

# Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques

*Report on the Present Knowledge on the Physical Characters of Karstic Rocks*

L. Kiraly \*

## Résumé

Le problème d'estimation du champ des caractères physiques (perméabilité, porosité, coefficient d'emmagasinement) est abordé dans le cadre d'un schéma conceptuel montrant les relations entre caractères physiques (nécessaires pour résoudre les équations hydrodynamiques), distribution des « vides » et facteurs géologiques. La définition des principaux caractères physiques est suivie de la présentation de quelques valeurs de perméabilité mesurées et de la mise en évidence d'un effet d'échelle sur la perméabilité dans les roches karstiques. Pour faciliter l'extrapolation et l'interpolation des valeurs de perméabilité mesurées, on cherche des relations causales ou statistiques entre :

- caractères physiques et distribution des « vides » (fracturation, chenaux karstiques, etc.);
- distribution des « vides » et facteurs géologiques (structure, lithologie, faciès, etc.);
- caractères physiques et facteurs géologiques (sans passer par la distribution des « vides »).

Enfin, on évoque le rôle des modèles de simulation dans l'estimation indirecte du champ des caractères physiques dans les roches karstiques

## Abstract

*The problem of estimating the field of the physical characteristics (permeability, porosity, storage coefficient) is approached within the framework of a conceptual diagram showing the relationship between physical characteristics (necessary to solve hydrodynamic equations), distribution of the « voids » and geological factors. Following the definition of the principal physical characteristics we present some empirical permeability values showing the scale effect on the permeability in karstic rocks. In order to facilitate the extrapolation and the interpolation of the measured permeability values, possible causal or statistical relationships have been sought for between :*

- *physical characteristics and distribution of the « voids » (fracturing, karstic channels, etc.);*
- *distribution of the « voids » and geological factors (structure, lithology, facies, etc.);*
- *physical characteristics and geological factors (without considering account the distribution of the « voids »).*

*Finally, we mention the possibility of the indirect estimation of the field of physical characteristics through the use of simulation models.*

## Avant-Propos

Ce rapport n'est pas une simple énumération des connaissances acquises, mais une tentative de structurer les relations entre facteurs géologiques, caractères physiques des roches karstiques et systèmes d'écoulement dans le karst, la connaissance de ces derniers étant le but final de toute étude hydrogéologique et la base de toute intervention humaine raisonnable.

Nous examinons, entre autres, dans quelle mesure on peut utiliser les relations ainsi structurées pour la détermination indirecte du champ des perméabilités et des porosités. En effet, la disproportion entre ce que nous connaissons (mesures de perméabilité dans des forages ou puits isolés) et ce que nous devrions connaître pour pouvoir simuler et prévoir le comportement d'une nappe karstique (valeur de la perméabilité et de la porosité en tous les points d'un bassin) est tellement grande que nous donnons une place prépondérante aux problèmes d'extrapolation et d'interpolation des (rares) mesures de perméabilité. Nous pensons avec Mc Guinness (1967) que la simple interpolation linéaire ou quadratique des valeurs entre les forages doit être remplacée par des techniques plus adéquates à estimer la structure du champ des perméabilités (hétérogénéité et anisotropie), notamment par des techniques utilisant les facteurs géologiques et les modèles de simulation. Ce chapitre est, en fait, un rapport critique sur la possibilité de trouver de telles techniques pour le Karst. Cette orientation et certaines suggestions contenues dans le rapport reflètent surtout la conception personnelle de l'auteur, donc ce

chapitre n'est pas tout-à-fait conforme aux recommandations de la Commission du Karst.

Ainsi, par exemple, nous n'avons pas donné une très grande importance à la texture et aux formes de corrosion en tant que caractères physiques des roches karstiques et nous avons omis d'insister sur la différence entre porosités primaire et secondaire. Il peut paraître, aussi, surprenant que la classification des roches selon leur faciès ou selon le style de leur déformation est, pour ainsi dire, passée sous silence, alors que de telles classifications font la fierté de tout géologue digne de ce nom. En fait, nous pensons que l'utilité hydrogéologique de telles classifications doit être encore prouvée par des analyses de variance soigneusement exécutées. En effet, si la variance de la perméabilité, par exemple, est significativement plus grande à l'intérieur des classes géologiques qu'entre les classes géologiques, la classification ne vaut pas grand-chose pour l'hydrogéologue, elle ne sert qu'à obscurcir les véritables problèmes. Les mêmes remarques sont valables pour d'autres subdivisions « karstologiques » des roches carbonatées : à notre avis il est indispensable de confronter ces subdivisions répétées avoir des « degrés de karstification » différents, avec la distribution réelle des perméabilités et des porosités mesurées.

Les lacunes de notre liste bibliographique sont, par contre, plus réelles et nous renvoyons le lecteur à LaMoreaux *et al.* (1970) où l'on trouve 1462 références bibliographiques annotées sur les terrains karstiques.

\* Centre d'hydrogéologie, Université, Neuchâtel, Suisse.

### 1. Relations entre systèmes d'écoulement, caractères physiques et facteurs géologiques dans les roches karstiques.

En hydrogéologie, l'étude des caractères physiques du milieu poreux n'est pas un but en soi. On les étudie dans la mesure seulement où ils sont nécessaires à résoudre les problèmes pratiques ou théoriques posés à l'hydrogéologie. Nous pensons que les problèmes les plus fréquents sont :

- la localisation et la délimitation des nappes d'eau souterraine exploitables ;
- la détermination et la prévision du comportement des nappes (vitesse de filtration  $\bar{v}$ , potentiel hydraulique  $\varphi$ , volume d'eau gravitaire, débit aux exutoires, etc.) dans des conditions naturelles et sous l'effet perturbateur de l'intervention humaine.

La séparation de ces deux problèmes est plutôt traditionnelle que fondamentale. En effet, pour que l'on puisse parler de nappes exploitables, il faut déjà prévoir, au moins qualitativement, la réaction de la zone saturée pendant l'exploitation. Le cas « b » représente, donc, le problème principal et nous admettons que les caractères physiques les plus importants des roches karstiques sont ceux qui influencent le plus directement le comportement des nappes dans le Karst. Dans l'état actuel de nos connaissances et moyennant quelques hypothèses simplificatrices, nous pouvons admettre que le comportement de la zone saturée est décrit, en tous ses « points » et avec une exactitude suffisante par les équations générales suivantes (sur la validité des équations hydrodynamiques dans le Karst voir le chapitre VI, consacré à la dynamique des écoulements) :

- dans les nappes captives et à l'intérieur des nappes libres

$$\operatorname{div} \bar{v} = \operatorname{div} (-K \operatorname{grad} \varphi) = S_s \frac{\delta \varphi}{\delta t} + Q \quad (1)$$

où  $\bar{v} = -K \operatorname{grad} \varphi$  = vitesse de filtration  $[L T^{-1}]$   
 $K$  = perméabilité  $[L T^{-1}]$   
 $\varphi$  = potentiel hydraulique  $[L]$   
 $S_s$  = coefficient d'emmagasinement spécifique  $[L^{-1}]$   
 $Q$  = alimentation ou prélèvement à l'intérieur de la nappe  $[L^3 T^{-1} L^{-3}]$

- à la surface d'une nappe libre (Bear-Zaslavsky-Irmay, 1968 et Todsén, 1971) :

$$m_e \frac{\delta \varphi}{\delta t} - K (\operatorname{grad} \varphi)^2 + K \frac{\delta \varphi}{\delta z} + \epsilon \frac{\delta \varphi}{\delta z} - \epsilon = 0 \quad (2)$$

où  $m_e$  = porosité efficace  $[1]$   
 $\epsilon$  = flux à travers la surface libre  $[L^3 T^{-1} L^{-2}]$

- dans une nappe captive où l'on a intégré la « dimension » verticale par l'emploi de la transmissivité :

$$\operatorname{div} \bar{v} = \operatorname{div} (-T \operatorname{grad} H) = S \frac{\delta \varphi}{\delta t} + Q \quad (3)$$

où  $T = eK$  = transmissivité  $[L^2 T^{-1}]$   
 $e$  = épaisseur de l'aquifère  $[L]$   
 $H$  = hauteur de la surface piézométrique  $[L]$   
 $S$  = coefficient d'emmagasinement  $[1]$   
 $Q$  = alimentation ou prélèvement  $[L^3 T^{-1} L^{-2}]$

Les modèles analogiques et mathématiques actuels permettent de résoudre ces équations, donc permettent de simuler le comportement des nappes avec une bonne approximation, si nous connaissons, en tous les points

de l'aquifère, la valeur des paramètres  $K, T, S_s, S$  ou  $n_e$  ainsi que les « conditions aux limites » imposées, c'est-à-dire la valeur de  $\bar{v}, Q, \varphi, H, \delta \varphi / \delta t$  ou  $\delta H / \delta t$  en quelques endroits de la nappe.

Etant donné que  $T$  et  $S$  peuvent être déterminés à partir de  $K$  et  $S_s$ , nous pouvons conclure que les caractères physiques les plus importants des roches karstiques sont le champ des perméabilités  $K(x, y, z)$ , le champ des coefficients d'emmagasinement spécifiques  $S_s(x, y, z)$  et le champ des porosités efficaces  $n_e(x, y, z)$ .

Une autre conclusion intéressante découle de l'emploi des modèles de simulation : le comportement des nappes ne dépend que du champ des paramètres physiques de l'aquifère (principalement des champs  $K$  et  $n_e$ ) et des « conditions aux limites » imposées naturellement ou artificiellement (principalement de l'altitude des exutoires, de l'alimentation et du débit des prélèvements).

Autrement dit, les facteurs géologiques, morphologiques et climatiques exercent leur influence sur les écoulements souterrains uniquement par l'intermédiaire des champs de la perméabilité  $K$ , de la porosité  $n_e$ , du coefficient d'emmagasinement  $S_s$  et des « conditions aux limites ». Si nous connaissions la distribution de la perméabilité et de la porosité sous la surface des continents, nous n'aurions pas besoin de la géologie pour la recherche et l'exploitation des nappes d'eau souterraine ! Ainsi le rôle de la géologie apparaît aussi plus clairement : les facteurs géologiques sont utiles dans la mesure où ils permettent une estimation qualitative ou quantitative de la distribution de la perméabilité et de la porosité efficace dans les roches, dans notre cas dans les roches karstiques.

Il semble évident que les facteurs géologiques influencent la perméabilité et la porosité par l'intermédiaire de la distribution des « vides » dans les roches. Plus la fréquence, l'ouverture et la connexité des « vides » (pores interstitiels, microfissures, fractures, etc.) sont grandes, plus la valeur de la perméabilité et de la porosité efficace est élevée. Si la connexité des « vides » est plus grande dans une direction que dans d'autres ou les « vides » non-isométriques montrent une orientation préférentielle, la perméabilité devient anisotrope, c'est-à-dire la roche poreuse « conduit » l'eau souterraine mieux dans une direction que dans d'autres.

Dans les roches meubles, la distribution des vides dépend des fractions granulométriques, de la forme des grains, de la structure sédimentaire, des processus de transport et de sédimentation, etc. Dans les roches sédimentaires consolidées la distribution des vides est modifiée par les processus diagénétiques (ou métamorphiques) et surtout par l'apparition des fissures dues aux déformations tectoniques, mais toutes ces modifications dans la distribution des vides sont encore déterminées par les « facteurs » géologiques.

La situation se complique dans le cas des roches solubles dans l'eau, comme les roches carbonatées, car la circulation des eaux souterraines peut modifier la distribution des vides, en modifiant l'ouverture des pores et des fissures par la dissolution des parois (karstification) ou par la formation de dépôts.

L'élargissement des fissures et des pores par dissolution dépend, bien sûr, de la composition chimique des roches carbonatées et de l'eau, mais la karstification relative de certains systèmes de fissures ou de certains pores dépendra surtout de la grandeur et de la direction du vecteur vitesse de filtration  $\bar{v}$  (Bedinger, 1966). Etant donné que  $\bar{v} = K \operatorname{grad} \varphi$  (voir équation 1), nous

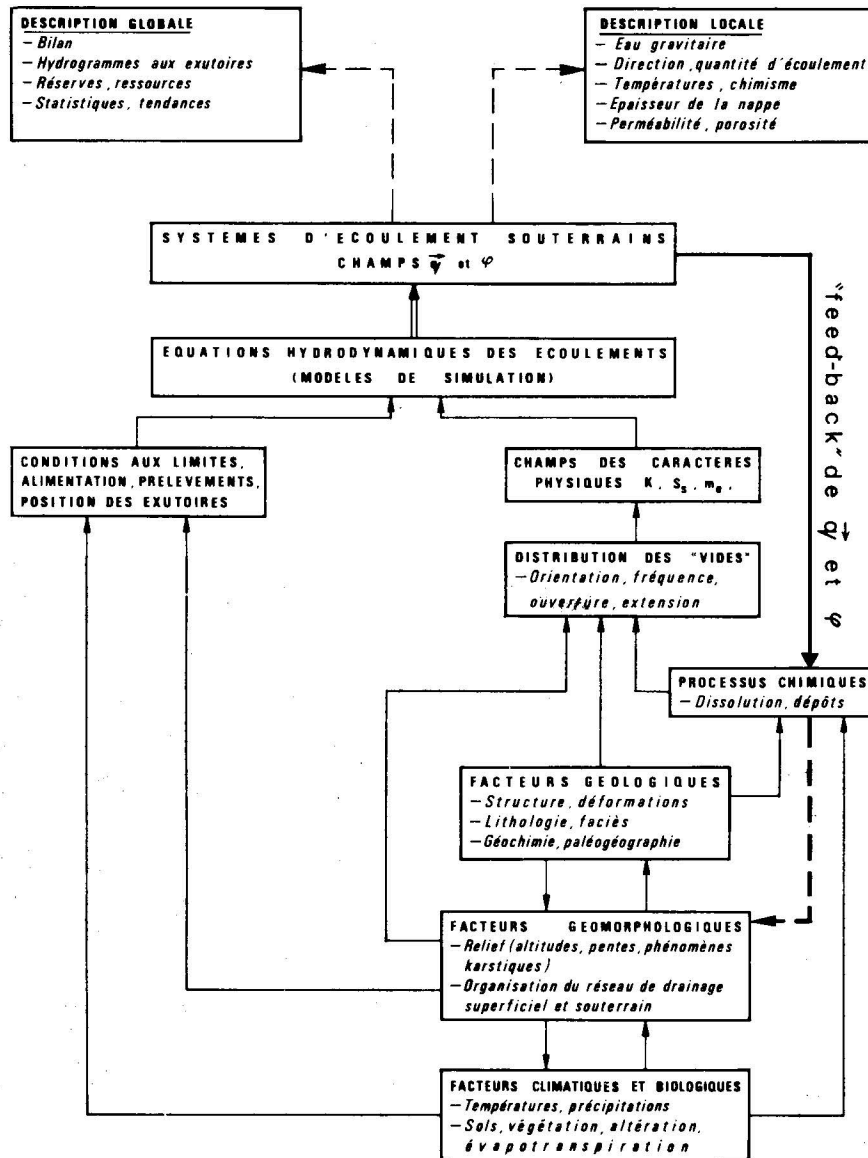


Fig. 17. — Schéma des relations entre facteurs hydrologiques, propriétés physiques de l'aquifère et caractères géologiques dans le karst.

arrivons dans une « feed-back-loop » ou « boucle de retour » très caractéristique de l'hydrogéologie des roches karstiques :

- $\vec{v}$  dépend de la perméabilité  $K$  et du gradient hydraulique  $\text{grad } \varphi$  ;
- la perméabilité  $K$  est fortement influencée par l'ouverture des fissures et pores karstifiés ;
- l'ouverture des fissures et pores karstifiés est fortement influencée par la direction et la grandeur de  $\vec{v}$  pendant les états antérieurs de l'écoulement souterrain.

Autrement dit, dans le Karst, le champ de la perméabilité et le champ de l'ouverture des vides sont le résultat non seulement de l'histoire géologique des roches, mais de toute l'histoire, de toute l'évolution des systèmes d'écoulement souterrains : l'état actuel des systèmes d'écoulement et du champ des perméabilités est le résultat d'auto-réglages successifs (à court et à long terme) entre les champs  $\vec{v}$ ,  $\text{grad } \varphi$ ,  $K$  et les « conditions aux limites » (alimentation et altitude des exutoires). Etant

donné qu'il y a interaction entre les systèmes d'écoulement et le champ des perméabilités par l'intermédiaire de la dissolution et de la formation de dépôts, on comprend aisément que l'estimation, qualitative ou quantitative, du champ  $K$  ne peut se faire uniquement à l'aide des caractères géologiques des roches karstiques, mais encore il est nécessaire d'estimer l'orientation générale du gradient pour les états antérieurs de la nappe, ainsi que l'importance relative des débits antérieurs parallèlement aux principaux groupes de fissures (Király - Mathey-Tripet, 1971). A cause de l'influence du vecteur vitesse de filtration  $\vec{v}$ , sur la karstification des pores et des fissures nous pouvons raisonnablement supposer que les corrélations entre facteurs géologiques et caractères physiques ( $K$ ,  $m_0$ ) établies pour un « bassin karstique » bien défini ne seront pas forcément valables pour un autre « bassin karstique » géographiquement distinct ou appartenant à un autre réseau de drainage superficiel. En ef-

fet, les positions géographiques des exutoires naturels et de la région alimentaire représentent des « conditions aux limites » et leur évolution dans le temps (paléogéographie, géomorphologie) pourrait influencer les écoulements souterrains ( $\bar{v}$ ), la karstification et la perméabilité tout aussi intensément que les facteurs géologiques (faciès, tectonique, etc.)

Toutes ces relations entre systèmes d'écoulement, caractères physiques, distribution des vides et facteurs géologiques des roches karstiques sont représentées schématiquement par le système partiellement autorégulateur de la figure 17. La « feed-back-loop » de ce schéma fait toute la différence entre l'hydrogéologie des roches karstiques et l'hydrogéologie des roches non karstiques, où l'influence des écoulements sur la perméabilité est relativement faible.

C'est à l'intérieur du schéma de la figure 17 que nous allons examiner l'état de notre connaissance dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. C'est encore à l'intérieur de ce schéma que nous examinerons les recherches possibles et souhaitables dans le futur, les buts à atteindre, la signification des résultats acquis, l'adéquation des méthodes et les relations avec les autres domaines de l'hydrogéologie du karst.

## 2. Définition et mesure « directe » de caractères physiques

**La perméabilité  $K$ .** La loi de Darcy énonce que le débit  $q$  par  $m^2$  de surface perpendiculaire à la direction de l'écoulement est proportionnel à la perte de charge  $J$  dans la direction de l'écoulement. Le facteur de proportionnalité empirique est appelé perméabilité  $K$ . La loi de Darcy est valable pour les écoulements laminaires. Si l'écoulement est turbulent, la perte de charge est proportionnelle au carré du débit, mais le facteur de proportionnalité empirique entre  $q^2$  et  $J$  est encore la perméabilité  $K$ . En première approximation on admet que  $K$  ne dépend que du milieu poreux.

Hubbert (1940 et 1957) montre que la perméabilité est un champ scalaire qui relie le champ vectoriel des vitesses de filtration  $\bar{v}$  au champ vectoriel des gradients  $\text{grad } \varphi$  :

$$\bar{v} = K \cdot \text{grad } \varphi$$

Scheidegger (1960) et Liakopoulos (1961, 1966) montrent que dans les terrains anisotropes la perméabilité est un tenseur symétrique de second ordre et les champs  $\bar{v}$  et  $\text{grad } \varphi$  sont reliés par un champ tensoriel  $[K]$ . Dans ce cas les lignes d'écoulement ne sont, généralement, pas perpendiculaires aux équipotentielles.

Schneebeli (1966) explique d'une façon compréhensible comment le facteur de proportionnalité  $K$  dépend de la viscosité de l'eau et du nombre de Reynolds.

**Le coefficient d'emmagasinement spécifique  $S_s$ ,**

$$\text{est défini par } S_s = \frac{\delta V_e}{\delta \varphi}$$

où  $V_e$  = volume d'eau par unité de volume du milieu poreux.

C'est le volume d'eau libéré par  $1 m^3$  du milieu poreux si le potentiel diminue de 1 unité.

Le coefficient  $S_s$  dépend de la compressibilité de l'eau et de la compressibilité de la roche. En principe  $S_s$  n'est défini que pour les nappes captives.

**La porosité efficace  $m_e$**  est le volume d'eau gravitaire par unité de volume du milieu poreux, exprimé en 0/0 ou 0/00.

**La transmissivité  $T$ ,** en principe définie pour les nappes captives, est donnée par

$$T = K_{\text{moy}} e$$

où  $e$  = épaisseur de l'aquifère.

$K_{\text{moy}}$  = perméabilité moyenne = intégrale des perméabilités sur une verticale, divisée par l'épaisseur de l'aquifère.

En employant la transmissivité  $T$  on « réduit » une nappe tridimensionnelle à une nappe bidimensionnelle.

Dans la pratique, la « mesure directe » de ces caractères physiques se fait dans des puits ou forages par des essais d'injection ou par pompages. Les différentes techniques de pompage et l'analyse des résultats obtenus sont décrits en détails dans Kruseman et De Ridder (1970) ainsi que dans le chapitre VI du présent ouvrage (Dynamique des écoulements dans le Karst)

En fait, les valeurs numériques obtenues par ces « mesures directes » ne donnent que l'ordre de grandeur des caractères physiques dans les roches fissurées et karstifiées, probablement à cause de l'hétérogénéité de ces mêmes caractères dans le volume concerné par les essais de pompage ou d'injection. Dans la suite nous admettons, toutefois, ces valeurs numériques comme « exactes ».

## 3. Problèmes d'estimation du champ des caractères physiques dans les roches karstiques

Connaitre le champ des perméabilités, par exemple, dans un volume du milieu poreux implique que l'on connaît la valeur de  $K$  en tous les points de ce volume et connaît, par conséquent, la structure du champ, c'est-à-dire la configuration ou la position relative des parties plus perméables par rapport aux parties moins perméables.

L'estimation directe et quantitative (« mesure ») des caractères physiques n'est possible qu'en quelques endroits isolés de l'aquifère karstique (forages, puits, piézomètres) et il faut renoncer à l'idée de connaître les champs physiques « réellement ».

L'estimation quantitative indirecte des champs physiques peut se faire par trois méthodes principales :

**3.1. - Extrapolation et interpolation des mesures ponctuelles à l'aide de méthodes purement statistiques et probabilistes** — (trend surfaces, krigeages : voir Krumbain et Graybill (1965) et Davis (1974) qui donnent une excellente introduction à l'emploi des méthodes statistiques en géologie) — Cette méthode peut donner de bons résultats si la variabilité des caractères physiques n'est pas très grande et si les hétérogénéités sont distribuées dans l'espace de façon aléatoire. Tel n'est, probablement, pas le cas dans le karst, où les parties les plus perméables et les plus poreuses forment des réseaux plus ou moins connexes aboutissant aux exutoires naturels (sources ou rivières karstiques). Or, les expériences par les modèles de simulation montrent que le comportement de la nappe est totalement différent suivant que l'on distribue les grandes perméabilités au hasard ou qu'on les organise en réseau connexe. Autrement dit, l'estimation, au moins approximative, de la structure des champs physiques a une importance primordiale dans le Karst et cette structure ne pourra pas être estimée par des méthodes purement statistiques.

**3.2. - Extrapolation et interpolation des mesures ponctuelles à l'aide de facteurs géologiques** — Cette méthode découle directement du schéma de la figure 17 :

- on cherche, d'abord, des relations causales ou statistiques qui relient les caractères physiques ( $K$ ,  $m$  ou  $S_s$ ) aux paramètres de la distribution des vides (fissuration, pores, cavités karstiques) dans les roches ou aux autres facteurs géologiques (lithologie, faciès, tectonique, etc.)  
 - on détermine le champ des paramètres ou des facteurs géologiques dans l'aquifère et l'on transforme ce champ à l'aide des relations causales ou statistiques en valeurs de perméabilité ou de porosité.

C'est la méthode d'interpolation qui est, depuis toujours, le plus largement employée par les hydrogéologues, souvent en combinaison avec la méthode statistique. On détermine, par exemple, la perméabilité moyenne d'un litho-faciès (éventuellement un « trend » à l'intérieur de la série) et ensuite on admet cette valeur moyenne dans le volume occupé par ce litho-faciès. Ainsi, la structure du champ  $K$  est estimée d'après la structure géologique des différentes séries. Si cette méthode donne de bons résultats dans les séries à perméabilité relativement homogène, il en va autrement dans le Karst, où l'on devrait répondre à une question épineuse : à quels facteurs ou paramètres géologiques peut-on lier causalement ou statistiquement les zones à forte perméabilité organisées en réseau ?

**3.3.** - Enfin, une méthode inductive globale consiste à utiliser les modèles de simulation pour trouver des champs  $K$ ,  $S_s$  ou  $m$  « équivalents » pour une nappe karstique donnée (« problème inverse »). En effet, si l'on introduit ces champs « équivalents » dans le modèle, la « réponse » du modèle simule plus ou moins bien le comportement de la nappe pour une impulsion (alimentation ou prélèvement) donnée.

Etant donné que la solution au « problème inverse » n'est jamais unique, et surtout pas dans le Karst, il n'est pas du tout assuré que le champ des perméabilités réelles aura vraiment une structure semblable à celle que l'on a utilisée pour le modèle. Par exemple on peut introduire un réseau très perméable dans le modèle de telle façon que sa densité moyenne soit à peu près la même que la densité du réseau karstique réel, mais la forme du réseau réel n'aura probablement rien de commun avec la forme du réseau dans le modèle. Malgré ces difficultés, l'utilisation des modèles dans l'estimation indirecte des champs physiques est d'une très grande valeur pour l'hydrogéologie karstique, car elle permet de tester immédiatement les hypothèses que l'on fait sur la distribution des perméabilités et des porosités dans les aquifères karstiques.

Toutes ces méthodes ne sont pas séparées dans la pratique, mais s'organisent en « suites » que l'on parcourt pour obtenir des évaluations de plus en plus précises du champ des caractères physiques  $K$ ,  $m$  et  $S_s$ .

#### 4. Les conceptions actuelles sur la structure générale du champ des perméabilités dans les roches karstiques.

Le système partiellement autorégulateur de la figure 17 est, au fond, une représentation schématique du développement de la perméabilité et de la porosité dans le Karst, d'après les travaux de Rhodes et Sinacori (1941), Swinnerton (1949), LeGrand et Stringfield (1966), Mandel (1966) et Bedinger (1966).

Dans tous ces travaux on admet, au départ, l'existence de systèmes d'écoulement dans un aquifère de roches carbonatées, chaque système possédant une ré-

gion alimentaire et une région d'exutoire. Les « vides » sont représentés par des pores et des fissures interconnectées, mais pas encore élargis par la dissolution. A ce stade les hétérogénéités de la porosité et de la perméabilité sont relativement faibles (variations de 1 à 10 ?) ; elles sont influencées surtout par les lithofaciès et les déformations tectoniques (voir aussi le chapitre VIII).

Lors de l'écoulement des eaux souterraines vers les exutoires, la dissolution affectera surtout les fissures et chenaux (=pores communicants) subparallèles au gradient hydraulique local. Les vitesses de filtration  $\bar{v}$  et l'agressivité des eaux étant plus grandes près de la surface de la nappe qu'en profondeur, la dissolution et la karstification seront aussi plus importantes dans la zone de battement de la nappe, ainsi qu'au voisinage des exutoires (Bedinger, 1966). L'hétérogénéité et l'anisotropie de la perméabilité augmentent et l'on est en droit de supposer que les zones devenues plus perméables (et plus poreuses) par la dissolution sont connexes entre elles et aboutissent aux exutoires de la nappe.

Les zones plus karstifiées fonctionneront bientôt comme des exutoires locaux par rapport aux parties restées moins perméables, pouvant ainsi changer, localement, la direction d'écoulement dans les blocs à perméabilité plus faible.

La « concurrence » entre zones fortement karstifiées aboutira, forcément, à des « captures » : une zone évoluant très rapidement drainera les autres zones perméables, contribuant ainsi à l'unification du réseau karstique et à la concentration des exutoires de l'aquifère. Dans ce Karst « évolué » on est en droit de schématiser le champ des perméabilités comme étant composé d'un réseau de drainage très perméable, mais de faible volume drainant des blocs peu perméables, mais de volumes très importants.

L'hétérogénéité spatiale de l'alimentation de la nappe augmente aussi, soit par la suite d'un drainage déjà dans la zone non saturée, soit à cause de l'existence de dolines et d'entonnoirs dans la région alimentaire. L'hétérogénéité organisée de la perméabilité et l'alimentation hétérogène de la zone saturée rendent le régime des exutoires (sources) de plus en plus « karstiques », avec des crues violentes et des décrues non-exponentielles. Grâce aux travaux de Burger (1957), Schoeller (1967), Berkloff (1967), Forkasiewicz et Paloc (1967) et Droque (1967 et 1973) on peut considérer les courbes de décrue des sources karstiques comme les indications indirectes les plus importantes sur la structure du champ des perméabilités d'un aquifère karstique. Kiraly et Morel (1974) par exemple, ont dû introduire un réseau très perméable, drainant des blocs à faible perméabilité, dans leur modèle mathématique pour pouvoir simuler l'hydrogramme d'une source karstique du Jura suisse (source de l'Areuse). La perméabilité du réseau karstique étant, de plusieurs ordres de grandeur, supérieure aux perméabilités rencontrées dans les blocs, la structure du champ des perméabilités d'un aquifère karstique pourrait être caractérisée par :

- la distribution statistique des valeurs de perméabilité (moyenne et écart-type) dans les blocs.
- la perméabilité approximative et la densité du réseau karstique
- l'effet d'échelle sur la perméabilité, c'est-à-dire le rapport entre la perméabilité moyenne des blocs et la perméabilité « résultante » de l'ensemble blocs-réseau pour l'aquifère entier.

## 5. Les valeurs mesurées des caractères physiques dans les roches karstiques.

Le plus grand défaut de la littérature concernant les roches karstiques est certainement le manque de publications sur la distribution des valeurs de perméabilité et des valeurs de porosité mesurées. Tant que les valeurs mesurées ne sont pas accessibles sous forme de tableaux ou sous forme d'une représentation statistique équivalente, il est pour ainsi dire inutile de discuter l'influence des facteurs géologiques sur les caractères physiques des roches karstiques, sauf si l'on reste au niveau purement conceptuel et théorique.

Quand on trouve des valeurs numériques dans les publications, il s'agit le plus souvent de valeurs moyennes, sans indication de la dispersion des mesures et sans renseignement sur le plan d'échantillonnage. Les indications telles que « perméabilité grande, moyenne ou faible » fourmillent encore dans la littérature hydrogéologique.

Nous devons signaler, comme exception, l'article de Borelli et Pavlin (1967), où la distribution des mesures de perméabilité (par essais d'injection) est représentée de façon exemplaire par des courbes de fréquence cumulatives. 80 à 95 % de toutes les valeurs de perméabilité pré-

sentées (mesurées dans trois régions du Kàrst yougoslave) se situent entre  $10^{-6}$  m/s et  $5 \cdot 10^{-5}$  m/s. La distribution des valeurs est log-normale en première approximation et la « queue de distribution » est dans la direction des grandes perméabilités, indiquant par là que la probabilité de trouver une zone très perméable est très faible. Dans les sondages décrits, la perméabilité diminue très nettement avec la profondeur: les « grandes valeurs » de perméabilité se trouvent dans les premiers 60 m des forages. Les auteurs admettent une diminution exponentielle de la perméabilité avec la profondeur, mais il y a de fortes chances pour que la tendance à la diminution ne soit plus démontrable, à partir d'une certaine profondeur, par des tests statistiques, à cause de la dispersion des valeurs. Les distributions citées caractérisent vraisemblablement les « blocs à faible perméabilités ».

La figure 18 montre la distribution de 399 mesures de perméabilité par essai d'injection dans trois synclinaux du Jura suisse (d'après G. P. Simeoni, in: Kiraly, 1973). Environ 80 % de toutes les valeurs est inférieur à  $2 \cdot 10^{-6}$  m/s et les plus grandes valeurs ne dépassent pas  $4 \cdot 10^{-6}$  m/s. Le type de la distribution change régionalement (les mesures ont été effectuées dans les calcaires

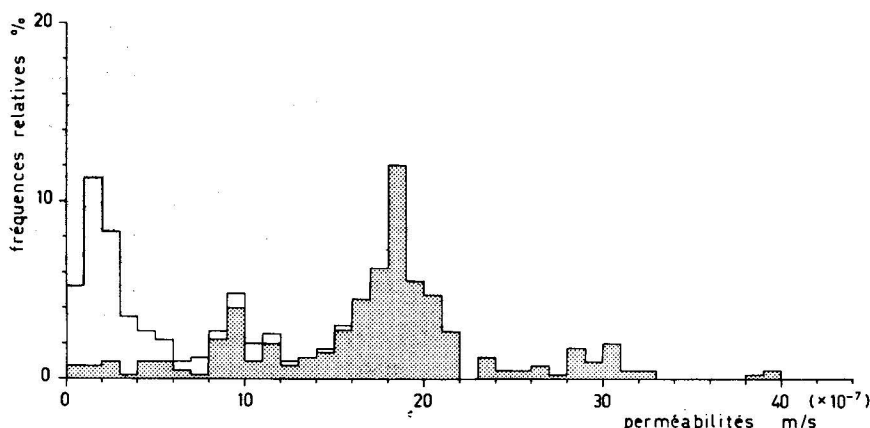


Fig. 18. — Distribution des perméabilités dans trois synclinaux du Jura suisse. Pointillé: synclinal de la Brevine. Blanc: synclinaux du Locle et de la Brevine.

du Malm pour les trois synclinaux): la distribution est « normale » pour l'un des synclinaux, elle est approximativement log-normale pour les deux autres. Les deux distributions indiquent que la probabilité de trouver des zones très perméables par des forages d'une longueur de 200 à 300 m, est extrêmement faible. La distribution et les valeurs absolues de la perméabilité indiquent que nous nous trouvons là aussi dans des « blocs » peu perméables.

La perméabilité diminue avec la profondeur d'une façon significative dans les premiers 80 à 90 m environ. A partir d'une profondeur de 90 m, les tests statistiques n'indiquent aucune diminution significative des valeurs de perméabilité. Rats et Chernyashov (1967) mentionnent le même phénomène pour les roches non karstifiées. Nous pensons qu'il faut admettre la diminution de la perméabilité dans une première tranche de 30 à 100 m (par rapport à la cote topographique), mais il serait peu sage d'extrapoler cette tendance à la diminution vers les grandes profondeurs. La variabilité spatiale de la perméabilité dans le sens latéral étant aussi un caractère structural important du champ  $X$ , nous présentons, à titre d'exemple, l'analyse de variance par « modèle emboîté » de 399 mesures de perméabilité effectuées dans 8

forages, eux-mêmes répartis dans 3 synclinaux. Le problème était de savoir à quel niveau se situait la plus grande hétérogénéité ou la plus grande variabilité des valeurs  $X$ : entre les valeurs moyennes des synclinaux ou entre les valeurs moyennes des forages à l'intérieur des synclinaux ou entre les mesures individuelles à l'intérieur des forages? Le tableau d'analyse de variance, calculé par Simeoni (1974, à paraître) donne une réponse claire à ces questions (voir tableau 1): la variabilité est maximale entre les synclinaux ( $\hat{\sigma}_A^2 = 75,8 \cdot 10^{-14}$ ) ce qui semble démontrer le caractère régional du développement de la perméabilité. Il est à remarquer que la variabilité des mesures dans les forages ( $\hat{\sigma}_C^2 = 29,26 \cdot 10^{-14}$ ) est plus importante que la variabilité des moyennes de forage à l'intérieur des synclinaux ( $\hat{\sigma}_B^2 = 10,32 \cdot 10^{-14}$ )

Autrement dit, les perméabilités moyennes des « blocs » peu perméables semblent être distribuées d'une façon relativement homogène à l'intérieur des trois bassins hydrogéologiques. Il est souhaitable que de telles analyses soient publiées pour d'autres régions karstiques afin que l'on puisse les comparer sur des bases plus objectives que dans le passé.

Tableau 1

Sources de variation	SC Somme des carrés	DL Degré de liberté	SC/DL	Nb effectif d'échantillons	Variances estimées
Entre Synclinaux	18079,5 $10^{-14}$	2	9039,7 $10^{-14}$	2,5	$\sigma_A^2 = 75,8 \cdot 10^{-14}$
Entre Forages	2474,7 $10^{-14}$	5	494,9 $10^{-14}$	45,1	$\sigma_B^2 = 10,32 \cdot 10^{-14}$
Entre Mesures	11441,7 $10^{-14}$	391	29,2 $10^{-14}$		$\sigma_C^2 = 29,26 \cdot 10^{-14}$
Total	31995,9 $10^{-14}$	398			

Les coefficients d'emmagasinement, déterminés par des essais de pompage sur toute la longueur des forages, sont de l'ordre de 3 à 5 pour mille. C'est aussi la valeur de la porosité efficace, étant donné que les nappes examinées sont des nappes libres.

Mentionnons que les perméabilités peuvent être déterminées en laboratoire, sur des échantillons prélevés dans les forages. On comprend intuitivement que le volume intéressé par l'essai étant encore plus faible que pour les pompages ou injections, la probabilité de trouver des grandes perméabilités est minime. Ces essais de laboratoire ne sont, toutefois, pas dépourvus d'intérêt car les microfissures étant absentes, on ne mesure que la perméabilité « primaire » ou perméabilité d'interstices. La comparaison avec les valeurs obtenues sur le terrain montre, ensuite, la contribution de la fissuration à la perméabilité (effet d'échelle). Newberry (1968) donne 17 mesures de perméabilité effectuées en laboratoire sur des calcaires de faciès récifal et lagunaire :

$$K_{\text{moy}} = 8,82 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$$

$$\text{Ecart-type} = 17,9 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$$

Les valeurs se rangent entre  $3,3 \cdot 10^{-10} \text{ m/s}$  et  $7,1 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ . Les valeurs de la porosité efficace varient entre 3 % et 34 %, avec une valeur moyenne de 20,3 % et avec un écart-type de 9,5 %. Les mesures de terrain indiquent une porosité efficace de 15 % environ, très grande par rapport à 1 % (en Yougoslavie) et 0,5 % (en Suisse). Morris et Johnson (1967) obtiennent, par des mesures en laboratoire, les perméabilités moyennes suivantes : calcaires (28 échantillons) :  $K_{\text{verticale}} = 1,08 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ .

$$K_{\text{horizontale}} = 2,07 \cdot 10^{-5} \text{ m/s.}$$

dolomies (3 échantillons) :  $K = 1,42 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$ .

Les rares essais de pompage effectués directement dans le réseau très perméable (cavités karstiques, sources) nous renseignent sur la perméabilité (ou transmissivité) moyenne à grande échelle, car l'influence de ces essais s'étend très loin. Après avoir effectué un essai de pompage sur la source de Verdier (France), Paloc (1964) trouve une valeur de perméabilité  $K = 9 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$  (env.  $10^{-1} \text{ m/s}$ ) et un coefficient d'emmagasinement  $S = 3,8 \%$ . Mijatovic (1970) calcule la transmissivité d'après les courbes de décrue de deux sources du Liban et trouve des valeurs de  $T = 9 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$  et  $T = 4,7 \text{ m}^2/\text{s}$ . Même si l'épaisseur de l'aquifère est de l'ordre de  $10^2 \text{ m}$ , la perméabilité moyenne est autour de  $10^{-2} \text{ m/s}$ . Moulard et al. (1967) déterminent la transmissivité par essai de pompage dans une crevasse karstique :  $T = 1,13 \text{ m}^2/\text{s}$  et la perméabilité doit se situer entre  $10^{-2} \text{ m/s}$  et  $10^{-3} \text{ m/s}$ .

En comparant ces valeurs avec les résultats obtenus dans les forages et au laboratoire, l'effet d'échelle sur la perméabilité dans le Karst ne fait aucun doute. Cet effet d'échelle est dû à l'existence d'un réseau connexe, de densité et de volume très faible, mais de perméabilité très grande qui draine des « blocs » volumineux (hectométriques ou kilométriques), mais relativement peu perméables. La comparaison des perméabilités moyennes obtenues à partir des échantillons d'ordres de grandeur différents (essais de laboratoire, essais dans les forages, valeur moyenne globale pour l'aquifère) nous renseigne à la fois sur le « degré de karstification », sur l'effet d'échelle et sur la structure du champ des perméabilités de l'aquifère karstique.

Les « moyennes » des valeurs empiriques citées dans ce paragraphe sont représentées d'une façon synthétique sur la figure 19, où la distinction entre « effet des pores », « effet des fissures » et « effet du réseau karstique » n'est, bien entendu, qu'une première approximation destinée à montrer les ordres de grandeur. Les zones en pointillé sont entièrement hypothétiques : elles représentent la distribution possible des perméabilités autour des valeurs moyennes.

En fait, de telles « courbes d'effet d'échelle » pourraient être construites pour « chaque aquifère karstique » particulier et ces courbes pourraient servir de base à une classification hydrogéologique objective des bassins karstiques.

## 6. Relations entre caractères physiques, distribution des vides et facteurs géologiques dans les roches karstiques.

Les relations définies dans le titre sont nécessaires à l'estimation indirecte des champs  $K$  et  $n_e$  à partir de la distribution des vides et des facteurs géologiques. Nos connaissances dans ce domaine sont encore surtout théoriques et qualitatives.

### 6.1. - Relations entre caractères physiques et fissuration.

Nous admettons en première approximation que, dans les roches carbonatées et karstifiées, les vides communicants qui influencent le plus la perméabilité et la porosité efficace sont les fractures, fractures karstifiées, les intersections des fractures et les chenaux karstiques (figure 19). L'existence des fractures influence la compressibilité des roches, donc aussi le coefficient d'emmagasinement  $S$ .

Les relations qualitatives qui lient la géométrie, la distribution et la connexité des fractures aux paramètres

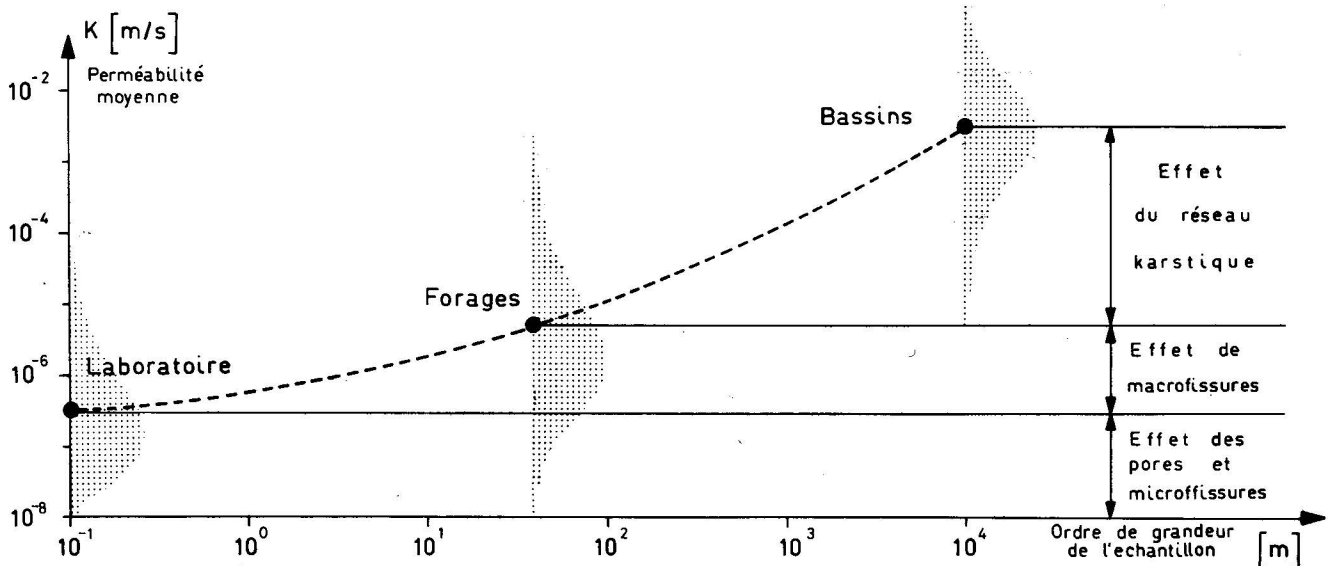


Fig. 19. — Représentation schématique de l'effet d'échelle sur la perméabilité dans le karst.

$K$  et  $m_0$  sont évidentes : si l'ouverture, la fréquence et la connexité des fractures augmentent, la perméabilité et la porosité augmentent aussi.

Les relations quantitatives entre les paramètres de la fracturation et des ouvertures karstiques d'une part, et  $K$  et  $m_0$  d'autre part, peuvent être de deux sortes :

a - Corrélations statistiques, empiriques (« liaisons en probabilité ») entre certains paramètres de la fissuration (orientation, fréquence, ouverture, nature des fractures) et  $K$  ou  $m_0$ . La mesure « directe » des paramètres est nécessaire pour établir les corrélations.

b - Relations théoriques, « causales », obtenues par déduction et en admettant certaines hypothèses simplificatrices. Les paramètres de la fissuration doivent être mesurés ;  $K$  et  $m_0$  peuvent être calculés à l'aide des formules théoriques. Les résultats des calculs doivent être contrôlés par des mesures « directes » de  $K$  et  $m_0$ .

Wittke et Louis (1968) ont étudié la perméabilité et l'écoulement dans le plan d'une fissure. Ils ont confirmé que la perméabilité  $K$  dans le plan d'une fissure est proportionnelle à la troisième puissance de l'ouverture de la fissure.

$$K = \frac{g d^3}{12 \nu} [L^2 T^{-1}]$$

où  $g$  = accélération due à la gravité

$d$  = ouverture de la fissure

$\nu$  = viscosité cinématique

Snow (1969) et Kiraly (1969) ont calculé le tenseur de perméabilité pour un milieu fissuré, anisotrope, avec  $N$  systèmes de fractures :

$$K = \frac{g}{12 \nu} \sum_{i=1}^N f_i d_i^3 [I - \bar{n}_i \otimes \bar{n}_i] \quad (4)$$

où  $f_i$  = fréquence du  $i$ -ème groupe de fissures [fissures/m]

$d_i$  = ouverture moyenne du  $i$ -ème groupe de fissures [m]

$\bar{n}_i$  = normale moyenne du  $i$ -ème groupe de fissures

$I$  = matrice identique

$\otimes$  = produit tensoriel

Il faut remarquer que les hypothèses admises sont très restrictives :

- écoulement dans tout le plan de la fissure
- validité de la loi de Darcy
- continuité des fissures planes et constance de leur ouverture, etc.

Kiraly (1969) a admis que l'écoulement peut se faire surtout dans des conduites (intersections des fissures, intersections des joints de stratification avec les fissures, etc.). Pour  $M$  faisceaux d'intersections, le tenseur de perméabilité anisotrope se calcule par

$$K = \frac{g \pi}{128 \nu} \sum_{i=1}^M F_i D_i^4 [\bar{m}_i \otimes \bar{m}_i] \quad (5)$$

où  $F_i$  = la fréquence du  $i$ -ème faisceau d'intersections [conduites/m<sup>2</sup>]

$D_i$  = diamètre moyen du  $i$ -ème faisceau d'intersections [m]

$\bar{m}_i$  = orientation moyenne du  $i$ -ème faisceau

$\otimes$  = produit tensoriel

$F_i$  et  $\bar{m}_i$  se calculent aisément à partir de l'orientation  $n_j$  et de la fréquence  $f_j$  des systèmes de fractures déterminant les intersections.

Dans ce cas, aussi, les hypothèses sont très restrictives : continuité des intersections, constance du diamètre des intersections, etc.

Le calcul de la porosité efficace à partir des paramètres de la fissuration exige des hypothèses tout aussi sévères : les fissures sont connexes, on connaît la forme des fissures (circulaires, elliptiques, etc) et l'on connaît l'extension moyenne  $X$ , d'une fissure (appartenant à un système donné).

Muller (1963) définit  $X$  par

$$X = E \left[ \frac{S}{S_T} \right]$$

donc par l'espérance mathématique du rapport

$$\frac{S}{S_T}$$

où  $S$  = surface totale des fissures dans un plan qui leur est parallèle

$S_T$  = surface totale de ce plan parallèle aux fissures d'un groupe donné.

Connaissant  $X$  pour chaque groupe de fissures, la porosité efficace  $n_e$  peut être estimée pour  $N$  groupes de fissures par la formule

$$m_e = \sum_{i=1}^N f_i d_i X_i$$

où  $f_i$  = fréquence du  $i$ -ème groupe de fissures supracapillaires

$d_i$  = ouverture moyenne du  $i$ -ème groupe de fissures supracapillaires

$X_i$  = extension moyenne des fissures dans le  $i$ -ème groupe

D'après les formules présentées, l'évaluation quantitative, indirecte, de  $K$  et de  $m_e$  est possible si nous connaissons les paramètres les plus importants de la fissuration ( $\bar{n}$ ,  $f$ ,  $d$ ,  $X$ ) en tous les points d'un volume de terrain. En admettant que les formules ci-devant permettent une estimation quantitative raisonnable de  $K$  et de  $m_e$  dans le cadre des hypothèses admises, il nous reste à examiner dans quelle mesure nous pouvons déterminer l'orientation  $\bar{n}$ , la fréquence  $f$ , l'ouverture  $d$  et l'extension moyenne  $X$  des fissures en tous les points d'un volume de roche.

La mesure « directe » de  $\bar{n}$ ,  $f$ ,  $d$  et  $X$  n'est possible qu'aux affleurements rocheux accessibles et les valeurs de ces paramètres doivent être, de nouveau, interpolées entre les stations de mesure et extrapolées en profondeur, c'est-à-dire qu'elles doivent être déterminées, en partie, indirectement.

L'orientation et la fréquence des fissures sont facilement mesurables : les techniques de mesure et la méthode d'échantillonnage sont décrites dans Muller (1963), Kiraly (1969) et Smekhov (1969). A chaque affleurement il est, généralement, possible d'identifier quelques groupes de fissures bien développés et de calculer, d'après les mesures, leur fréquence réelle. L'orientation de certains groupes de fissures reste remarquablement constante si les groupes sont représentés dans un système de référence mobile défini par l'axe des plis (ou la direction des couches) et la normale de la stratification :

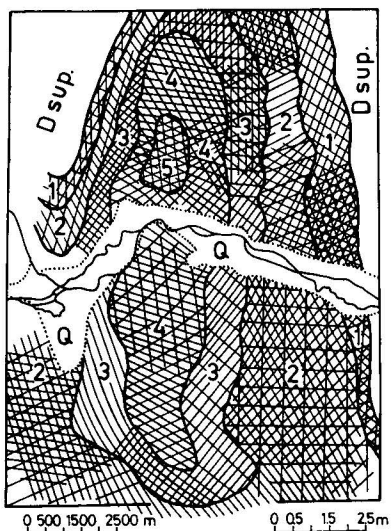


Fig. 20. — Distribution de l'orientation et de la fréquence des principaux groupes de fissures dans un anticlinal, d'après Smekhov (1969). Q = Quaternaire ; D sup = Dévonien supérieur ; 1, 2, 3, 4, 5 = Dévonien moyen.

$y$  = axe des plis (ou direction des couches)

$z$  = normale des strates

$x$  = perpendiculaire à  $y$  et à  $z$

La fréquence des groupes varie, par contre, beaucoup, mais cette variation est surtout locale, comme l'a montré Kiraly (1969) par une analyse de variance à « modèle emboîté ». En effet, à l'échelle hectométrique, l'espacement des fissures (= inverse de la fréquence) varie tellement que les tests statistiques ne permettent pas la séparation des moyennes régionales (échelle kilométrique), même si les valeurs numériques des moyennes sont « différentes » d'une région à l'autre. Autrement dit, il est facile de « prévoir » la fréquence moyenne régionale, mais il est, pour ainsi dire, impossible de prédire la fréquence locale par des méthodes statistiques. La figure 20, tirée de Smekhov (1969), montre, à titre d'exemple, l'orientation et l'espacement moyens des principaux systèmes dans une région plissée. Kiraly (1973) donne les fréquences moyennes régionales et les écarts-types pour quatre systèmes de fissures typiques du Jura plissé. La distribution des fréquences de ces quatre systèmes de fissure est montrée sur la figure 21; pour chacun des quatre systèmes les fréquences inférieures à 2 fissures par mètre dominant. La distribution semble être log-normale en première approximation.

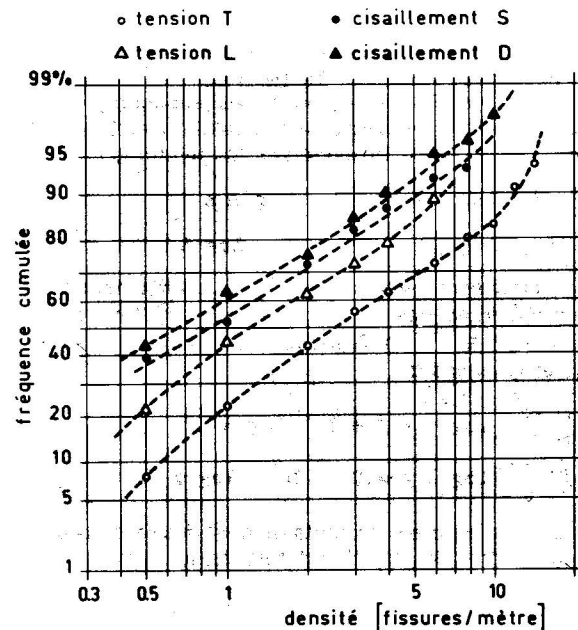


Fig. 21. — Distribution de la densité des fissures dans le Jura suisse pour quatre groupes de fissures (70 stations de mesures).

Les corrélations entre fréquence des fissures et fréquence des joints de stratification (ou entre espacement des fissures et épaisseur des bancs) ne sont pas assez bonnes pour que l'on puisse prédire la densité des fissures d'après l'épaisseur des bancs. Dans les zones fortement fissurées (déformations intenses) la fréquence des fissures est statistiquement indépendante de l'épaisseur des bancs. Rats et Chernyashov (1967) donnent une relation logarithmique entre l'espacement des fractures et l'épaisseur des bancs dans les grès (voir équation 9), mais d'après notre expérience de telles relations ne permettront jamais d'estimer la fréquence des fissures dans les zones fortement déformées. Comme l'a suggéré Ziony (1963) et comme le suggèrent nos mesures (Kiraly, 1969), la relation entre fréquence des fissures et fré-

quence des joints de stratification est une relation limitative : la somme des fréquences des systèmes présents sera toujours supérieure à la fréquence des joints de stratification.

La situation est autrement plus délicate en ce qui concerne nos connaissances des mesures et de la distribution de l'ouverture des fissures. Rats et Chernyashov (1967) trouvent une relation logarithmique entre l'ouverture moyenne des fissures et l'épaisseur des bancs dans les grès :

$$\log \bar{d} = a + b \log e$$

$\bar{d}$  = ouverture moyenne des fissures (mm)

$e$  = épaisseur des bancs (cm)

$a, b$  = constantes ( $a = -0,64$  et  $b = 0,41$  dans l'article cité).

Toutefois, la dispersion autour de la fonction moyenne  $\bar{d} = f(e)$  est relativement grande, donc les erreurs sur  $\frac{1}{\bar{d}^3}$  et la perméabilité seront importantes. Remarquons en passant que la formule citée donne des ouvertures de fissure et des perméabilités qui nous semblent anormalement élevées.

Böcker (1971), en examinant l'ouverture des microfissures sur petits échantillons, trouve une relation logarithmique entre l'ouverture des fissures et l'écartement des fissures dans les calcaires :

$$\log d = 1,087 \cdot \log \Delta x - 3,37$$

$d$  = ouverture des microfissures (m)

$\Delta x$  = espacement des fissures (m)

Dans les échantillons examinés  $\Delta x$  varie de 0,5 cm à 10 cm seulement et il n'est pas assuré que l'on puisse extrapoler cette relation pour des espacements plus grands. Malgré cette réserve, la relation empirique de Böcker et, d'une façon générale, les relations du type :

$$\log d = A + B \log \Delta x \quad (6)$$

$$\log \Delta x = A' + B' \log d \quad (7)$$

nous paraissent avoir une très grande importance pour l'hydrogéologie des roches karstiques. Notons que les équations 6 et 7 sont déductibles des deux équations de Rats et Chernyashov :

$$\log d = C + D \log e \quad (8)$$

$$\log \Delta x = C' + D' \log e \quad (9)$$

Dans la nature il y a certainement des réseaux de fissures d'ordres de grandeur différents, qui coexistent (de-

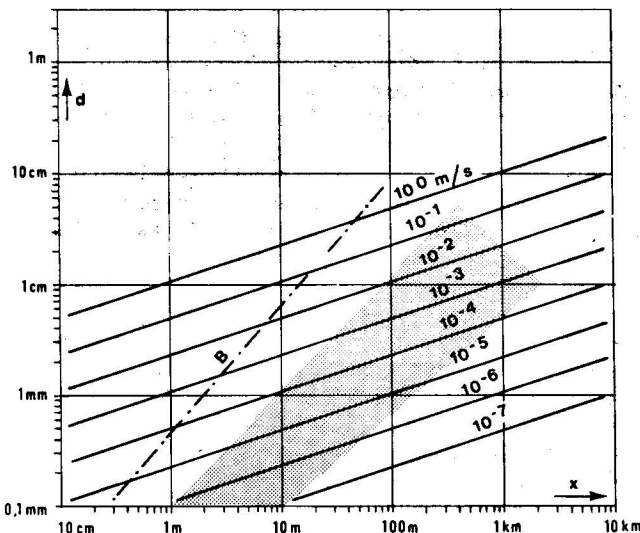


Fig. 22. — Effet d'échelle sur la perméabilité pour les réseaux de fissures.

puis le réseau de micro-fissures jusqu'au réseau de failles) et Kiraly (1973) donne les perméabilités pour différentes mailles et ouvertures des réseaux de fissures et de chenaux (fig. 22 et 23). Dans un système  $\log d$  versus  $\log \Delta x$ , les perméabilités constantes sont représentées par des droites, de pente constante : la pente est de 0,333 pour les fissures et de 0,5 pour les chenaux. Si l'on admet que dans les réseaux « emboîtés » l'ouverture moyenne des fissures ( $\bar{d}$ ) est reliée à la « grandeur de maille » ( $\Delta x$ ) par une équation du type :

$$\log \bar{d} = A + B \log \Delta x$$

et le coefficient empirique B est supérieur à 0,333 ou à 0,5, il y a effet d'échelle sur la perméabi-

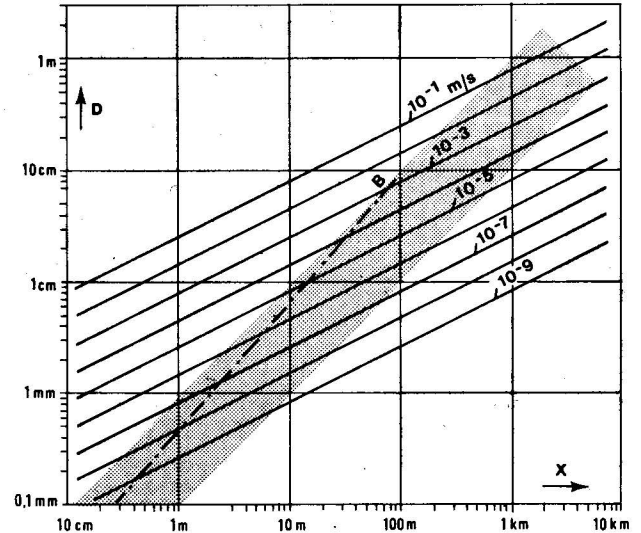


Fig. 23. — Effet d'échelle sur la perméabilité pour les réseaux de chenaux.

lité. C'est le cas pour l'équation de Böcker et c'est le cas pour les zones grises dans les figures 22 et 23, obtenues d'après les valeurs de K dans les forages (K env.  $10^{-6}$  m/s, zone d'influence décimétrique) et d'après les valeurs moyennes globales que l'on doit admettre à l'échelle du bassin (K env.  $10^{-3}$  à  $10^{-2}$  m/s, zone d'influence kilométrique). Sur les mêmes figures nous avons représenté l'équation de Böcker, extrapolée pour des « mailles » plus grandes (voir : droite B)

Dans notre raisonnement nous avons insensiblement transformé la notion d'espacement des fissures en notion de « grandeur de maille », ce qui représente un défaut de raisonnement, mais qui peut être positif sur le plan heuristique. En effet, ce qu'il serait intéressant de connaître, maintenant, c'est l'ouverture moyenne et l'espacement des fissures ou des zones de fissures en fonction de leur extension ou « longueur » et à notre avis les futures recherches devraient s'orienter dans cette direction. Enoncé avec des mots simples, cela revient à dire ce que tout le monde dit depuis longtemps : il faudrait connaître la perméabilité moyennes des « petites fissures » (extension faible et fréquence élevée) et des zones de failles ou de décrochements (extension hectométrique ou kilométrique et fréquence très faible). Là encore, seules les mesures expérimentales et l'analyse statistique de ces mesures peuvent nous aider.

### 6.2 - Relations entre caractères physiques et facteurs géologiques

Les facteurs géologiques influencent les caractères physiques  $K$ ,  $m_e$  ou  $S_g$  uniquement par l'intermédiaire

des paramètres de la distribution des vides ( $\bar{n}$ ,  $f$ ,  $d$  et  $\chi$  dans le cas des fissures) et l'on doit trouver d'abord des relations entre ces paramètres et les facteurs géologiques.

Etant donné que l'ouverture des fissures et pores karstiques dépend aussi de la vitesse de filtration  $\bar{v}$ , les facteurs géologiques seuls ne suffiront pas pour estimer la distribution des vides, sauf peut-être dans les parties les moins karstifiées de l'aquifère.

L'orientation  $\bar{n}$  des fissures est déterminée par les déformations tectoniques et par l'orientation des contraintes principales au cours des déformations. La direction hypothétique de la plus grande contrainte  $\sigma_3$  est estimée d'après la structure géologique générale: orientation des plis des décrochements senestres et dextres, des failles importantes, etc. L'axe des plis étant perpendiculaire à  $\sigma_3$  le meilleur système de référence pour la représentation des fissures est le système mobile suivant:

- $\bar{y}$  = axe des plis (ou direction des couches)
- $\bar{z}$  = normale des couches ou bancs
- $\bar{x}$  = perpendiculaire à  $\bar{y}$  et  $\bar{z}$

Dans ce système de référence l'orientation des fissures les plus importantes devrait, théoriquement, rester constante selon la figure 24 (Price, 1966, Ashgirei, 1963,

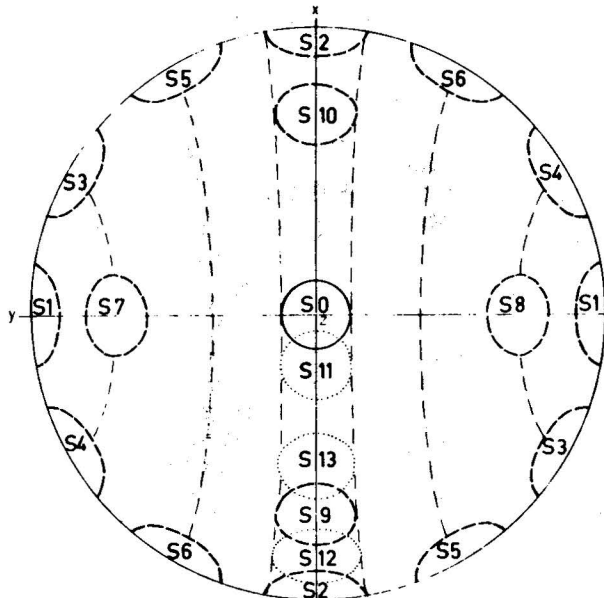


Fig. 24. — Position théorique des principaux groupes de fissures par rapport à la direction des contraintes maximale (X) et minimale (Y). Projection stéréographique équi-surface. hémisphère supérieur.

de Sitter, 1964, etc.). Kiraly (1969) montre que dans le Jura suisse les groupes de fissures dont la fréquence dépasse 2 fissures par mètre se conforment assez bien à ce schéma théorique (fig. 25). Dans d'autres régions où les séries déformées sont plus « souples » (par exemple dans le Haut Atlas marocain), il n'y a que les groupes S1 et S2 qui occupent leur « place » habituelle, S4-S6 et S3-S5 formant souvent des accumulations très diffuses. Les groupes S1 et S2 étant des fissures de tension, leur fréquence est généralement supérieure à la fréquence des fissures de cisaillement S4-S6 et S3-S5. Malgré les quelques difficultés rencontrées dans les séries « souples », nous pouvons admettre que la structure géologique régionale permet de prédire, avec une exactitude

suffisante, l'orientation des principaux groupes de fissures aussi bien en surface qu'en profondeur.

- o Vallée des Ponts
  - Milandre (Ajoie)
  - x Vallée de la Brévine
  - Gorges du Seyon
- $f > 2 [m]$

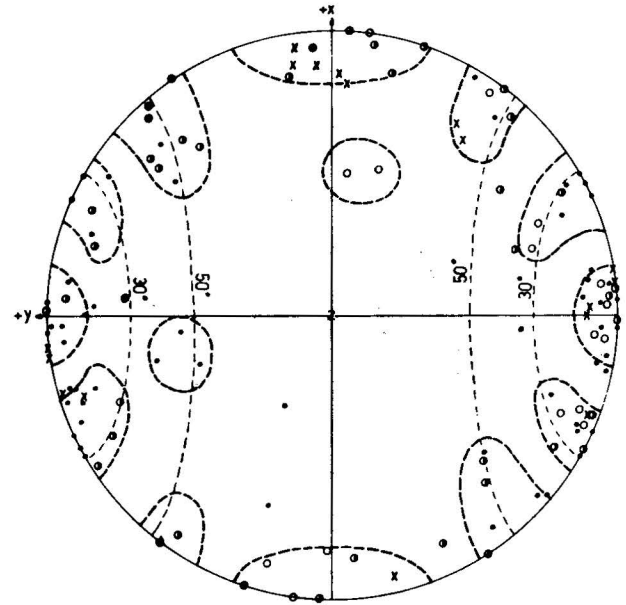


Fig. 25. — Orientation moyenne des principaux groupes de fissures aux stations de mesure (Jura suisse). Projection équi-surface, hémisphère supérieur.

La fréquence  $f$  des fissures est certainement influencée par la lithologie, l'épaisseur des bancs et par l'intensité des efforts tectoniques. Toutefois, la variation locale de la fréquence des fissures est tellement grande qu'une « classification simple » (analyse de variance) des fréquences selon les faciès ou selon l'épaisseur des bancs ne donnera pas de résultat positif. En ce qui concerne l'influence de l'intensité des déformations tectoniques, il est à prévoir que la fréquence des groupes 1 et 2 augmentera fortement dans le voisinage des décrochements et des failles, ainsi que dans les flancs renversés des anticlinaux. Toutefois, ce n'est qu'une prévision qualitative, car rien ne permet de chiffrer l'augmentation de la fréquence dans le voisinage des accidents tectoniques. Là encore, il nous manque des mesures sur le terrain et l'analyse statistique de ces mesures. La figure 26 montre, à titre d'exemple, l'écartement moyen (valeurs régionales) de quatre groupes de fissures dans le Jura suisse, ainsi que l'écartement des fissures de tension 1 dans le voisinage d'un décrochement. L'effet du décrochement sur la densité des fissures de tension est frappant.

L'ouverture  $d$  des fissures non karstifiées est influencée par l'épaisseur des bancs et la fréquence des fissures (Rats et Chernyashov, 1967 et Böcker, 1971). Théoriquement les fissures de tension S1 et S2 devraient être plus ouvertes que les fissures de cisaillement S3-S5 et S4-S6, mais ce n'est qu'une prévision qualitative, de nouveau. Il nous manque des analyses de variance de l'ouverture des fissures par « classification simple » selon les groupes S1, S2, S3-S5 et S4-S6.

Quelles seront les fissures karstifiées d'après les facteurs géologiques ? Au paragraphe 4 nous avons vu que la karstification sera rapide dans les zones où la vitesse d'écoulement est grande, c'est-à-dire la dissolution « fos-

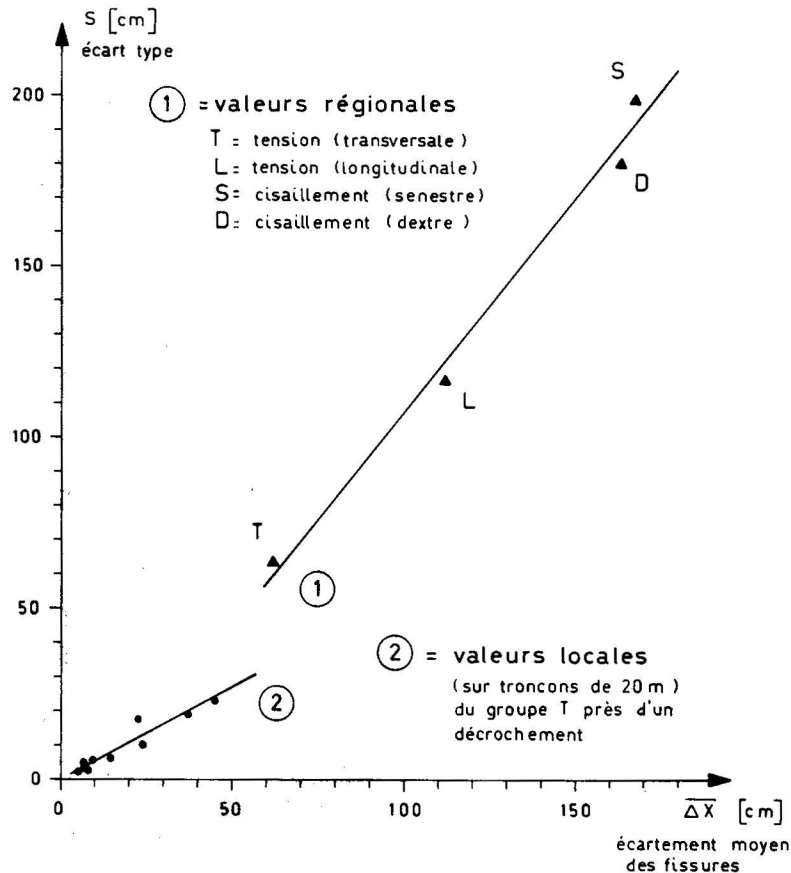


Fig. 26. — Distance mutuelle des fissures dans le Jura suisse.

silise ». pour ainsi dire, les zones qui étaient originellement les plus perméables (Mandel, 1967). D'après les facteurs géologiques, dans les bancs épais et « rigides », situés au voisinage d'un accident tectonique, les fissures de tension auront une ouverture moyenne assez grande et une fréquence assez élevée pour que l'on puisse parler de zone relativement perméable avant la karstification.

On devrait, donc, s'attendre à ce qu'une telle zone soit plus karstifiée et plus perméable que les « blocs » qu'elle sépare, c'est-à-dire qu'il serait possible de prédire, au moins qualitativement, l'emplacement des zones fortement karstifiées d'après les facteurs géologiques. Cette hypothèse est partiellement vérifiée par Lattmann et Parizek (1964), mais une étude statistique est indispensable pour montrer s'il y a une différence significative entre les perméabilités mesurées dans les zones tectoni-

sées et les perméabilités mesurées en dehors de ces zones.

Il faut mentionner encore un paramètre important de la fissuration : l'extension des fissures, des fractures, des zones de décrochements et des failles. Pour les fissures à extension faible, l'étude des affleurements est indispensable, mais pour l'étude de l'extension des accidents tectoniques plus importants, la cartographie géologique classique et l'étude de la région par photos aériennes sont les seules techniques disponibles.

Nous pouvons conclure que les relations entre paramètres de la fissuration et facteurs géologiques sont, pour le moment, surtout théoriques et qualitatives, mais il nous manque leur confirmation empirique (mesures des paramètres de la distribution des vides et analyse statistique des correspondances avec les facteurs géologiques).

Tableau 2

Source de variation	SC Somme des carrés	DL Degré de liberté	SC/DL	F calculé	$F_{(0,01)}$ des tables
Total	28.554,9	337			
Entre les régions	17.671,6	2	8.835,8	284,1	4,7
Entre les faciès	491	1	491,0	15,8	6,7
Résiduel	10.392,3	334	31,1		

**Les corrélations directes** entre facteurs géologiques et caractères physiques des roches karstiques ( $K$ ,  $T$ ,  $N_e$ ,  $S_g$  ou  $S$ ) se réduisent, le plus souvent, à l'attribution d'une valeur moyenne de la perméabilité ou de la porosité aux séries lithostratigraphiques ou aux lithofaciès (voir par exemple Mijatovic et Bakic, 1967). Nous devons insister de nouveau, sur le manque d'études statistiques par la « classification » des valeurs de perméabilité selon les lithofaciès, selon les régions structurellement différentes et selon la position « morphologique » des aquifères par rapport au réseau de drainage superficiel.

Simeoni (1974), par exemple, fait une analyse de variance, par modèle de « classification à deux entrées », de 338 mesures de perméabilité réparties dans deux séries lithostratigraphiques (dolomicrites du Portlandien et calcaires micritiques du Kimmeridgien) et dans trois synclinaux différents. Le tableau d'analyse de variance montre clairement qu'il y a une différence significative des perméabilités moyennes aussi bien entre les faciès qu'entre les synclinaux, mais l'influence régionale (différence entre les synclinaux) prédomine très nettement sur l'influence de la lithologie (différence entre les faciès). De telles études, seules, pourraient établir expérimentalement l'influence relative des différents facteurs géologiques sur les caractères physiques des roches karstiques (voir tableau 2).

### 7. Utilisation des modèles de simulation.

Au niveau des modèles de simulation on réalise, selon l'expression de A. Burger, la synthèse de tous les renseignements que l'on possède sur un aquifère. En effet, pour l'établissement du modèle nous avons dû prendre en considération :

- Les théories génétiques sur le karst et sur la structure des champs physiques ;
- La distribution des valeurs mesurées de  $K$ ,  $N_e$  et  $S_g$ , au moins dans les blocs à faible perméabilité ;
- Les relations et corrélations entre facteurs géologiques et caractères physiques pour pouvoir extrapoler des derniers jusqu'aux limites du modèle ;
- La distribution des facteurs géologiques dans l'aquifère (lithologie, structure)
- Les observations sur les conditions aux limites et sur le comportement de la nappe (hydrogramme des sources, niveaux piezométrique, etc.) ;
- Les équations hydrodynamiques et leurs méthodes de solution.

Tous ces renseignements doivent s'ordonner d'une façon cohérente dans le modèle de simulation et tester la cohérence des renseignements sur les champs physiques est un des buts de l'emploi des modèles. Dans l'hydrogéologie des aquifères karstiques, l'inconnue principale est la densité du réseau très perméable, en admettant que l'on connaisse la perméabilité moyenne dans les « blocs ».

Pour trouver un réseau karstique équivalent à l'aide du modèle, on procède de la façon suivante :

- Pour les « blocs » on admet la perméabilité moyenne mesurée dans les forages (avec introduction de « trends » si les mesures le permettent).
  - On introduit un réseau hypothétique très perméable (de maille plus ou moins régulière,  $K$  variant entre  $10^{-1}$  m/s et 10 m/s)
  - On simule, dans la mesure du possible, l'hydrogramme de la source karstique du bassin pour une alimentation isolée (orage).
- Quelques mesures de la hauteur de la nappe doivent être connues.

La comparaison entre l'hydrogramme réel de la source et l'hydrogramme simulé (rapidité de la crue, débit maximal, partie non-exponentielle de la décrue et coefficient de décrue dans la partie exponentielle) permet de corriger l'hypothèse initiale sur la densité et la perméabilité du réseau, ainsi que sur la perméabilité et la porosité efficace des « blocs » à faible perméabilité. L'hydrogramme des sources karstiques a, donc, une importance extraordinaire dans la détermination indirecte du champ des caractères physiques des roches karstiques.

En employant cette méthode Kiraly et Morel (1974) ont trouvé une « maille » variant de 0,8 à 1,5 km pour le réseau karstique « équivalent » d'un bassin hydrogéologique du Jura suisse (aquifère de la source de l'Areuse).

### Conclusions

Les caractères physiques les plus importants des roches karstiques sont les champs  $K$ ,  $m_e$ , et  $S_g$ .

Ces caractères physiques, la distribution des vides (orientation, ouverture, fréquence, extension, etc) et les facteurs géologiques (lithofaciès, structure, tectonique, paléogéographie, etc.) sont reliés entre eux dans un système partiellement auto-régulateur tel que l'illustre la figure 17. Dans le cadre de ce schéma les champs physiques peuvent être reliés aussi bien à l'histoire géomorphologique et climatique d'une région qu'à la dissolution des calcaires ou à l'hydrogramme d'une source karstique. La connaissance de toutes ces relations est nécessaire dans la mesure où elles permettent la reconstitution, si possible quantitative, du champ des caractères physiques.

Les mesures directes de la perméabilité montrent que le champ  $K$  est caractérisé, généralement, par une très grande hétérogénéité et par un effet d'échelle très marqué (fig. 19). Lors de la comparaison des perméabilités mesurées on doit tenir compte de l'ordre de grandeur de l'échantillon.

D'après les théories génétiques sur le développement du karst on représente le champ  $K$  comme un ensemble de « blocs » peu perméables, relativement homogènes et de volumes importants, drainés par un réseau connexe très perméable, mais de faible volume.

Les modèles de simulation confirment l'importance de la structure des champs physiques et font apparaître l'hydrogramme des sources karstiques comme une expression indirecte très significative de cette structure.

Les relations entre caractères physiques et distribution des vides sont théoriques et hypothétiques. Les données expérimentales nous manquent sur la distribution de l'ouverture et de la fréquence des fractures en fonction de leur extension (« réseaux emboîtés »). L'orientation des fractures les plus importantes est prévisible d'après la structure géologique, mais la variation locale de la densité et de l'ouverture des fractures est très grande.

Les relations entre distribution des vides et facteurs géologiques restent, pour le moment, surtout qualitatives. La détermination de l'influence relative des différents facteurs géologiques sur les caractères physiques ( $K$  et  $m_e$ ) demande des analyses statistiques très sérieuses.

Toutes les méthodes d'estimation décrites, directes ou indirectes, sont nécessaires, car elles entrent en jeu, à un moment ou à un autre, au fur et à mesure que notre connaissance sur les champs physiques d'une région progresse.

Notre première connaissance hypothétique et qualitative de la distribution des caractères physiques d'une région est basée sur les théories génétiques et sur la connaissance des facteurs géologiques. En effet, à l'aide des théories génétiques et des relations qualitatives entre facteurs géologiques et distribution des vides, on transforme l'image géologique d'une région en une distribution hypothétique et qualitative des perméabilités et des porosités. Les forages de recherche sont implantés sur la base de cette première connaissance hypothétique et qualitative. Les mesures de perméabilité et de porosité effectuées dans les forages permettront : de modifier l'image qualitative initiale, d'établir des corrélations

quantitatives entre facteurs géologiques et caractères physiques, d'étudier la variabilité des valeurs mesurées, etc. Après avoir extrapolé les valeurs de perméabilité et de porosité jusqu'aux limites de la région considérée on procède à la mise en modèle de l'aquifère. Les modèles permettent de tester la cohérence de tous les renseignements recueillis sur la nappe et de modifier, par approximations successives, les hypothèses sur les champs physiques  $K$ ,  $m_e$ ,  $S_w$ ,  $T$ , ou  $S$ .

Dans l'état actuel de nos connaissances il apparaît que la reconstitution des champs physiques dans les roches karstiques est inséparable de l'étude globale des systèmes d'écoulement et de leur évolution.

## Références

- Ashgirei, G.D., - (1963) - *Strukturgeologie* VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin ; 572 p.
- Bear, J., Zaslowski, D., Irmay, (1968) - *Physical principles of water percolation*. Unesco. « Aride zone research » 465 p.
- Bedinger, M.S. (1966) - Electric analog study of cave formation. *Nat. Speleol. Soc. Bull.* **28/3** ; 127-132.
- Berkaloff, E. (1967) - Limite de validité des formules courantes de tarissement du débit. *Chronique d'Hydrogéologie*, N° 10, 31-41.
- Böcker, T. (1973) - Theoretical model for karstic rocks. « Karst ès Barlangkutatas », **7**, 93-104.
- Borelli, M., Pavlin, B (1967) - Approach to the problem of underground water leakage from the storages in karst regions. *AIHS publ.* N° 73, 120-138.
- Burger, A. (1956) - Interprétation mathématique de la courbe de décroissance du débit de l'Areuse, Jura neuchâtelois (Suisse). *Bull. Soc. neuchâteloise Sc. nat.* ; **79**, 49-54.
- Davis, J.C. (1973) - *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley and Sons, 550 p.
- Drogue, C. (1967) - Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. *Chronique d'Hydrogéologie*, N° 10, 42-47.
- « (1972) - Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. *J. of Hydrology*, **15**, 49-68.
- Hubbert, M.K. (1940) - Theory of groundwater motion. *J. of Geology*, **48**, 785-944.
- « (1957) - Darcy's law and the field equations of the flow of underground fluids. *Bull. AIHS*, **5**, 24-59.
- Kiraly, L. Mathey, B. Tripet, J.P. (1971) - Fissuration et orientation des cavités souterraines. *Bull. Soc. neuchâteloise Sc. nat.*, **94** : 99-114.
- Kiraly, L. (1969) - Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés. *Eclogae geol. Helv.* **62/2**, 613-619.
- « (1969) - Statistical analysis of fractures. *Geol. Rundschau*, **59/1**, 125-151.
- « (1973) - Notice explicative de la carte hydrogéologique du Canton de Neuchâtel. *Bull. Soc. neuchâteloise Sc. nat.*, suppl. au vol. **96**, 16 p. + carte.
- Kiraly, L. Morel, G. (1974) - Etude de la régularisation de l'Areuse par modèle mathématique. Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel, rapport inédit.
- Krumbein, W.C., Graybill, F.A. (1965) - *Introduction to statistical models in geology*. Mac Graw-Hill, New-York ; 475 p.
- Krusemann, G.P., de Ridder, N.A. (1970) - Analysis and evaluation of pumping test data. Internat. Inst. for Land Reclamation and Improvement, Wageningen ; *Bull.* **11**, 200 p.
- Lattman, L.H., Parizek, R.R. (1964) - Relationship between fracture traces and the occurrence of ground water in carbonate rocks. *J. of Hydrology* ; **2/3** : 73-91.

- La Moreaux, Ph. E *et alii* (1970) - Annotated bibliography of carbonate rocks. Geol. Survey of Alabama, Bull. 94 part A, 242 p.
- Liakopoulos, A.C. (1961) - On the tensor concept of the hydraulic conductivity. *Rev. Engineering Am. Univ. Beirut*; N° 4 : 35-42.  
(1965) - Variation of the permeability tensor ellipsoïde in homogeneous anisotropic soils. *Water Resources Res.* 1/1. 135-141.
- LeGrand, H.E., Stringfield, V.T. (1966) - Development of permeability and storage in the Tertiary limestones of the south eastern States, U.S.A. *Bull. AIHS*; 11/4 : 61-73.
- Mandel, S. (1967) - A conceptual model of karstic erosion by groundwater. *AIHS-publ.* N° 74, 662-664.
- Mc. Guinness, G.L. (1967) - Ground-water research in the U.S.A. *Earth-Science Reviews*, 3/3 ; 181-202.
- Mijatovic, B., Bakic, M. (1967) - Le karst du Liban. Etude de son évolution d'après les recherches hydrogéologiques. *Chronique d'Hydrogéologie*, N° 10 95-107.
- Mijatovic, B. (1970) - Method. of studying the hydrodynamic regime of karst aquifers by analysis of the discharge curve and level fluctuations during recession. *Bull. Inst. Geol. and Geophys. Research, ser. B*, N° 8, p. 41-74.
- Morris, D.A., Johnson, A.I. (1967) - Summary of Hydrologic and physical properties of rock and soil materials as analysed by the Hydrologic Laboratory of the U.S. Geological Survey 1948-60. *Geol. Survey Water-Supply Paper* 1839-D ; 42 p.
- Moullard, L. *et alii*. (1967) - Exploitation d'une nappe karstique captive à exutoires sous-marins. *AIHS publ.* N° 73, 237-250.
- Müller, L. (1963) - Der Felsbau. Theoretischer Teil. Stuttgart, 624 p.
- Newberry, B. (1968) - The perched water table in the Upper limestones aquifer of Malta. *J. Inst. Water Engineers*; 22/8 ; 551-570.
- Paloc, H. (1964) - Caractéristiques hydrogéologiques des dolomies de la région languedocienne. *Mémoires du Centre d'Etudes et de Recherches Hydrogéologiques, Montpellier*. 1, 123-127.
- Price, N.J. (1966) - Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon Press, Oxford ; 176 p.
- Rats, M.V., Chernyashov, S.N. (1967) - Statistical aspect of the problem on the permeability of the jointy rocks. *AIHS publ.* N° 73 : 227-236.
- Rhodes, R., Sinacori, M.N. (1941) - Pattern of ground-water flow and solution. *J. of Geology* 49/8 : 785-794.
- Schœller, H. (1967) - Hydrodynamique dans le karst. *Chronique d'Hydrogéologie* N° 10 : 31-41.
- Scheidegger, A.E. (1960) - The physics of flow through porous media. Toronto, University, Toronto Press.
- Schneebeli, G. (1966) - Hydraulique souterraine. « Eyrolles », Paris, 362 p.
- Simeoni, G.P. (1974) - Analyse statistique des perméabilités ponctuelles des calcaires aquifères du Jura neuchâtelais. (à paraître).
- Swinerton, A.C. (1949) - Hydrology of limestone terrains. (in : Meinzer, O.E. editor, Hydrology, Physics of the Earth ; New York, Power Publications Inc. : 656-677.
- Smekhov, E.M. (éditeur) (1969) - Méthodes d'étude de la fissuration dans les régions montagneuses et des réservoirs de pétrole et de gaz. *Trudy Vnigri* ; édition « Nedra », Leningrad (en russe).
- Snow, D.T. (1969) - Anisotropic permeability of fractured media. *Water Resources Res.*, 5 : 1273-1289.
- Todsen, M. (1971) - On the solution of transient free-surface flow problems in porous media by finite difference methods. *J. of Hydrology* ; 12 : 177-210.
- Wittke, W. (1968) - Modell Versuche zur Durchströmung klüftiger Medien. *Felsmech. und Ing. Geologie, Suppl. IV* : 52-78.
- Ziony, J. (1963) - Character and spacing of systematic joints in sedimentary rocks. - A progress report. (inédit ; Flagstaff, Arizona).