de la décrue ; l'écoulement de crue est estimé à l'aide d'une fonction empirique de type homographique.

Les paramètres définissant la décrue et le tarissement sont au nombre de trois : α, η' et ε. Les débits Q_{Ro} et q_o sont relatifs aux débits de base et de l'écoulement de crue pris au moment de la pointe de crue ; ils ne peuvent avoir de sens physique, leurs valeurs étant trop approchées ; seule leur somme Q_o possède une réalité concrète. α caractérise l'écoulement du karst noyé et permet le calcul du volume dynamique. η' et ε renseignent sur la forme de la courbe de décrue, η' est rapporté à la vitesse d'infiltration, ε est appelé coefficient d'hétérogénéité. Le calcul de ces différents coefficients suppose qu'un tarissement suive la décrue ; dans le cas contraire et sauf cas particulier, le calcul n'est plus possible.

Six systèmes ont fait l'objet d'une analyse des courbes de récession ; nous rappellerons les réultats les plus importants. Le mode d'analyse proposé est de mise en œuvre facile.

Lorsque les différents coefficients sont déterminés, la reconstitution de la courbe de décrue et de tarissement est toujours excellente puisque les écarts entre les valeurs calculées et les valeurs observées correspondent à une incertitude de moins de 10 %.

Le paramètre α et son évolution donnent une bonne image du karst noyé et de son comportement ; on peut savoir, par son intermédiaire, s'il existe ou non un karst noyé et quelle est son importance. Les paramètres η' et ε caractérisent la manière dont s'effectuent les apports d'eau sur le karst et les modalités de l'infiltration. Grâce à eux, le rôle joué par la couverture neigeuse ou le ruissellement de surface est mis en évidence. Ils permettent enfin de détecter si le système karstique est simple ou complexe, si l'organisation du drainage est réduite ou très poussée.

On peut donc conclure que l'étude des courbes de récession d'hydrogrammes de sources karstiques occupe une place de choix dans les méthodes d'investigation des aquifères qui l'alimentent.

5° Il ne faut pas cependant sous-estimer les renseignements fournis par certaines données ponctuelles ; de même, certains mécanismes propres au karst permettent de compléter des informations recueillies à l'aide des techniques que nous venons de citer.

— Les techniques ponctuelles envisagées concernent les pompages d'essais et les opérations de traçage.

Dans le cas des pompages, la présence d'une relation non linéaire entre charge et débit conduit à abandonner l'analyse conventionnelle effectuée à leur propos. Seule la courbe caractéristique, lorsqu'il est possible de l'obtenir, semble devoir être retenue, à condition toutefois que d'autres caractères puissent être établis : écoulement en charge, effets de puits négligeables. Un exemple traité à partir d'un pompage réalisé dans la nappe captive du karst profond de Lavelanet (Ariège) montre l'inadéquation des interprétations habituelles. La systématisation de l'emploi des courbes caractéristiques devrait permettre de dégager, par voie de comparaison, le comportement des aquifères karstiques dans ce domaine.

Les opérations de traçage apparaissent (au-delà de leur utilisation classique pour la mise en évidence de relations entre pertes et émergences ou la recherche d'exutoires multiples) d'autant plus intéressantes qu'elles fournissent des renseignements sur le fonctionnement de l'aquifère : détection des voies préférentielles de circulation, précision sur le sens des écoulements drains-systèmes annexes ; elles permettent également d'aborder les problèmes de rétention (piégeages, adsorption).

— Des mécanismes spécifiques aux aquifères karstiques ont été considérés : ce sont les intermittences et les coups de bélier. Bien qu'ils puissent apparaître comme de simples curiosités naturelles, ces mécanismes n'en aident pas moins à mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique du karst noyé. Les phénomènes d'inertie ont été détectés grâce à l'étude des hydrogrammes d'intermittence. L'étude des coups de bélier conduit à établir une distinction entre les regards et les cheminées d'équilibre pour tous les puits, naturels ou artificiels, qui atteignent le karst noyé.

Utilisées seules, les données ponctuelles relatives au karst sont rarement riches d'enseignements. En revanche, replacées dans le cadre d'une approche globale, elles peuvent devenir très précieuses. Le karst, en raison de son originalité, oblige à abandonner certaines méthodes ; il est cependant le siège des mécanismes spécifiques qui aident à sa compréhension.

Synthèse des résultats obtenus.

1° L'ensemble des résultats examinés précédemment incite à proposer un certain schéma des systèmes karstiques. Sous cette dénomination sont englobés les ensembles karstiques et les ensembles non karstiques qui présentent, avec l'hydrodynamique des premiers, des dépendances significatives.

Dans la partie la plus superficielle des karsts nous avons mis en évidence et souligné le rôle capital de l'aquifère épikarstique ; il assure le plus souvent la liaison entre les facteurs géodynamiques externes et l'aquifère karstique proprement dit pour lequel nous avons proposé le terme d'aquifère eukarstique.

Au niveau de la zone non saturée, une distinction s'impose entre la partie supérieure du karst où la composante verticale de la vitesse d'écoulement est dominante et la partie inférieure où la composante horizontale de la vitesse devient alors prépondérante. L'infiltration est donc bien différenciée du ruissellement souterrain.

La zone saturée constitue le karst noyé. Du point de vue hydrodynamique, seule une partie de ce karst noyé peut être traitée : il s'agit du volume dynamique qui occupe une place plus ou moins ample par rapport à l'ensemble de la zone saturée en fonction des conditions de charge. Ainsi des réserves complémentaires, parfois non négligeables, peuvent s'ajouter au volume dynamique en profondeur ou latéralement. Dans le volume dynamique a été créée une distinction entre drains et systèmes annexes ; ceux-ci constituent des unités indépendantes les unes des autres, mais toutes en relation avec le drain principal.

Nous avons souligné à plusieurs reprises combien les caractéristiques singulières des circulations dans ce type d'aquifère étaient dominées par la nature, la dimension et l'organisation des vides dans lesquels elles ont lieu. L'ensemble des lettres p.v.k. a donc été proposé pour rendre compte à la fois de la porosité (parfois non négligeable), de la fissuration et des vides karstiques. Certains vides karstiques, simples élargissements, communiquent entre eux seulement par la porosité ou une fine fissuration ; d'autres en revanche, réalisent une suite de vides nettement hiérarchisés en communication les uns avec les autres.

2° Ce schéma implique un fonctionnement particulier. Le phénomène de retard dans les apports au karst, dû à un ruissellement de surface, à une couverture neigeuse ou à l'alimentation à partir d'un autre système, constitue un des points déterminants du comportement des aquifères kastiques. Il influe sur l'énergie mise en jeu dans les circulations et en conséquence sur le devenir de la karstification.

Dès que l'eau arrive au contact du karst, son cheminement vers la profondeur sera de deux types : l'un rapide et l'autre retardé. Le premier correspond à un véritable drainage de la partie supérieure du karst ; le second est un écoulement, la plupart du temps diphasique (air-eau), assimilable parfois à une effluence. Ces modalités différentes de l'infiltration doivent être considérées comme les responsables de la complexité de la zone non saturée des aquifères karstiques : ainsi s'explique notamment la nature souvent différente, voire contradictoire, des observations effectuées à son niveau.

Dans la zone saturée, la position des systèmes annexes par rapport à l'exutoire, de même que leurs relations du point de vue perte de charge avec le drain, induisent des mécanismes variables. Si tous les systèmes annexes assurent l'essentiel de la réserve du karst noyé, certains d'entre eux seulement sont responsables de phénomènes d'inertie ; d'autres, par leur fonctionnement, s'opposent à une reconstitution rapide des réserves. Ce dernier point permet de concevoir une sorte de « mise en mémoire » d'un étiage prononcé, aspect primordial dans ce qui a trait à la gestion des aquifères karstiques, car en effet, la récupération des réserves, loin d'être immédiate, s'effectue progressivement après une assez longue succession de pluies.

3° L'ensemble de ces données nous a conduit à proposer une classification des systèmes karstiques. Leur fonctionnement actuel permet de savoir s'il s'agit d'aquifères peu ou très karstifiés, si la karstification affecte d'avantage l'amont que l'aval, si l'exutoire est une résurgence ou une exsurgence, enfin, si le système est simple ou complexe.

Certains problèmes relatifs à la karstification peuvent être repris à la lumière de ces conclusions. L'interaction entre circulations des eaux et karstification conduit à lier les possibilités d'apparition de la karstification avec celle d'un écoulement. Il en résulte la notion de potentiel de karstification. Nous avons montré comment des observations de détail relatives à des formes karstiques, et sans lien apparent entre-elles, trouvaient, grâce à cette notion, une explication logique dans un schéma d'ensemble. La notion de potentiel de karstification entraine une définition rigoureuse du niveau de base, ce qui permet de dégager les aspects particuliers qu'il revêt dans le karst. On constate notamment que la position

du niveau de base commande la karstification et son importance mais ne détermine pas pour autant la localisation de cette karstification : ainsi la karstification peut-elle intervenir bien au-dessous du niveau de base ; les conditions lithologiques sont alors déterminantes.

L'étude hydrodynamique des aquifères karstiques met enfin en évidence le rôle fondamental que la dualité existant entre érosion souterraine et érosion de surface joue sur le modelé karstique. Les formes karstiques seront différentes selon la prépondérance de l'une par rapport à l'autre, et selon la succession dans le temps de la suprématie de l'un ou de l'autre ; ainsi peuvent s'expliquer certains paysages karstiques fort complexes.

Au terme de ce travail, il convient de souligner que les résultats obtenus ne permettent pas d'expliquer l'ensemble des mécanismes propres au karst ; ils autorisent cependant à dégager certains concepts notamment en ce qui concerne les méthodes d'investigation. L'hétérogénéité de ce milieu, qui conduit à l'abandon des lois conventionnelles communément utilisées dans les études hydrogéologiques, ne constitue pas un handicap pour la compréhension et l'exploitation des aquifères karstiques. Le passage à un niveau d'échelle supérieur à celui ordinairement employé par le biais de la notion de système et des algorithmes qui lui sont liés, implique toute une technologie mieux adaptée. Il s'avère que cette dernière, par ailleurs classique en matière de géologie minière (géostatistique) ou d'hydrologie de surface, apporte des solutions satisfaisantes aux problèmes posés par la circulation des eaux dans le karst. Dès lors, apparaît en matière d'aquifère karstique une nouvelle conception de la recherche fondamentale dont il doit faire l'objet. La vision d'ensemble de ce milieu particulier suppose des études intensives ainsi qu'une analyse suivie des différents paramètres dynamiques dont il est le siège ; on conçoit dans ces conditions la nécessité de mettre en place une équipe pluridisciplinaire œuvrant sur un système expérimental. La construction de modèles réduits en laboratoire posant des problèmes insurmontables, notre choix s'est porté tout naturellement sur un laboratoire de terrain, le système karstique du Baget. Si l'on se réfère aux propositions de L. GLANGEAUD (1963), les recherches réalisées sur ce système devaient répondre aux trois critères : « tentative pour connaître comment une chose se passe », « connaissance *a posteriori* par l'observation des faits », « modifier des faits naturels et constater les résultats de cette modification ». Le géologue, le physicien, le chimiste et le biologiste se sont retrouvés sur ce système du Baget pour aborder les deux premiers aspects. Ce mémoire constitue le bilan du point de vue hydrodynamique. Désormais rien ne s'oppose au développement du dernier volet de cette proposition.

ANNEXE.

Valeurs de x en fonction de F (x) en pourcentage d'après la relation

$$F(x) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-\frac{u^2}{2}} du$$

Exemple d'utilisation de la table pour F (x) = 5,50 %, x = 0,069 ; pour x = 0,409, F (x) = 31,75 %.

F (x) en %	,0	,25	,50	,75	F (x) en %	,0	,25	,50	,75
1	0,013	0,017	0,019	0,022	51	0,690	0,694	0,698	0,702
2	0,025	0,029	0,032	0,035	52	0,706	0,710	0,714	0,718
3	0,038	0,041	0,044	0,047	53	0,723	0,727	0,731	0,735
4	0,050	0,053	0,056	0,059	54	0,739	0,743	0,747	0,751
5	0,063	0,066	0,069	0,072	55	0,856	0,760	0,764	0,768
6	0,075	0,078	0,082	0,085	56	0,772	0,776	0,781	0,785
7	0,088	0,091	0,094	0,097	57	0,789	0,793	0,798	0,802
8	0,101	0,103	0,107	0,110	58	0,807	0.811	0,815	0,819
9	0,113	0,116	0,119	0,123	59	0,824	0,828	0,833	0,837
10	0,126	0,129	0,132	0,135	60	0,842	0,846	0,851	0,855
11	0,138	0,142	0,145	0,148	61	0,860	0,864	0,869	0,873
12	0,151	0,154	0,157	0,160	62	0,878	0,883	0,887	0,892
13	0,164	0,167	0,170	0,173	63	0,897	0,901	0,906	0,911
14	0,177	0,180	0,183	0,186	64	0,915	0,920	0,925	0,930
15	0,189	0,192	0,196	0,199	65	0,935	0,939	0,944	0,949
16	0,202	0,205	0,208	0,212	66	0,954	0,959	0,964	0,969
17	0,215	0,218	0,221	0,224	67	0,974	0,979	0,984	0,989
18	0,228	0,231	0,234	0,237	68	0,995	1,000	1,005	1,010
19	0,241	0,244	0,247	0,250	69	1,015	1,020	1,026	1,031
20	0,253	0,257	0,260	0,263	70	1,037	1,042	1,047	1,052
21	0,267	0,270	0,273	0,276	71	1,058	1,064	1,069	1,075
22	0,280	0,283	0,286	0,289	72	1,081	1,086	1,092	1,097
23	0,293	0,296	0,299	0,302	73	1,103	1,109	1,115	1,120
24	0,306	0,309	0,312	0,315	74	1,126	1,132	1,138	1,144
25	0,319	0,322	0,325	0,328	75	1,150	1,156	1,163	1,169
26	0,332	0,335	0,339	0,342	76	1,175	1,181	1,188	1,194
27	0,345	0,349	0,352	0,355	77	1,200	1,207	1,213	1,220
28	0,359	0,362	0,365	0,368	78	1,227	1,233	1,240	1,246
29	0,372	0,375	0,379	0,382	79	1,254	1,260	1,267	1,274
30	0,385	0,389	0,392	0,395	80	1,282	1,289	1,296	1,303
31	0,399	0,402	0,406	0,409	81	1,311	1,318	1,326	1,333
32	0,413	0,416	0,419	0,423	82	1,341	1,348	1,356	1,364
33	0,426	0,430	0,433	0,436	83	1,373	1,380	1,388	1,396
34	0,440	0,443	0,447	0,450	84	1,405	1,413	1,422	1,430
35	0,454	0,457	0,461	0,464	85	1,440	1,448	1,457	1,466
36	0,468	0,471	0,475	0,478	86	1,476	1,485	1,495	1,504
37	0,482	0,485	0,489	0,492	87	1,514	1,524	1,534	1,544
38	0,496	0,500	0,503	0,506	88	1,555	1,565	1,576	1,587
39	0,510	0,514	0,517	0,521	89	1,598	1,610	1,621	1,632
40	0,525	0,528	0,532	0,535	90	1,645	1,657	1,670	1,682
41	0,539	0,543	0,546	0,550	91	1,695	1,709	1,722	1,736
42	0,554	0,557	0,561	0,564	92	1,751	1,765	1,780	1,795
43	0,568	0,572	0,576	0,579	93	1,812	1,828	1,845	1,862
44	0,583	0,587	0,590	0,594	94	1,881	1,899	1,919	1,938
45	0,598	0,602	0,605	0,609	95	1,960	1,982	2,01	2,03
46	0,613	0,617	0,620	0,624	96	2,05	2,08	2,11	2,14
47	0,628	0,632	0,636	0,639	97	2,17	2,20	2,24	2,28
48	0,644	0,647	0,651	0,655	98	2,33	2,38	2,43	2,49
49	0,659	0,663	0,667	0,671	99	2,58	2,67	2,81	3,01
50	0,675	0,678	0,682	0,686	99,9	3,29	3,37	3,48	3,66
					99,99	3,89	3,96	4,06	4,22

BIBLIOGRAPHIE.

ABD-EL-AL (I.) — 1967 — Statique et dynamique des eaux dans les massifs calcaires libano-syriens. *Chronique d'Hydrogéologie*, 10, p. 75-94.

AFOUDA (A.) — 1974 — Contribution à l'étude des systèmes hydrologiques non linéaires. Thèse Doct. spéc., Toulouse, 131 p.

AGIE de SELSATEN (J.) — 1968 — Hydraulique superficielle et souterraine : application à la nappe karstique de Modave en Belgique. *Bull. AIHS*, 13e année, 1, p. 49-57.

AIGROT (M.) — 1967 — L'écoulement de la Fontaine de Vaucluse (Etude hydrogéologique). *Travaux du Laboratoire d'Hydrogéologie - géochimie*, Bordeaux, 15, 104 p.

AÏVAZIAN (S.) — 1970 — Etude statistiques des dépendances. Ed. Mir, Moscou, 236 p.

ALQUIER (M.), J. GRUAT, G. COURTOIS et G. SAUZAY — 1970 — La notion de « bon mélange » dans l'emploi de traceurs. Vitesse débitante et vitesse du centre de gravité d'un nuage de traceurs dans l'étude d'un écoulement. Isotope Hydrology, Proc. Symp. IAEA Vienna, p. 441-461.

AMINOT (A.) — 1974 — Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. 2. Les analyses chimiques en hydrogéologie karstique. *Ann. Spéléol.*, 29, 4, sous presse.

AMINOT (A.) — 1975 — Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. 4. le pH : aspect théorique, mesure et interprétation géochimique. *Ann. Spéléol.*, 30, 1, sous presse.

AMOROCHO (J.) — 1963 — Measures of the linearity of hydrologic systems. *J. Geophys. Res.*, 68, 8, p. 2237-2249.

AMOROCHO (J.) et G. T. ORLOB — 1961 — Nonlinear analysis of hydrologic systems. Water Resources Center, University of California, Berkeley.

AMOROCHO (J.) et A. BRANDESTETTER — 1971 — Determination of nonlinear reponse function in rainfall-runoff processes. *Water resources research*, 7, 5.

ANDRIEUX (C.) — 1972 — Le système karstique du Baget (Ariège). Sur la thermique des eaux au niveau de l'exutoire principal (note préliminaire). *Ann. Spéléol.*, 27, 3, p. 527-541.

ANDRIEUX (C.) — 1974 — Premiers résultats sur l'étude du climat de la salle des peintures de la galerie Clastres (Niaux - Ariège). *Ann. Spéléol.*, 29, 1, p. 3-25.

ANDRIEUX (C.) et M. BAKALOWICZ — 1974 — Le système karstique du Baget (Ariège). Les éléments du climat. *Ann. Spéléol.*, 29, 3, p. 267-282.

ANKER (T. F.) — 1962 — Ueber intermittierende und pulsierende karst Wasserlaüfe. *Verband dtsch. Höhlen-u Karstforscher*, Mitt., 8, 3, p. 64-67.

Anonyme — 1942 — Handbook of physical constants. *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, 36.

ARCHAMBAULT (J.), L. BOURGUET et Y. VAILLEUX — 1971 — Les lois de l'hydraulique des milieux poreux sont-elles applicables aux aquifères calcaires karstifiés ? Actes Coll. Hydrol. Pays Calcaire, Besançon, oct. 1971, p. 255-263.

ASHTON (K.) — 1966 — The analysis of flow data from karst drainage systems. *Transactions of the Cave Research Group of Great Britain*, 7, 2, p. 163-203.

AVIAS (J.) — 1964 — Sur la méthodologie en hydrogéologie karstique (d'après l'exemple du Languedoc méditerranéen). *Mém. CERH*, Montpellier, 1, p. 5-20.

AVIAS (J.) — 1971 — Reflexions sur le rôle de l'hydrogéologie et de la paléohydrogéologie dans la genèse, le remaniement et la distinction des gîtes minéraux en général et des gîtes métallifères stratiformes en particulier. *Mém. CERGH*, 6, 1, 16 p.

AVIAS (J.) et P. DUBOIS — 1963 — Sur la nappe aquifère des karsts barrés par failles du Bas-Languedoc. *Spélunca Mém.* (4e série), 3, p. 68-72.

BACHMAT (Y.) — 1965 — Basic transport coefficients as aquifer characteristics. Actes Coll. Dubrovnik, 4.1-4.3. 4.1-4.3.

BAKALOWICZ (M.) — 1970 — Hydrodynamique karstique : étude du bassin d'alimentation de la Manavgat (Taurus occidental, Turquie). Thèse Doct. spéc., Paris, 106 p.

BAKALOWICZ (M.) — 1973 — La rivière souterraine des Fourneaux (Vénizy, Yonne). Influence d'un pompage sur son écoulement et ses caractères physico-chimiques. *Ann. Spéléol.*, 28, 3, p. 349-360.

BAKALOWICZ (M.) — 1974 — Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. 1. Relation entre minéralisation et conductivité. *Ann. Spéléol.*, 29, 2, p. 167-173.

BAKALOWICZ (M.) et G. OBERLIN — 1972 — Pour une méthodologie de l'évaluation de l'évapotranspiration. *J. Hydrol.*, 15, p. 187-191.

BAKALOWICZ (M.), B. BLAVOUX et A. MANGIN — 1974 — Apports du traçage isotopique naturel à la connaissance du fonctionnement d'un système karstique. Teneurs en oxygène 18 de trois systèmes des Pyrénées (France). *J. Hydrol.*, 23, 1/2, p. 141-158.

BAKALOWICZ (M.) et A. AMINOT — 1974 — Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. 3. Premiers résultats obtenus sur le système karstique du Baget au cours du cycle hydrologique 1973. *Ann. Spéléol.*, 29, 4, sous presse.

BAKER (W. J.) — 1955 — Flow in fissured formations. Proc. 4th world Petroleum Congress, Rome, 2, p. 379-393.

BARBIER (J. L.) — 1971 — Décrue et tarissement d'un aquifère karstique, réseau de la Luire-Bournillon (Vercors - Drôme). *C. R. Ac. Sc. Paris*, 272, p. 2860-2863.

BARBIER (J. L.) — 1971 — Principe d'étude de la décrue et du tarissement du réseau Luire-Bournillon par la méthode de A. MANGIN. Actes Coll. Hydrol. Pays Calcaire, Besançon, oct. 1971, p. 25-32.

BARENBLATT (G. I.) et J. P. SCHELTOW — 1960 — Sur les équations fondamentales d'écoulement de fluides homogènes dans les roches fissurées (en russe). *Doklady Akad. Nauk*, SSSR, 132, 3, p. 545-548.

BAUER (F.) — 1972 — Weitere Erfahrungen beim Uraninnachweis mit Aktivkohle. *Geol. Jb.*, C 2, S. 19-27, 3 Abb., p. 20-27.

BAUER (F.) — 1972 — Untersuchungen über die Verwendborkeit von zwei fluoreszenzfarbstoffen im Rahmen eines Färbeversuches. *Geol. Jb.*, C2 S. 61-73, 7 Abb., p. 62-73.

BAVEL (C. H. M. van) — 1969 — The three phase domain in hydrology. L'eau dans la zone non saturée, Actes Symp. Wageningen, 1, p. 23-30.

BERKALOFF (E.) — 1967 — Limite de validité des formules courantes de tarissement du débit. *Chronique d'Hydrogéologie*, 10, p. 31-41.

BERKALOFF (E.) — 1970 — Interprétation des pompages d'essai. Cas de nappes captives avec une strate conductrice d'eau privilégiée. *Bull. BRGM*, (2), 3, 1, p. 33-53.

BERNARD (A.) — 1958 — Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévenole. Thèse Doct. Sci. Nat., Nancy, 2 t., 640 p.

BESBES (M.) — 1969 — L'effet barométrique dans les puits en relation avec le coefficient d'emmagasinement et l'étenchéité du toit des nappes captives. *Bull. BRGM*, (2), 3, 2, p. 57-76.

BIERSCHENK (W. H.) — 1964 — Determining well efficiency by multiple stepdrawdown tests. *Mém. AIHS*, 64, p. 493-507.

BIGNOT (G.) — 1972 — Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines. Essai de révision du Liburnien. Thèse Doct. Sci. Nat. Paris, 353 p.

BISSELL (H. J.) et G. V. CHILINGAR — 1967 — Classification of sedimentary carbonate rocks. Developments in sedimentology. Carbonate rocks, origin, occurrence and classification, Elsevier Co., Amsterdam, 4, p. 87-168.

BODVARSSON (G.) — 1970 — Confined fluids as strain meters. *J. Geophys. Res.* 75, 14, p. 2711-2718.

BONHOMME (J. L.) — 1972 — Etude hydrogéologique et hydrodynamique du karst des calcaires sénoniens (Dévoluy, Hautes-Alpes). Thèse ing. géol., Cons. Nat. Arts et Métiers, Paris, 176 p.

BONNET (M.) — 1970 — Mémento d'hydraulique souterraine. Rapport BRGM, 70 SGN 367 HYD, 36 p.

BONNET (M.) — 1970 — Critique de la notion d'essais de puits. Bull. BRGM (2), 3, 1, p. 9-15.

BONNET (M.), J. FORKASIEWICZ et P. PEAUDECERF — 1970 — Méthodes d'interprétation de pompages d'essai en nappe libre. *Rapport BRMG*, 70 SGN 359 HYD, 38 p.

BORELLI (M.) et B. PAVLIN — 1965 — Approach to the problem of the under-ground water leakage from the storages in karst regions. Karst storages Busko Blato, Peruca and Kruscica. Actes Coll. Dubrovnik, AIHS-UNESCO, 1, p. 32-62.

BOUCHET (R. J.) — 1964 — Evapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle et production agricole. *Ann. Agro.*, 14, 5, p. 743-824.

BOUILLIN (O.), J. FLANDRIN, J. FORKASIEWICZ, H. PALOC et D. POITRINAL — 1973 — Contribution à la connaissance hydrodynamique d'un réservoir aquifère calcaire d'après l'exemple fourni par la Fontaine de Vaucluse. 2e Coll. int. eaux sout., Palerme, avril 1973, sous presse (cf. rapport BRGM, 73 SGN 205 AME, 16 p.).

BOULTON (N. S.) — 1951 — The flow pattern near a gravity well in a uniform water bearing medium. *J. Instil. Civil Eng.*, 36, 10.

BOULTON (N. S.) — 1954 — Unsteady radial flow to a pumped well allowing for delayed yield from storage. *Mém. AIHS* (réunion de Rome), 37, p. 472-477.

BOURGUET (L.) et M. RATSIMIÉBO — 1970 — Tentatives d'application de la déconvolution au problème des bilans prévisionnels de quelques bassins hydrogéologiques. *Publication du SPEPE*, réunion de Douai, 4.1-4.2. 4.1-4.3.

BOUSSINESQ (J.) — 1904 — Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *Journ. math. pures et appl.*, 10, p. 5-78, p. 363-394.

BREDEHOEFT (J. D.) — 1967 — Response of well aquifer systems to earth tides. *J. Geophys. Res.*, 72, p. 3075-3087.

BRETZ (J. H.) — 1942 — Vadose and phreatic features of limestone caverns. *J. Geol.*, USA, 50, p. 675-811.

BRIDGE (J.) — 1923 — Ebb and flow springs in the Ozarks. *School of Mines and Metallurgy. University of Missouri, Bull. nov.* 1923, p. 17-26.

BUCHTELA (K.), J. MAIRHOFER, V. MAURIN, T. PAPADIMITROPOULOS et J. ZÖTL — 1968 — Comparative investigations into recent methods of tracing subterranean water. *Bull. of the national speleological society*, USA, 30, 3, p. 55-74.

BUREJEV (L. N.) et Z. M. BUREJEVA — 1969 — Some numerical methods for solving problems of non-steady seepage in non-homogeneous anisotropic soils. L'eau dans la zone non saturée. Actes Symp. Wageningen, 1, p. 500-503.

BURGER ,(A.) — 1959 — Hydrogéologie du bassin de l'Areuse (Jura suisse). *Monographies hydrogéologiques. AIH*, 1, Imp. Attinger, Neuchâtel, Suisse, 304 p.

BURGER (A.) — 1969 — Influence de l'hétérogénéité des roches cohérentes sur leur perméabilité. *Bull. tech. Suisse Romande*, 13, p. 3-8.

CANCEILL (M. F.) — 1974 — Convolution et tarissement dans l'étude des relations pluie-débit. *Mém. AIH*, Réunion Montpellier, 10, 1, p. 181-184.

CARO (P.) — 1965 — La chimie du gaz carbonique et des carbonates et les phénomènes hydrogéologiques karstiques. *Chronique d'hydrogéologie*, 7, p. 51-77.

CASTANY (G.) — 1963 — Traité pratique des eaux souterraines. Dunod, Paris, 657 p.

CASTANY (G.) — 1967 — Introduction à l'étude des courbes de tarissement. *Chronique d'Hydrogéologie*, 10, p. 23-30.

CASTANY (G.) — 1968 — Prospection et exploitation des eaux souterraines. Dunod, Paris, 717 p.

CASTERAS (M.) — 1933 — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte. géol. France*, 37, 189, 515 p.

CAVAILLÉ (A.) — 1962 — Le système karstique et l'évolution des grottes. *Spélunca Mém.* (4), 2, p. 9-28.

CAVAILLÉ (A.) — 1963 — Observations de spéléogenèse. *Spélunca Mém.* (4), 3, p. 24-38.

CAVAILLÉ (A.) — 1964 — Observations sur l'évolution des grottes. *Intern. J. Speleol.*, 1, p. 71-100.

CAVAILLÉ (A.) — 1970 — L'évolution des grottes au Quaternaire dans la France méridionale. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 106, 1-2, p. 41-53.

CAYEUX (L.) — 1935 — Les roches sédimentaires de France, « Roches carbonatées » (calcaires et dolomies). Masson, Paris, 463 p.

CHARRIÈRE (R.) — 1974 — Perfectionnements à la mesure de traceurs fluorescents. Applications à l'hydrogéologie. Thèse Doct. spéc., Grenoble, 197 p.

CHAUMET (P.) — 1965 — Ecoulement monophasique des fluides dans les milieux poreux. Cours de Production de IFP, 3, 159 p.

CHAUVETEAU (G.) — 1965 — Essai sur la loi de Darcy et les écoulements laminaires à perte de charge non linéaire. Thèse Ing. Doct., Toulouse, 203 p.

CHEMIN (J.) — 1974 — Essai d'application d'un modèle mathématique conceptuel au calcul du bilan hydrique de l'aquifère karstique de la source du Lez (région nord de Montpellier). Thèse Doct. spéc., Montpellier, 67 p.

CHOUKROUNE (P.) — 1970 — Contribution à l'étude structurale de la zone nord-pyrénéenne métamorphique : tectonique et métamorphisme des formations secondaires de la forêt de Boucheville (P.O.). *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 46-63.

CHOUKROUNE (P.), M. SÉGURET et A. GALDEANO — 1973 — Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : un modèle des relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 15, 5-6, p. 600-611.

CIRY (R.) — 1959 — Une catégorie spéciale de cavités souterraines : les grottes cutanées. *Ann. Spéléol.*, 14, 1-2, p. 23-30.

CIRY (R.) — 1962 — Le rôle du froid dans la spéléogenèse. *Spélunca Mém.* (4), 2, p. 29-34.

CIRY (R.) — 1963 — Aperçu des principaux types de cavités souterraines de Bourgogne-Côte d'Orienne. *Spélunca Mém.* (4), 3, p. 73-80.

CIRY (R.) — 1965 — La spéléogenèse au Quaternaire en Europe occidentale. Actes 4e Congr. Int. Spéléol. Yougoslavie, p. 51-54.

CISZAK (R.) — 1973 — Etude géologique de la partie orientale du chaînon du Pech de Foix et du Bassin de Nalzen. Thèse Doct. spéc. Toulouse, 99 p.

CLARKE (F. W.) — 1924 — The data of geochemistry. *U.S. Geol. Surv., Bull.*, 770, 841 p.

COIFFAIT (H.) — 1959 — Enumération des grottes visitées, 1950-1957. *Biospéologica*, 77 (9e série), 97, 3, p. 243-244.

COLLINS (R. E.). — 1961 — Flow of fluids through porous materials. Reinhold. pub. Co., New-York, 115 p.

COOPER (H. H.) — 1966 — The equation of groundwater flow in fixed and deforming coordinates. *J. Geophys. Res.*, 71, 20, p. 4785-4790.

COOPER Jr (H. H.) et C. E. JACOB — 1946 — A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Trans. Am. Geophys. Union*, 27, p. 526-534.

COOPER Jr (H. H.), J. D. BREDEHOEFT, I. S. PAPADOPULOS, R. R. BENNETT — 1965 — The response of well-aquifer systems to seismic waves. *J. Geophys. Res.*, 70, 16, p. 3915-3926.

CORBEL (J.) — 1954 — Les phénomènes karstiques dans les Grands Causses. *Rev. Géog. Lyon*, 29, 4, p. 287-315.

CORBEL (J.) — 1957 — Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe. *Mém. Docum. Inst. Et. rhodaniennes Univ. Lyon*, 12, 541 p.

CORBEL (J.) — 1959 — Les grandes cavités de France et leurs relations avec les facteurs climatiques. *Ann. Spéléol.*, 14, 1-2, p. 31-47.

CORBEL (J.) — 1962 — Recherches nouvelles sur les grottes. *Spélunca Mém.* (4), 2, p. 35-40.

COROMPT (P.), B. GAILLARD, J. GUIZERIX, R. MARGRITA, J. MOLINARI, R. CORDA, N. CRAMPON et D. OLIVIER — 1974 — Méthode pour la détermination de caractéristiques de transfert de substances polluantes dans les nappes aquifères. Isotopes techniques in groundwater hydrology, Proc. Symp. IAEA Vienna, II, p. 405-424.

COUTAGNE (A.) — 1954 — Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. *La Houille blanche*, p. 360-369.

CRAMER (H.) — 1946 — Mathematical methods of statistics. Princeton University Press.

CSALLANY (C. S.) — 1965 — The hydraulic properties and yields of dolomite and limestone aquifers. Actes Coll. Dubrovnik, AIHS-UNESCO, 1, p. 120-138.

CVIJIC (J.) — 1918 — Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. *Rec. Trav. Inst. géograph. alpine*, 6, 4, p. 1-56.

CVIJIC (J.) — 1925 — Types morphologiques de terrains calcaires. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 180, p. 592-757.

CVIJIC (J.) — 1960 — La géographie des terrains calcaires. *Monogr. Acad. Serbe Sci. Arts Belgrade*, 341, 212 p.

DARCY (H.) — 1856 — Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Dalmont, Paris, 647 p.

DAUBRÉE (A.) — 1887 — Les eaux souterraines à l'époque actuelle. Dunod, Paris, 1, 455 p.

DAVIES (W. E.) — 1960 — Origin of caves in folded limestones. *Nat. Speleol. Soc. Bull.*, U.S.A., 22, p. 5-18.

DAVIS (W. M.) — 1930 — Origin of limestone caverns. *Bull. geol. Soc. amer.*, 41, p. 475-628.

DEBELMAS (J.) — 1974 — Géologie de la France. Doin, Paris, 544 p.

DEBROAS (E. J.) et P. SOUQUET — 1972 — Contribution à la connaissance du flysch ardoisier nord-pyrénéen : les « schistes métamorphiques » du synclinal de la Ballongue (Pyrénées centrales). *C. R. Ac. Sc. Paris*, 275, p. 2813-2816.

DEBROAS (E. J.) et P. SOUQUET — 1973 — Zones isopiques et zones structurales sur le versant nord des Pyrénées centrales. *Bull. Soc. d'Hist. Nat., Toulouse*, 109, 3 et 4, p. 391-401.

DECAMPS (H.) et R. ROUCH — 1973 — Le système karstique du Baget. 1. Premières estimations sur la dérive des invertébrés aquatiques d'origine épigée. *Ann. Spéléol.*, 28, 1, p. 89-110.

DEGALLIER (R.) — 1970 — Tables de fonctions utiles en hydrogéologie. Rapport Labo. Hydrogéol. Math. Ecole des Mines, Paris, LHMR/70/3, 10 p.

DE GELIS (E.) — 1956 — Eléments d'hydraulique souterraine. Notes et mém. serv. géo. du Maroc, 138, 84 p.

DELHOMME (J. P.) — 1971 — Essai de schématisation de l'écoulement de l'eau dans un massif calcaire (Détermination analytique de la réponse unitaire). Rapport du Laboratoire d'Hydrologie Math. Ecole des Mines, Paris, LHMR/71/1, 7 p.

DEMASSIEUX (L.) — 1970 — Tentative d'interprétation des essais de pompage en période transitoire et en régime influencé. *Bull. BRGM* (2), 3, 1, p. 29-32.

DERRUAU (M.) — 1962 — Précis de géomorphologie. Masson, Paris, 413 p.

DICONNE (M. A.) — 1972 — Les jaugeages des débits des cours d'eau au moulinet hydrométrique par la méthode d'intégration. *La Houille Blanche*, 1, p. 35-44.

DREW (D. P.) — 1970 — The significance of percolation water in limestone catchments. *Ground water*, 8, 5, p. 8-11.

DREYFUSS (M.) — 1957 — Contribution à l'étude hydrologique du marais de Saône. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 2e série, géol. 7, p. 3-20.

DREYFUSS (M.) — 1963 — Principe d'une méthode d'étude des réseaux karstiques par corrélation des débits. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, 65, 3-4, p. 53-56.

DREYFUSS (M.) et J. P. VANÇON — 1965 — Identification de caractères propres aux écoulements en pays karstiques, par corrélation des débits. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 260, 8, p. 2270-2271.

DROGUE (C.) — 1963 — Sur l'utilisation des ions naturels en solution comme traceurs dans les aquifères calcaires. A propos d'un exemple des karsts sous-cévenols. *Ann. Spéléol.*, 18, 4, p. 405-408.

DROGUE (C.) — 1963 — Essais de délimitation du bassin d'alimentation d'une résurgence des karsts noyés languedociens. *Ann. spéléol.*, 18, 4, p. 409-414.

DROGUE (C.) — 1963 — Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures. *Ann. Spéléol.*, 18, 4, p. 415-420.

DROGUE (C.) — 1967 — Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures. *Chronique d'Hydrogéologie*, 10, p. 43-47.

DROGUE (C.) — 1967 — Etude des relations entre écoulements superficiels et souterrains dans le bassin du Vidourle (Gard). *Chronique d'Hydrogéologie*, 10, p. 49-57.

DROGUE (C.) — 1969 — Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens. Thèse Doct. Sci. Nat., Montpellier, 482 p.

DROGUE (C.) — 1972 — Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. *J. Hydrology*, 15, p. 49-68.

DROGUE (C.) — 1974 — Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forage. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 278, p. 2621-2624.

DROGUE (C.) et J. P. PUECH — 1968 — Reconnaissances géologiques et hydrogéologiques pour la construction de barrages en terrains calcaires. Exemple des barrages écrêteurs de crues du Haut-Vidourle (Gard, France). *Terres et Eaux*, 23, 65, p. 10-22.

DUBOË (A.) — 1963 — Monographie hydrologique du bassin supérieur du Salat. Rapport ronéoté E.D.F., 292 p.

DUBOIS (P.) — 1962 — Deux expériences de coloration à la bordure méridionale des Cévennes. *Spélunca Mém.*, 2, p. 41-50.

DUBREUIL (M.) — 1968 — Etude géologique de la région de la forêt de Larroque et de la vallée de Balaguères (Ariège). Thèse Doct. spéc., Toulouse, 109 p.

DUCROCQ (A.) — 1960 — Logique générale des systèmes et des effets. Dunod, Paris, 298 p.

DUMAS (J.) — 1857 — La science des fontaines. Lacroix, Paris, *in* 8°, 2e édit., 447 p.

DUNHAM (R. J.) — 1961 — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of carbonate rocks. A symposium. W. E. Ham. ed., 1, p. 108-121.

DUPONT (E.) — 1893 — Les phénomènes des cavernes et la circulation souterraine des eaux dans la région Han-Rochefort. *Bull. Soc. belge de Géol.*, 8, 4.

DUROZOY (G.) et H. PALOC — 1973 — Le régime des eaux de la Fontaine de Vaucluse, période 1966-1973. BRGM, 73 SGN 430 AME, 31 p.

EAGON (H. B.) et D. E. JOHE — 1972 — Practical solutions for pumping tests in carbonate-rock aquifers. *Ground water*, 10, 4, p. 6-13.

EMSELLEM (Y.) — 1965 — L'interprétation des essais de débit des nappes souterraines par la méthode d'identification. *Ann. des Mines*, 6, p. 375-390.

EMSELLEM (Y.) — 1967 — Les transferts de pression entre nappes et la drainance dans les ensembles aquifères hétérogènes. *Chronique d'Hydrogéologie*, 11, p. 131-180.

EMSELLEM (Y.) et G. DE MARSILY — 1969 — Restitution automatique des perméabilités d'une nappe. Le problème inverse et la déconvolution. *La Houille Blanche*, 8, p. 861-868.

EMSELLEM (Y.) — 1970 — Construction de modèle mathématiques en hydrogéologie. Publication Ecole Nat. Sup. Mines Paris, 127 p.

EMSELLEM (Y.) — 1972 — Hydrogéologie mathématique moderne. *Annales des Mines*, déc. 1972, p. 1-18.

FEODOROFF (A.) — 1965 — Etude expérimentale de l'infiltration de l'eau non saturante.
1. Cas d'un sol initialement sec et d'un arrosage sans formation de plan d'eau en surface. *Ann. Agro.*, 16, 2, p. 127-175.
2. id. *Ann. Agro.*, 16, 3, p. 231-263.

FERRIS (J. G.) — 1951 — Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility. *Mém. AIHS*, Ass. Gén. Bruxelles, 2, p. 148-155.

FISCHER (R. A.) — 1947 — Les méthodes statistiques. Presses Universitaires, Paris.

FLANDRIN (J.) et H. PALOC — 1969 — Etude d'une source de karst : la Fontaine de Vaucluse (France). Méthodes et résultats. *Actes 5e Cong. int. Spéléol.*, Stuttgart, 5, HY 13/1 à 15.

FOLK (R. L.) — 1959 — Pratical petrographic classification of limestones. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, 43, p. 1-38.

FOLK (R. L.) — 1961 — Spectral subdivision of limestone types. Classification of carbonate rocks. A symposium, W. E. Ham ed., 1, p. 62-84.

FOLK (R. L.) — 1965 — Some aspects of recrystallisation in ancient limestones. Dolomitization and limestone diagenesis. A symposium, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 13, p. 14-48.

FORD (D. C.) — 1965 — The origin of limestone caverns : a model from the central Mendip Hills, England. *Bull. Nat. Speleol. Soc. Amer.*, U.S.A., 27, p. 109-132.

FORD (D. C.) — 1973 — Development of the principal types of solution caves in limestone. Actes 6e Cong. Int. Spéléol., Olomouc, Tchécoslovaquie (sous presse).

FORKASIÉWICZ (J.) — 1970 — Programmation des pompages d'essai appliqués à l'évaluation des paramètres des couches aquifères. *Bull. BRGM* (2), 3, 1, p. 59-65.

FORKASIÉWICZ (J.) — 1970 — Guide bibliographique méthodique sur l'interprétation des données des pompages d'essai (évaluation des paramètres des aquifères). *Bull. BRGM* (2), 3, 1, p. 67-72.

FORKASIÉWICZ (J.) et H. PALOC — 1967 — Le régime de tarissement de la Foux de la Vis. Etude préliminaire. *Chronique d'Hydrogéologie*, 10, p. 59-73.

FOURNIER (E.) — 1923 — Grottes et rivières souterraines. La Solidarité, imprimerie coopérative ouvrière, 212 p.

FOURNIER (E.) — 1926 — Les eaux souterraines. Imprimerie de l'Est, 222 p.

FOURNIER (E.) — 1928 — Explorations souterraines et recherches hydrologiques en Franche-Comté. Imprimerie de l'Est, Besançon, 350 p.

GALABOV (M.) — 1972 — Sur l'expression mathématique des hydrogrammes des sources et le pronostic du débit. *Bull. BRGM* (2), 3, 2, p. 51-57.

GALLE-CAVALLONI (H.) et H. PALOC — 1968 — Equipements réalisés par le BRGM pour l'étude de la Fontaine de Vaucluse. AIH, Réunion Istanbul, sept. 1967, 8, p. 520-524.

GARNIER (J. C.) et C. CLARION — 1967 — Transmission des ondes de crues du Verdon à travers le massif d'appui rive droite du futur barrage de Sainte-Croix. *La Houille blanche*, 1, p. 61-71.

GÈZE (B.) — 1938 — Influence de la tectonique sur la localisation des sources vauclusiennes. *Spélunca*, 9, p. 3-12.

GÈZE (B.) — 1949 — Les gouffres à phosphate du Quercy. Essai de paléospéléologie. *Ann. Spéléol.*, 6, 2, p. 89-107.

GÈZE (B.) — 1953 — La genèse des gouffres. *Actes 1er Congr. Int. Spéléol.*, Paris, 2, p. 11-23.

GÈZE (B.) — 1957 — Caractères des circulations karstiques d'après les récentes colorations à la fluorescéine en France. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 15, p. 351-355.

GÈZE (B.) — 1958 — Sur quelques caractères fondamentaux des circulations karstiques. *Ann. Spéléol.*, 13, 1-4, p. 5-22.

GÈZE (B.) — 1961 — Sur les rapports entre les phénomènes karstiques et les nappes d'eau dans les calcaires d'après quelques travaux récents. *Spélunca Mém.*, 1, p. 22-24.

GÈZE (B.) — 1965 — Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires. *Chronique d'Hydrogéologie*, 7, p. 9-39.

GÈZE (B.) — 1969 — Le principe de l'inversion de relief en région karstique. Cong. Int. Spéléol., Stuttgart, 1, M 20/ 1 à 4.

GÈZE (B.) — 1973 — Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. *Ann. Spéléol.*, 28, 1, p. 1-20.

GLANGEAUD (L.) — 1949 — Epistémologie des sciences naturelles et structure du réel. C. R. du XVe Cong. intern. de Philosophie des Sciences, 1, p. 127-139.

GLANGEAUD (L.) — 1955 — Classification scalaire des sciences de la matière et de leurs méthodes. *Revue générale des Sciences*, 62, 5-6, p. 1-30.

GLANGEAUD (L.) — 1963 — L'expérience et la recherche opérationnelle dans les Sciences de la Terre et de la Nature. *Revue de Synthèse*, 29-31, p. 125-170.

GRABLOVITZ (G.) — 1880 — Sul fenomeno di marea osservato nelle miniere di Dun in Bohemia. *Bull. Soc. Adriatica Sci. Naturali Trieste*, 6, p. 34.

GROSSOUVRE (A. de) — 1916 — Contribution à l'hydrologie des terrains calcaires. *Bull. Soc. Géol. France* (4), 16, p. 65-81.

Groupe de travail du Comité français des grands barrages — 1970 — Réalisation des barrages et des retenues en pays karstiques. Tendances françaises actuelles. Commission Internationale des grands barrages, 10e congrès, Montréal 1970, p. 391-412.

GRUND (A.) — 1903 — Die Karsthydrographie. *A. Penck geogr. Abhandl.*, Leipzig, Treubner, 7, 3, p. 3-200.

GRUND (A.) — 1910 — Beiträge zur Morphologie des dinarischen Gebirges. *A. Penck Geograph. Abhandl.*, 9, 3, p. 1-236.

GRUND (A.) — 1914 — Der geographische Zyklus im Karst. *Z. Ges. Endkünde*, p. 621-640.

GUÉRIN (R.) — 1973 — Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas-Vivarais calcaire. Thèse Doct. spéc., Montpellier, 125 p.

GUIZERIX (J.), R. MARGRITA, J. MOLINARI, B. GAILLARD, P. CALMELS et P. COROMPT — 1970 — Contribution à la mesure de débits en régime variable par une méthode de dilution de traceurs radioactifs. Isotope hydrology, Proc. Symp. IAEA Vienna, p. 463-477.

GUIZERIX (J.), R. MARGRITA, B. GAILLARD, P. COROMPT et M. ALQUIER — 1974 — Analyse des informations fournies par les traceurs naturels ou artificiels dans l'étude des systèmes aquifères en hydrogéologie. Isotopes techniques in groundwater hydrology, Proc. symp. IAEA Vienna, II, p. 377-404.

HABIC (P.) — 1970 — Intermitentni kraski izvir Lintvern pri vrhniki. *Acta carsologica*, 5, p. 191-203.

HALL (F. R.) — 1968 — Base-flow recessions. A review. *Water Resources research*, 4, 5, p. 973-983.

HAM (W. E.) — 1962 — Classification of carbonate-rocks. A symposium (Amer. Ass. 1. Petroleum geologists). Denver, Colorado, 27 April 1961, Ed. at Tulsa (Oklahoma), AAPG, IV + 279 p.

HANTUSH (M. S.) — 1956 — Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers. *Trans. Am. Geophys. Union*, 37, p. 735-737.

HARBAUGH (J. W.) — 1967 — Carbonate oil reservoir rocks. Developments in sedimentology, carbonate rocks. Elsevier, Pub. Co., 7, p. 349-398.

HARR (M. S.) — 1962 — Groundwater and seepage. Mac Graw Hill, New-York, 315 p.

HENDRICKSON (G. E.) — 1961 — Sources of water in Styx and Echo Rivers, Mammoth Cave Kentucky. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 424, D, 308, p. 41-43.

HERAK (H.) et V. T. STRINGFIELD — 1972 — Karst. Important karst regions of the northern hemisphere. Elsevier pub. Co., Amsterdam, 551 p.

HORTON (R. E.) — 1933 — The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*, p. 446-460.

HOUPEURT (A.) — 1958 — Eléments de mécanique des fluides dans les milieux poreux. Ed. Technip, Paris, 231 p.

HUBBERT (M. K.) — 1940 — The theory of ground water motion. *Chicago, J. Geol.*, 48, p. 785-944.

HUBBERT (M. K.) — 1953 — Entropment of petroleum under hydrodynamic conditions. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 37, 8, p. 1954-2026.

HU KIAM — 1973 — Résultats d'essais par pompages réalisés sur quelques forages des karst de la région montpelliéraine. Thèse Doct. spéc., Montpellier, 130 p.

HULSINGS (H.) — 1967 — Measurement of peak discharge at dams by indirect method. *U. S. Geol. Survey, Techniques of water Resources Investigations*, A 5, 3, 30 p.

IRMAY (S.) — 1969 — Solutions of the non-linear diffusion equation with a gravity term in hydrology. L'eau dans la zone non saturée, Actes Symp. Wageningen, 1, p. 478-503.

JACOB (C. E.) — 1940 — On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Trans. Am. Geophys. Union*, 2, p. 574-586.

JACOB (C. E.) — 1946 — Drawdown test to determine effective radius of artesian well. *Proc. Amer. Soc. Civ. Ing.*, 72, p. 620-646.

JACOB (C. E.) — 1950 — Flow of groundwater. Engineering hydraulics, ed Rouse, New-York, J. Wiley, p. 321-386.

JACOBY (S. L. S.) — 1966 — A mathematical model for nonlinear hydrologic systems. *J. Geophys. Res.*, 71, 20, p. 4811-4824.

JACQUET (J.) — 1971 — Aspects généraux de la représentation mathématique des phénomènes en hydrologie de surface. *La Houille Blanche*, 2, p. 105-110.

JENKO (F.) — 1965 — L'hydrographie du karst. Hydrologie des roches fissurées. Coll. de Dubrovnik, AIHS - UNESCO, 1, p. 172-182.

JOBERT (G.) — 1952 — Marées terrestres d'un globe fluide hétérogène. *Ann. Geophys.*, 8, 1, p. 106-111.

JOUANNA (P.) — 1972 — Effets des sollicitations mécaniques sur les écoulements dans certains milieux fissurés. Thèse Doct. Sci. Phys., Toulouse, 263 p.

KESSLER (H.) — 1965 — Water balance investigations in the karstic regions of Hungary. Actes Coll. Dubrovnik, AIHS - UNESCO, 1, p. 91-105.

KESSLER (H.) et L. RONAKI — 1965 — Ein Beitrag zur Karsthydrologischen Nomenklatur. Actes 4e Congr. Int. Spéleol. Yougoslavie, 3, p. 311-314.

KIRALY (L.) — 1968 — Eléments structuraux et alignement de phénomènes karstiques. *Bull. Soc. Neuchâteloise*, 91, p. 127-146.

KIRALY (L.) — 1969 — Statistical analysis of fractures. *Geol. Rundschau*, 59, 1, p. 125-151.

KIRALY (L.) — 1969 — Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés. *Eclogae geol. Helv.*, 62, 2, p. 613-619.

KIRALY (L.), B. MATHEY et J. P. TRIPET — 1969 — Fissuration et orientation des cavités souterraines. Région de la grotte de Milandre (Jura, tabulaire). Pub. Centre Hydrogéol. Univ. Neuchâtel, 19 p.

KLONNE (F.) — 1880 — Die periodischen Schwankungen des Wasserspiegels in den inundieten Hohlenschachten von Dux in der Period von 8 April bis 5 September 1879. *Sitzber. Kais. Akad. Wiss.*

KOBAYASHI (H.) — 1969 — A theoretical analysis and numerical solutions of unsaturated flow in soil. L'eau dans la zone non saturée, Actes Symp. Wageningen, 1, p. 429-439.

KRYNINE (P. D.) — 1948 — The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. *J. Geol.*, 56, p. 156.

KUENEN (Ph. H.) — 1941 — Geochimical calculations concerning the total mass of sediments in the earth. *Am. J. Sci.*, 239, p. 161-190.

KUENEN (Ph. H.) — 1947 — On the total amount of sedimentation in the deep sea. *Am. J. Sci.*, 5, 34, p. 457-468.

Laboratoire National d'Hydraulique (L. N. H.) — 1966-1970 — Méthodes d'étude régionale des ressources en eau. Publication de la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique. (Action concertée Eau). Faculté des Sciences de Montpellier, 133 p.

LAGASQUIE (J. J.) — 1963 — Le relief calcaire du plateau de Sault. *Rev. Géogr. Pyrénées et du Sud Ouest*, 34, 1, p. 11-32.

LAGNY (Ph.) — 1969 — Minéralisation plombo-zincifère triasique dans un paléo-karst (gisement de Salafossa, province de Belluno, Italie). *C. R. Ac. Sc. Paris*, 268, p. 1178-1181.

LALLEMAND (A.) et H. PALOC — 1964 — Possibilités offertes par la méthode de détection au charbon actif pour les expériences de coloration à la fluorescéine. *Spélunca Mém.* (4), 4, p. 27-40.

LALLEMAND (A.) et H. PALOC — 1967 — L'intérêt de la « méthode au charbon actif » dans des traçages à la fluorescéine en hydrogéologie. Quelques exemples. *Mém. Réunion AIH 1965*, 7, p. 220-226.

LAMOTTE (M.) — 1962 — Initiation aux méthodes statistiques en biologie. Masson éd., Paris, 144 p.

LARRIEU (J.) — 1957 — Evaluation des crues catastrophiques par la méthode des hydrogrammes synthétiques. *Mém. AIHS*, Réunion de Toronto, 3, p. 160-173.

LASZLO (J.) — 1959 — Neue Methoden der Hölhenforschung in Ungam und ihre Ergebnisse. *Die Höhle*, 4, 10, p. 88-98.

LEGRAND (H. E.) et V. T. STRINGFIELD — 1973 — Karst hydrology. A review. *J. of Hydrology*, 20, 2, p. 97-120.

LEHMANN (O.) — 1932 — Die Hydrographie des Karstes. Enzyklopädie der Erdkünde, 6, Leipzig und Wien, Denticke, 212 p.

LEIGHTON (M. W.) et C. PENDEXTER — 1961 — Carbonate rock types. Classification of carbonate rocks. A symposium W. E. Ham ed., 1, p. 33-60.

LELEU (M.) — 1969 — Essai d'interprétation thermodynamique en métallogénie : les minéralisations karstiques du Laurium (Grèce). *Bull. BRGM* (2), 4, p. 1-62.

LENCASTRE (A.) — 1961 — Manuel d'hydraulique générale. Eyrolles, Paris, 411 p.

LENDA (A.) et A. ZUBER — 1970 — Traceur dispersion in groundwater experiments. Isotope Hydrology, Proc. Symp. IAEA Vienna, p. 619-641.

LESCHER-MOUTOUÉ (F.) — 1973 — Sur la biologie et l'écologie des Copépodes Cyclopides hypogés (Crustacés). *Ann. Spéléol.*, 28, 3, p. 429-502 et 28, 4, p. 581-674.

L'HERMITE (R.) — 1959 — Méthodes générales d'essai et de contrôle en laboratoire. I. Mesures géométriques et mécaniques. Eyrolles éd., Paris, 739 p.

LIÉGEOIS (P. G.) — 1948 — Source intermittente. Région liégeoise : résurgence du Ry de Gabry à Mery. *Ann. Soc. Géol. Belg.*.

LINDQUIST (E.) — 1933 — The flow of water through porous soil. 1er Congr. Grands Barrages, Stockholm, 5, p. 81-101.

LISON (L.) — 1958 — Statistique appliquée à la biologie expérimentale. La planification de l'expérience et l'analyse des résultats. Gauthier-Villars ed., Paris, 346 p.

LLOPIS LLADO (N.) — 1954 — Sobre las caracteristicas hidrogeologicas de la red hipogea de la Sima de la Piedra de San Martin (Navarra). *Speleon*, 5, 1-2, p. 5-53.

LLOPIS LLADO (N.) — 1965 — Nappes karstiques et conduits karstiques. Hydrologie des roches fissurées. Colloque de Dubrovnik, AISH-UNESCO, 1, p. 200-203.

LOHMAN (S. W.) and others — 1972 — Definitions of selected ground-water terms-revisions and conceptual refinements. *U. S. Geol. Survey, Water-supply paper*, 1988, 21 p.

LOHMAN (S. W.) — 1972 — Ground-water hydraulics. *U. S. Geol. survey*, prof. paper, 708, 70 p.

LOMIZE (G. M.) — 1947 — Ecoulement dans les roches fissurées (en russe). *Ac. Sc. R. S. S. Arménie.*

LOUIS (C.) — 1968 — Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. *EDF Bull. Direction Etudes et Rech.*, A, 3, p. 5-132.

LOVE (A. E.) — 1911 — Some problems of geodynamics (general theory of earth tides). Being an essay to which the adams prize in the University of Cambridge was adjudged in 1911. Dover publ., New-York, 1967, XXX + 180 p.

MAGNIN — 1909 — Observations sur les sources intermittentes des Monts Jura, Lyon, 66 p.

MAILLET (E.) — 1905 — Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. Hermann, Paris, 218 p.

MANGIN (A.) — 1967 — Etude géologique de la partie septentrionale du massif du Saint-Barthélémy. Thèse Doct. spéc., Toulouse, 168 p.

MANGIN (A.) — 1967 — Données hydrogéologiques acquises sur le territoire de la feuille topographique au 1/50 000 Lavelanet (partie Ariège). Rapport interne BRGM, DSGR 67 A 25, 86 p.

MANGIN (A.) — 1969 — Etude hydraulique du mécanisme d'intermittence de Fontestorbes (Bélesta - Ariège). *Ann. Spéléol.*, 24, 2, p. 253-298.

MANGIN (A.) — 1969 — Nouvelle interprétation du mécanisme des sources intermittentes. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 269, p. 2184-2186.

MANGIN (A.) — 1970 — Méthode d'analyse des courbes de décrue et tarissement dans les aquifères karstiques. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 270, p. 1295-1297.

MANGIN (A.) — 1970 — Le système karstique du Baget (Ariège). Note préliminaire. *Ann. Spéléol.*, 25, 3, p. 561-580.

MANGIN (A.) — 1970 — Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement. *Ann. Spéléol.*, 25, 3, p. 581-610.

MANGIN (A.) — 1971 — Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. *Ann. Spéléol.*, 26, 2, p. 283-329.

MANGIN (A.) — 1971 — Sur la notion d'exsurgence et de résurgence à partir de travaux récents d'hydrodynamique dans les karsts. Actes Coll. Hydrol. Pays Calcaire, Besançon, oct. 1971, p. 1-5.

MANGIN (A.) — 1973 — Sur les transferts d'eau au niveau du karst noyé à partir de travaux sur la source de Fontestorbes. *Ann. Spéléol.*, 28, 1, p. 21-40.

MANGIN (A.) — 1973 — Sur la dynamique des transferts en aquifère karstique. Actes 6e Cong. Int. Spéléol., Olomouc, Tchécoslovaquie (sous presse).

MANGIN (A.) et G. de MARSILY — 1971 — Etude des transferts en milieu karstique. Le karst du Baget. *Publication du SPEPE*, réunion de Bastia, 3.1-3.5.

MARGAT (J.) — 1972 — Terminologie hydrogéologique. Propositions pour un dictionnaire. Extraits de la *chronique d'hydrogéologie* (n° 5 à 11, 1965-1967) et du *Bull. BRGM* (2, hydrogéologie, 1968-1971). Rapport BRGM, 72 SGN 203 AME, 136 p.

MARLE (C.) — 1967 — Ecoulements monophasiques en milieu poreux. *Revue Inst. Franç. Pétrole*, 22, 10, p. 1471-1509.

MARLE (C.) — 1972 — Les écoulements polyphasiques en milieu poreux. Cours de production, 4, Ed. Technip., 300 p.

MARTEL (E. A.) — 1894 — Les abîmes. Delagrave, Paris, 581 p.

MARTEL (E. A.) — 1898 — Les Cévennes et la région des Causses (Lozère, Aveyron, Hérault, Gard, Ardèche). Delagrave, Paris, 408 p.

MARTEL (E. A.) — 1905 — La spéléologie au XXe siècle. *Spélunca, Bull. et Mém.*, 6, 810 p.

MARTEL (E. A.) — 1921 — Nouveau traité des eaux souteraines. Doin, Paris, 840 p.

MARTEL (E. A.) — 1928 - 1930 — La France ignorée. Delagrave, Paris, 2 vol., 600 p.

MARTEL (E. A.) — 1936 — Les Causses Majeurs. Artières et Maury éd., Millau, 510 p.

MATHÉRON (G.) — 1965 — Les variables régionalisées et leur estimation. Masson, Paris, 305 p.

MATHEY (B.) — 1970 — La méthode au charbon actif dans les essais de coloration à la fluorescéine. Actes du 4e Congr. Nat. Spéléol., Neuchâtel, Soc. Suisse Spéléol., p. 53-61.

MAXIM (I. A.) — 1941 — Izbucuri izvoare intermittente dela noi (Intermittierende Quellen in den Apuseni - Gebirgen Rumänien). *Reviste geographica, Romana*, Anul IV, 2-3, 22 p.

MEAD (W. J.) — 1907 — Redistribution of elements in the formation of sedimentary rocks. *J. Geol.*, 15, p. 250.

MÉGNIEN (C.) — 1957 — Recherche d'eau dans les vallées sèches. Problème typique de Sacy (Yonne). *Bull. Soc. Géol. France*, (6), 7, p. 929-934.

MÉGNIEN (C.) — 1959 — Le karst et la nappe dans la craie turonienne et sénonienne du bassin de la Vanne (Yonne). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 1, p. 456-460.

MÉGNIEN (C.) — 1964 — Observations hydrogéologiques dans le Sud-Est du Bassin de Paris. Mém. BRGM, 25, 288 p.

MEINZER (O. E.) — 1923 — Outline of ground water hydrology with definitions. *U. S. Geol. Surv., Water supply Paper*, 494, p. 1-67.

MELCHIOR (P.) — Sur l'effet des marées terrestres dans les variations de niveau observées dans les puits, en particulier au sondage de Turnhout (Belgique). *Commun. Observal. Royal de Belgique*, 108, p. 7-28.

MELCHIOR (P.) — 1966 — The earth tides. Pergamon Press ed., London, XIV + 458 p.

MELCHIOR (P.), A. STERLING et A. WERY — 1964 — Effets de dilatations cubiques dues aux marées terrestres observés sous forme de variations de niveau dans un puits, à Basècles (Hainaut). *Comm. Observ. Royal de Belgique*, 224, série géophysique, 66, 12 p.

MÉRO (R.) — 1965 — Tentatives synthesis of surface runoff. Ministère de l'Agriculture, Tel Aviv.

MEURISSE (M.) — 1973 — Etude structurale de la zone nord-pyrénéenne orientale. Thèse Doct. spéc., Paris, 325 p.

MIJATOVIC (B.) — 1967 — Hydraulic mechanism of karst aquifers in deep-lying coastal collectors. *Vesnik zavoda za geoloska i geofizicka Istrazivanja*, B, 7, p. 5-114.

MIJATOVIC (B.) — 1968 — A method of studying the hydrodynamic of karst aquifers by analysis of the discharge curve and level fluctuations during recession. *Vesnik zavoda za geoloska i geofizicka istrazivanija*, B, 8, p. 43-81.

MIJATOVIC (B.) — 1974 — Détermination de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement par la courbe de tarissement dans les aquifères karstiques. *Mém. AIH*, réunion Montpellier, 10, 1, p. 225-230.

MIJATOVIC (B.) et M. BAKIC — 1967 — Le karst du Liban. Etude de son évolution d'après les recherches hydrogéologiques. *Chronique d'hydrogéologie*, 10, p. 95-107.

MIOTKE (F. D.) et A. N. PALMER — 1972 — Genetic relationship between caves and landforms in the Mammoth Cave National Park area. Veröffenlichung aus dem Geographischen Institut der Technischen Universität Hannover, 69 p.

MIROUSE (R.) — 1972 — Pyrénées (géologie). *Encyclopedia universalis*, 13, p. 837-841.

MITCHELL (W. D.) — 1972 — Model hydrographs. *U.S. Geol. Survey, water-supply paper*, 2005, V + 85 p.

MONTAGNÉ (E. R.) — 1942 — Sur le débit des sources en régime non influencé. *La Technique Moderne*, 1-15 décembre 1942.

MUNERA (H. A.) — 1974 — Modelos matematicos simplificados para interpretacion de resultados de ensayos por el metodo de marcation de toda la columna piezometrica. Isotope techniques in groundwater hydrology, Proc. Symp. IAEA Vienna, II, p. 255-275.

MURRAY (R. C.) — 1960 — Origin of porosity in carbonate rocks. *J. Sediment. Petrol.*, 30, p. 59-84.

MUSKAT (M.) — 1946 — The flow of homogeneous fluids through porous media. *Ann. Harbor Mich. J. W. Edwards*, 763 p.

NAHRGANG (G.) — 1956 — L'hypothèse de Dupuit - Thiem pour le calcul d'un puits et l'écoulement réel au voisinage d'un puits vertical à surface libre. *AIHS Mém.*, Sympo. Darcy, Dijon, 2, p. 173-183.

NEKRASSOV (B.) — s. d. — Cours d'hydraulique. Ed. Mir, Moscou, 248 p.

NICOD (J.) — 1969 — Sur le régime de quelques sources karstiques de basse Provence : le problème des réservoirs karstiques. *Bull. sect. géograph.*, 80, p. 257-320.

NICOD (J.) — 1972 — Pays et paysages du calcaire. Presses Universitaires de France, Paris, 244 p.

NIKURADSE (J.) — 1930 — Turbulente Strömung in nicht kreis fömirgen Rohren. *Ing. Arch.*, 1, p. 306-332.

NISHIMURA — 1950 — On earth tides. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 31, 3, p. 357.

OLLÖS (G.) — 1961 — Etudes hydrauliques sur le mouvement de l'eau dans les roches fissurées (en hongrois). *Ep. Közl. Ind.*, S, Budapest, 4, p. 537-562.

PALOC (H.) — 1964 — Caractéristiques hydrogéologiques des dolomies de la région languedocienne. *Mém. CERH*, Fac. Sciences Montpellier, 1, p. 123-127.

PALOC (H.) — 1965 — Les recherches hydrogéologiques et les captages et aménagements hydrauliques en milieu calcaire : enseignements tirés de quelques exemples récents. *Chronique d'Hydrogéologie*, 7, p. 87-109.

PALOC (H.) — 1972 — Carte hydrogéologique de la région des Grands Causses. CERGA - BRGM, Montpellier - Orléans, 82 p. + carte.

PAPADOPULOS (I. S.) — 1965 — Nonsteady flow to a well in an infinite anisotropic aquifer. Actes Coll. Dubrovnik, AIHS - UNESCO, 1, p. 21-31.

PARAMELLE (Abbé) — 1856 — L'art de découvrir les sources. Baudry éd., Paris, 3e éd. (1886), 424 p.

PENCK (A.) — 1900 — Geomorphologische Studien aus der Hercegovina. *Z. Deut. Osterreich Alpenver*, 31, p. 25-41.

PENCK (A.) — 1904 — Ueber das Karstphänomen. *Vereines zur verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien*, 44, 1, 38 p.

PENMAN (H. L.) — 1956 — Evaporation. An introductory survey. *J. Agri. Sci.*, 4, p. 9-29.

PENMAN (H. L.) — 1969 — The role of vegetation in soil water problems. L'eau dans la zone non saturée, Actes Symp. Wageningen, 1, p. 49-59.

PETTIJOHN (F. J.) — 1957 — Sedimentary rocks. Harper and Row ed. New-York, Evanston, London, 2nd ed., 718 p.

PEZARD (R.) et M. DREYFUSS — 1936 — Etude sur les variations de débit du Creux-sous-roche. *Mém. Soc. Hist. Nat. du Doubs*, 47, p. 3-8.

PHILIP (J. R.) — 1969 — A linearization technique for the study of infiltration. L'eau dans la zone non saturée, Actes Symp. Wageningen, 1, p. 471-478.

PHILIP (J. R.) — 1969 — Absorption and infiltration in two — and three — dimensional systems. L'eau dans la zone non saturée. Actes Symp. Wageningen, 1, p. 503-516.

PITTY (A. F.) — 1966 — An approach to the study of karst water. Univerty of Hull, Occasional Papers in Geography, 5, p. 1-70.

PLOTNIKOV (N. A.) — 1962 — Ressources en eaux souterraines : classification et méthodes d'évaluation. Gauthier-Villars, Paris, 194 p.

POLUBARINOVA-KOTCHINA (P. J.) — 1962 — Theory of groundwater movement. Univ. Press, New-Jersey, Princeton, 613 p.

POSEPNY (F.) — 1894 — The genesis of ore deposits. *Amer. Inst. Min. Eng. Trans.*, 23, p. 210-220.

POWERS (R. W.) — 1961 — Arabian upper jurassic carbonate reservoir rocks. Classification of carbonate rocks. A symposium, W. E. Ham. ed., 1, p. 122-192.

PRANDTL (L.) — 1965 — Fürhrer durch die Strömungslehre. Braunschweig Vierveg Verlag, 6, 523 p.

PRZEWLOCKI (K.) et Y. YURTSEVER — 1974 — Some conceptual mathematical models and digital simulation approach in the use of tracers in hydrological systems. Isotopes techniques in groundwater hydrology, Proc. Symp. IAEA Vienna, II, p. 425-450.

QUÉLENNEC (R. E.), J. C. SAURET, M. SEGUIN et J. VOUVÉ — 1971 — Les résurgences de la Touvre. Etude préliminaire. Actes Coll. Hydrol. Pays calcaire, Besançon, oct. 1971, p. 197-254.

RAMBERT (B.) — 1971 — Application de l'analyse des hydrogrammes des cours d'eau à l'évaluation de l'écoulement souterrain. Rapport préliminaire. Rapport BRGM, 71 SGN 389 HYB, 34 p.

RAMON (S.) — 1970 — A propos de la méthde de Dagan. *Bull. BRGM* (2), 3, 1, p. 55-58.

RANÇON (D.) — 1972 — Structures sèches et barrières capillaires en milieux poreux. Application au stockage dans le sol. Rapport CEAR 4310, 28 p.

RATS (M. V.) et S. N. CHERNYASHOV — 1965 — Statistical aspect of the problem of the permeability of the jointy rocks. Actes Coll. Dubrovnik, AIHS - UNESCO, 2, p. 227-236.

RÉMÉNIÉRAS (G.) — 1960 — L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles, Paris, 413 p.

RENAULT (Ph.) — 1959 — Réseau de fentes et réseau de conduits en région karstique. *C. R. som. Soc. Géol. France*, p. 16-17.

RENAULT (Ph) — 1967 — Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. I. Introduction. Le problème de la spéléogenèse. *Ann. Spéléol.*, 12, 1, p. 1-17.

RENAULT (Ph.) — 1967 — Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse (suite). Première partie. Les actions mécaniques à l'échelle du massif. *Ann. Spéléol.*, 12, 2, p. 209-267.

RENAULT (Ph.) — 1968 — Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. Deuxième partie. Les effets mécaniques à l'échelle de la cavité. *Ann. Spéléol.*, 23, 1, p. 259-307.

RENAULT (Ph.) — 1968 — Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. Troisième partie. Les facteurs sédimentologiques. *Ann. Spéléol.*, 23, 3, p. 530-596.

RENAULT (Ph.) — 1969 — Etude géomorphologique des grottes de Sainte-Catherine (Balaguères, Ariège). *Ann. Spéléol.*, 24, 1, p. 5-18.

RENAULT (Ph.) — 1969 — Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. Répertoire géographique. *Ann. Spéléol.*, 24, 2, p. 317-337.

RHOADES (R.) et M. N. SINACORI — 1941 — The pattern of ground-water flow and solution. *J. Geol.*, 49, p. 785-794.

RICHARDS (L. A.) — 1928 — The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigations. *J. Agric. Res.*, 37, 12, p. 719-742.

RICHARDS (L. A.) — 1931 — Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1, p. 318-333.

RICHARDSON (R. M.) — 1956 — Tidal fluctuations of water level observed in wells in east Tennessee. *Trans. Am. Geophys. Union*, 37, p. 461-462.

RICOMMARD (S.) et A. DUPONT — 1967 — Corrélations entre les précipitations atmosphériques et le débit des sources. *Travaux*, 386, p. 179-186.

RIGGS (H. C.) — 1968 — Some statistical tools in hydrology. *U. S. Geol. Survey, Techniques of Water-Resources Investigations*, A1, 4, 39 p.

ROBINSON (T. W.) — 1939 — Earth-tides as shown by fluctuations of water-levels in wells in New Mexico and Iowa. *Trans. Am. Geophys. Union*, 20, p. 656-666.

ROCHE (M.) — 1963 — Hydrologie de surface. Gauthier-Villars, Paris, 430 p.

ROCHE (J.) — 1970 — Forage de Lavelanet (Ariège). Compte rendu final des travaux. Rapport interne BRGM, 70 SGN 058 MPY, 29 p.

RODE (A. A.) — 1969 — Hydrophysical properties and moisture regime in the unsatured zone. L'eau dans la zone non saturée, Actes Symp. Wageningen, 1, p. 33-46.

ROFAIL (N. E.) — 1965 — Analysis of pumping test in fractured rocks. Actes Coll. Dubrovnik, AIHS-UNESCO, 1, p. 81-88.

ROMM (J. S.) — 1966 — Phénomènes d'écoulement dans les roches fissurées (en russe), Moscou, 284 p.

ROQUES (H.) — 1963 — Observations physico-chimiques sur les eaux d'alimentation de quelques concrétions. *Ann. Spéléol.*, 18, 4, p. 377-404.

ROQUES (H.) — 1964 — Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes gaz carbonique-eau-carbonate. *Ann. Spéléol.*, 19, 2, p. 255-484.

ROQUES (H.) — 1969 — Problèmes de transfert de masse posés par l'évolution ses eaux souterraines. *Ann. Spéléol.*, 24, 3, p. 455-494.

RORABAUGH (M. I.) — 1953 — Graphical and theoretical analysis of step-drawdown test of arterian well. *Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 79, 362, 23 p.

ROSE (D. A.) — 1969 — Water transport in soils by evaporation and infiltration. L'eau dans la zone non saturée, Actes Symp. Wageningen, 1, p. 171-181.

ROUCH (R.) — 1968 — Contribution à la connaissance des Harpacticides hypogés (Crustacés — Copépodes). *Ann. Spéléol.*, 23, 1, p. 5-167.

ROUCH (R.) — 1970 — Le système karstique du Baget. 1. Le phénomène d'« hémorragie » au niveau de l'exutoire principal. *Ann. Spéléol.*, 25, 3, p. 665-709.

ROUCH (R.) — 1972 — Le système karstique du Baget. 2. Etude des Harpacticides rejetés au niveau de Las Hountas au cours de plusieurs crues du cycle hydrologiques 1970-1971. *Ann. Spéléol.*, 27, 1, p. 139-176.

ROUCH (R.) — 1974 — Le système karstique du Baget. 3. Etude des sorties d'Harpacticides au niveau de Las Hountas lors de plusieurs crues des cycles hydrologiques 1971-1972 et 1972-1973. *Ann. Spéléol.*, 29, 3, p. 351-372.

ROUSSET (C.) — 1968 — Etude des conditions morphologiques, géologiques et chimiques de l'exsurgence de quelques réseaux karstiques provençaux, essai d'interprétation. *Ann. Fac. Sciences Marseille*, 40, p. 225-245.

RUBIN (J.) — 1969 — Numerical analysis of ponded rainfall infiltration. L'eau dans la zone non saturée, Actes Symp. Wageningen, 1, p. 440-451.

SALVAYRE (H.) — 1965 — Note sur une expérience de pompage effectuée dans un aven d'extravasement situé dans la dolomie (Causse de Larzac - Aveyron). Actes du 4e Cong. Int. Spéléol., Yougoslavie, 3, p. 359-362.

SALVAYRE (H.) — 1965 — Observations sur les circulations souterraines dans les calcaires primaires des Pyrénées Orientales. Actes 4e Cong. Int. Spéléol., Yougoslavie, 3, p. 363-370.

SALVAYRE (H.) — 1968 — Contribution à l'étude hydrogéologique des Grands Causses. Thèse Doct. Sci., Nat, Bordeaux, 367 p.

SALVAYRE (H.) — 1969 — Etude comparée des hydrogrammes de tarissement aux résurgences de la Sorgue, de la Vis et de l'Esperelle. (Grands Causses, Causse du Larzac, Aveyron — Hérault). Cong. Int. Spéléol., Stuttgard, 5, Hy 9/1 à 9.

SALVAYRE (H.) — 1971 — Contribution à l'étude du comportement des écoulements en milieu calcaire sous l'action des essais de pompage. Actes. Coll. Hydrol. Pays Calcaire, Besançon, oct. 1971, p. 311-323.

SARVARY (I.) — 1969 — Détermination de la vitesse d'écoulement d'une nappe captive dans un aquifère karstique par la méthode des traceurs. (Traduction d'un article paru dans *Bull. AIHS*, 15, 1) 7 p.

SCHEIDEGGER (A. E.) — 1960 — Flow of fluids through porous media. *Applied Mechanics Rev.*, mai 1960.

SCHEIDEGGER (A. E.) — 1963 — The physics of flow through porous media. University of Toronto Press, 2nd ed., 313 p.

SCHEIDEGGER (A. E.) — 1965 — On the statistics of the orientation of bedding planes, grain axes, and similar sedimentological data. *U. S. Geol. survey, prof. paper* 525 C, p. 164-167.

SCHILLER (L.) — 1923 — Ueber den Strömenungwiderstand von Rohren verschiedenen Querschnittsund Raukigkeitsgrades. *Z.A.M.M.*, 3, p. 2-13.

SCHLICHTING (H.) — 1965 — Grenzschicht Theorie. Verlag Braun, Karlsrube, 736 p.

SCHMIDT (V.) — 1965 — Facies, diagenesis and related reservoir properties in the Gigas Beds (Upper jurassic), Northwestern Germany. Dolomitization and limestone diagenesis. A symposium society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 13, p. 124-168.

SCHNÉEBELI (G.) — 1966 — Hydraulique souterraine. Eyrolles, Paris, 362 p.

SCHOELLER (H.) — 1948 — Le régime hydrologique des calcaires éocènes du synclinal du Dyr El Kef (Tunisie). *Bull. Soc. géol. de France* (5), 28, 1-2-3, p. 167-180.

SCHOELLER (H.) — 1956 — Zone et rayon d'appel, débits spécifiques des forages et puits. Calcul des constantes des couches aquifères et de la longueur du front d'emprunt. *Bull. d'information de l'U.G.G.I.*, 13, p. 143-160.

SCHOELLER (H.) — 1962 — Les eaux souterraines. Masson, Paris, 642 p.

SCHOELLER (H.) — 1965 — Sur la limitation de la circulation en profondeur dans le karst. *Chronique d'Hydrogéologie*, 7, p. 43-49.

SCHOELLER (H.) — 1965 — Hydrodynamique dans le karst (Ecoulement et emmagasinement). Hydrologie des roches fissurées. Coll. de Dubrovnik, AIHS-UNESCO, 1, p. 3-20.

SCHOELLER (H.) — 1967 — Hydrodynamique dans le karst (Ecoulement et emmagasinement). *Chronique d'Hydrogéologie*, 10, p. 7-21.

SCHWARTZ (L.) — 1965 — Méthodes mathématiques pour les sciences physiques. Hermann, Paris, 392 p.

SERAFIM (L.) et A. del CAMPO — 1965 — Intestitial pressures on rock foundations of dams. *J. Soil. Mech. and Found*, Div. Proc. ASCE, p. 65-85.

SERONIE VIVIEN (R.) — 1953 — Etude des phénomènes karstiques dans l'Entre-deux-Mers (Gironde). 1er Cong. Int. Spéléol., Paris, 2, p. 75-85.

SHERMAN (L. K.) — 1941 — The unit hydrograph and its application. *Bull. Ass. State Eng. Soc.*, 17, p. 4-22.

SIEGMETH (C.) — 1900 — La source intermittente de Kalygyer. *Spélunca Bull.* (1), 21 et 22, p. 13-15.

SILBERSTEIN (J. P.) — 1969 — Etat actuel des méthodes de dilution pour la mesure des débits dans les conduites en charges. *La Houille Blanche*, 5, p. 525-533.

Société Méridionale de Spéologie et de Préhistoire (S.M. S.P.) — 1961 à 1966 — Bulletins des sections datés de : 1961, juillet 1962, décembre 1962, juillet 1963, janvier 1964, juillet 1964, décembre 1964, 1965-1966.

STANLEY (N. D.) et W. G. MOORE — 1965 — Semidiurnal movement along a bedrock joint in Wool Hollow cave, California. *The Nation Speleological Society*, 27, 4, p. 133-142.

STRAHLER (A. N.) — 1952 — Hypsometric (Area — Altitude) analysis of erosional topography. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, p. 1117-1142.

SWEETING (M. M.) — 1950 — Erosion cycles and limestone caverns in the Ingleborough district. *Geogr. J.*, 115, p. 63-78.

SWEETING (M. M.) — 1966 — The weathering of limestones, with particular reference to the carboniferous limestones of northern England. *in* Essays in geomorphology, G. H. Dury ed., London, p. 177-210.

SWEETING (M. M.) — 1972 — Karst Landforms. Macmillan Press Ltd., London, 362 p.

SWINNERTON (A. C.) — 1932 — Origin of limestone caverns. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 43, p. 662-693.

SWINNERTON (A. C.) — 1942 — Hydrology of limestone terranes. Physics of the earth, IX Hydrology, Dover Publications Inc., New-York, 14, p. 656-677.

TALOBRE (J.) — 1957 — La mécanique des roches appliquée aux travaux publics. Dunod, Paris, 444 p.

TCHARNYI (T. A.) — 1951 — Démonstration rigoureuse de la formule de Dupuit dans l'écoulement sous pression. *Dokladi Akad. Nauk SSSR*, 79, 6.

TETTAMANTI (T.) — 1965 — Hydrological and hydraulic characteristics of waters flowing from fissured carbonated rocks into mines. Actes Coll. Dubrovnik, AIHS - UNESCO, 1, p. 106-119.

THEIS (C. V.) — 1935 — The relation between the lovering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Trans. Amer. Geophys. Union*, p. 519-524.

THEIS (C. V.) — 1939 — Earth tides as shown by fluctuations of water level in artesian wells in New-Mexico. *U. S. Geolog. Survey, open-file report*, 10 p.

THÉROND (R.) — 1972 — Recherche sur l'étanchéité des lacs de barrage en pays karstique. Thèse Doct. ing., Grenoble, 444 p.

THIEM (G.) — 1906 — Hydrologische Methoden. Gebhardt's Verlag, Leipzig, 56 p.

THIRRIOT (C.) — s. d. — Utilisation de fonctions de transfert simplifiées pour l'étude générale de l'atténuation des ondes de crue. Intern. symp. on river mechanics, IAHR, 11 p.

THOMAS (G. E.) — 1961 — Grouping of carbonate rocks into textural and porosity units for mapping purposes. Classification of carbonate rocks. A symposium, W. E. Ham ed., 1, p. 193-223.

THORNTHWAITE (C. W.) — 1954 — The measurement of potential evapotranspiration. J. P. Mather, Seabroock, New-Jersey, 225 p.

THRAILKILL (J. V.) — 1968 — Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone cave. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 79, p. 19-46.

TISON (L. J.) — 1953 — Cours d'hydraulique, 2e partie. Théorie des cours d'eau en mouvement permanent. Phénomène de filtration. Gand, p. 265-640.

TISON (G.) — 1960 — Courbe de tarissement, coefficient d'écoulement et perméabilité du bassin. *Mém.* AIHS, Helsinski, p. 229-243.

TOLMAN (C. F.) — 1937 — Groundwater. Mac Graw Hill, New-York, 593 p.

TOMASI (P.) — 1965 — Contribution à l'étude géologique du bassin de Nalzen (Ariège). Thèse Doct. spéc. Montpellier, 246 p.

TOTH (J.) — 1963 — A theoretical analysis of groundwater flow in surall drainage basins. *J. Geophys. Res.*, 68, 16, p. 4795-4812.

TRIPET (J. P.) — 1969 — Une méthode d'approche de l'analyse du tarissement d'une source karstique. Etude préliminaire. *Mém. BRGM*, 76, p. 701-709.

TRIPET (J. P.) — 1973 — Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois). Matériaux pour la géologie de la Suisse, hydrologie, 21, 183 p.

TROMBE (F.) — 1952 — Traité de Spéléologie. Payot, Paris, 376 p.

TURC (L.) — 1954 — Le bilan d'eau des sols : relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Troisièmes journées de l'Hydraulique, Alger 12-14 avril 1954, p. 36-43.

UNGEMACH (P.) et Ph. ROGNON — 1970 — Remarques concernant l'exploitation des séquences cycliques de pompage. *Bull. BRGM* (2), 3, 1, p. 17-28.

VACHAUD (G.) — 1969 — Etude d'une redistribution après l'arrêt d'une infiltration horizontale. L'eau dans la zone non saturée, Actes Symp. Wageningen, 1, p. 415-426.

VACHAUD (G.) — 1969 — Vérification de la loi de Darcy généralisée et détermination de la conductivité capillaire à partir d'une infiltration horizontale. L'eau dans la zone non saturée, Actes Symp. Wageningen, 1, p. 277-287.

VANÇON (J. P.) — 1966 — La notion de « surface efficace », sa signification et son utilité en hydrogéologie. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 86, p. 139-141.

VANDEL (A.) — 1973 — Les isopodes terrestres de l'Australie. Etude systématique et biogéographique. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, A, 82, p. 1-171.

VANDENBERGHE (A.) — 1964 — Remarques sur les théories karstiques. *Bulletin BRGM*, 2, p. 33-50.

VAN DEN BROECK (E.), E. A. MARTEL et E. RAHIR — 1910 — Les cavernes et les rivières souterraines de Belgique. T. 1. Les calcaires dévoniens du bassin de Dinant, éd. par les auteurs, Bruxelles, 806 p.

VERDEIL (P.) — 1958 — Note préliminaire sur une classification climatique des karsts. Actes 2e Cong. Int. Spéléol., Bari (Italie), 1, p. 49-61.

VERDEIL (P.) — 1961 — Principes généraux de la karstification. *Spélunca Mém.* (4), 1, p. 42-56.

VERDEIL (P.) — 1958 — Contribution à l'étude des phénomènes d'intermittences dans les réseaux karstiques. Actes 2e Cong. Int. Spéléol., Bari (Italie), 1, p. 62-78.

VERDEIL (P.) — 1964 — Sur la rivière intermittente de Fontestorbes (Pyrénées Orientales — France). *Mém. CERH*, (Fac. Sci. Montpellier), 1, p. 29-35.

VIBERT (A.) — 1949 — Le mouvement de l'eau dans le sol. Nouvelles considérations sur le débit d'une nappe libre s'écoulant dans un puits ou dans un drain. Le paradoxe de Dupuit et Hamel. *Le génie civil*, 16 p.

VIBERT (A.) — 1967 — Contribution à l'étude des gisements aquifères diaclasés. *L'eau*, 54e année, 5, mai 1967, p. 221-229.

VUJISIC (T.) — 1962 — Etude préalable du régime intermittent de la source karstique dite « Premuklica ». (En serbo-croate). *Srpsko geol. Drusht.*, Zap., Jugosl., 1961-1962, p. 81-85.

WALTON (W. C.) — 1962 — Selected analytical methods for well and aquifer evaluation. *Illinois state Water Survey*, 49.

WENZEL (L. K.) 1942 — Methods for determining permeability of water-berring materials. *U. S. Geol. survey, Water-supply*, 887, 192 p.

WHISLER (F. D.) et A. KLUTE — 1969 — Analysis of infiltration into stratified soil columns. L'eau dans la zone non saturée, Actes Symp. Wageningen, 1, p. 451-470.

WHITE (W. B.) — 1969 — Conceptual models for carbonate aquifers. *Ground water*, 7, 3, p. 15-21.

WITTWEN (R.), H. WASER et B. MATHEY — 1970 — Essai de fixation de la sulforhodamine B et de la sulforhodamine G extra sur charbon actif. Actes du 4e Cong. Nat. Spéléol., Neuchâtel, Soc. Suisse Spéléol., p. 78-83.

YOUNG (A.) — 1913 — Tidal phenomena at inland boreholes near Craddock. *Trans. Roy. Soc. South Africa*, 31, p. 61-106.

ZUBER (A.) — 1974 — Theoretical possibilities of the two-well pulse method. Isotopes techniques in groundwater hydrology, Proc. Symp. IAEA Vienna, II, p. 277-294.