

797

La notion d'
UNITE HYDROGEOLOGIQUE
essai de définition

THESE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de Docteur ès-Sciences

par

LASZLO KIRALY

Jury: A. BURGER, J.-B. GRIZE, E. RECORDON, J.-P. SCHAER

Extrait du Bulletin du Centre d'Hydrogéologie No 2

Neuchâtel 1978

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

La notion d'unité hydrogéologique dans le
Jura (essai de définition)

de M on sieur Laszlo Kiraly

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel,
sur le rapport des membres du jury,

MM. les professeurs A. Burger, J.-P. Schaer,
J.-Bl. Grize et E. Recordon

autorise l'impression de la présente thèse sans exprimer
d'opinion sur les propositions qui y sont contenues.

Neuchâtel, le 3 mars 1978

Le doyen : *J. P. Schaer*

J.-P. Schaer

BULLETIN DU CENTRE D'HYDROGEOLOGIE N° 2, 1977

LA NOTION D'UNITE HYDROGEOLOGIQUE

ESSAI DE DEFINITION

par

Laszlo KIRALY

CHAPITRE PREMIER

INTRODUCTION ET DEFINITION DU PROBLEME

1.1. Le but initial

Le Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel étudie surtout l'hydrogéologie des roches fissurées et karstifiées du Jura. En même temps que la mise en route de travaux hydrogéologiques détaillés concernant des régions relativement restreintes, il fallait définir un cadre plus général facilitant la corrélation des travaux particuliers et permettant une certaine planification des études à venir. L'organisation des régions déjà étudiées ou devant être étudiées en unités hydrogéologiques exigeait la définition explicite de cette notion.

Au début de notre travail la notion "unité hydrogéologique" (UHG) semblait intuitivement claire: il s'agissait d'un "piège aquifère" (AURDUZ, 1966), c'est-à-dire d'une série géologique "perméable" et "poreuse", délimitée par une ou plusieurs séries "impermeables", l'ensemble ayant une structure permettant l'alimentation et la formation, au moins temporaire, d'une nappe d'eau souterraine dans la série "perméable" (par exemple: une série calcaire reposant sur une série marneuse dans une structure synclinale, avec possibilité d'alimentation et de drainage des calcaires).

Dans ce cas les relations entre géologie, morphologie et "pièges aquifères" sont relativement simples (par exemple: calcaire = perméable; marne = imperméable; talweg = exutoire; affleurement des calcaires = région élémentaire) et l'on trouve qu'à une "unité géologique" (lithologique et structurale) correspond, généralement, une "unité hydrogéologique" (bassin versant souterrain ou "piège aquifère"). La localisation et la délimitation de ces "pièges aquifères" peut se faire aisément à l'aide de cartes topographiques, de cartes géologiques et de cartes représentant la surface structurale des "impermeables", donc par des méthodes surtout géologiques et, pour ainsi dire, en l'absence de renseignements détaillés sur les conditions hydrauliques de la nappe contenue dans ces pièges aquifères.

Une telle définition (ou essai de définition) correspondait, d'ailleurs, à notre connaissance de l'hydrogéologie du Jura. En effet, si les études géologiques sont nombreuses dans le Jura, la connaissance des nappes d'eaux souterraines dans les calcaires est extrêmement fragmentaire. Les forages et puits profonds sont peu nombreux dans les calcaires et très souvent les études hydrogéologiques de détail se réduisent à des essais de coloration, à quelques essais de pompage et à l'analyse chimique des sources. Il était donc compréhensible que, dans la mesure du possible, nous voulions utiliser l'information géologique abondante pour notre travail.

Notre intention initiale était, par conséquent, l'établissement d'une sorte de répertoire des différents types de pièges aquifères rencontrés dans le Jura, ainsi que leur délimitation

en utilisant surtout les caractéristiques géologiques et morphologiques des terrains.

1.2. Changement et redéfinition du but

En cours de route nous nous sommes, toutefois, vite aperçu que la notion "unité hydrogéologique" ne pouvait pas être réduite à la notion "piège aquifère".

En effet, en définissant formellement le terme général "unité hydrogéologique" par l'expression "classe d'équivalence dans le champ d'une variable caractérisant la qualité, la quantité ou le mouvement de l'eau souterraine", il est devenu possible de définir plusieurs sortes d'unités hydrogéologiques: pratiquement autant que le nombre des variables envisagées (composition chimique, température, vitesse d'écoulement, perméabilité, etc) et le nombre des relations d'équivalence définies dans le champ de ces variables (voir chapitre II).

Cette définition est d'autant plus importante qu'elle prescrit explicitement la détermination du champ des variables hydrogéologiques, c'est-à-dire l'attribution d'une valeur bien définie (numérique ou non!) de cette variable à chaque "point" d'un volume de terrain. Par conséquent, le premier problème, éminemment pratique et antérieur à la subdivision d'une région en unités hydrogéologiques, doit être la détermination concrète du champ de certaines variables, autrement dit la détermination de la distribution spatiale de leurs valeurs dans la région étudiée.

D'après ces quelques remarques on comprendra aisément que la détermination, directe ou indirecte, des champs hydrogéologiques représentera, par la force des choses et apparemment en contradiction avec le titre, le problème central de notre travail.

Est-ce que cela signifie qu'avec la nouvelle définition générale nous allons nous désintéresser des facteurs géologiques ? Certainement pas, mais il faut préciser que si nous les prenons en considération, c'est seulement "faute de mieux", comme le montre l'exemple suivant:

Les "pièges aquifères" déjà mentionnés sont, en fait, déterminés dans le champ des perméabilités et des porosités effectives (voir paragraphe 1.1.). Toutefois, si nous ne connaissons pas assez bien la distribution réelle de leurs valeurs dans une région alors, "faute de mieux", nous utiliserons les facteurs géologiques grâce à une "salto mortale" méthodologique: il s'agit de "corrélér" les classes de perméabilité avec les classes lithologiques et d'utiliser cette relation pour transformer le "champ des lithologies" (supposé connu) en un "champ des perméabilités". Cette approximation du champ des perméabilités est très grossière et qualitative seulement, mais elle montre assez bien le rôle réel des relations entre facteurs géologiques et variables hydrogéologiques: que ces relations soient "théoriques-causales" ou "empiriques-statistiques", numériques ou non-numériques, on les utilise dans la mesure seulement où elles permettent la détermination indirecte des champs hydrogéologiques à partir des "champs géologiques" supposés connus. Elles jouent, en quelque sorte, le rôle des "fonctions d'interpolation" et leur analyse occupera une partie importante de notre travail.

Nous arrivons maintenant à un choix fondamental: parmi toutes les "unités" possibles, quelle est l'unité hydrogéologique que nous jugeons la plus importante et quelles sont les variables hydrologiques dont il faut déterminer le champ en priorité ?

L'unité hydrogéologique "idéale" serait celle qui représente le mieux le comportement d'une nappe (distribution des vitesses d'écoulement, distribution des potentiels, distribution des débits positifs ou négatifs) dans des conditions naturelles et sous l'effet perturbateur de l'intervention humaine. Or, TOTTH (1962, 1963) définit le "hydrodynamical flow system" comme une classe d'équivalence dans l'ensemble des lignes de courant et, à notre avis, ce "système d'écoulement hydrodynamique" représente l'unité hydrogéologique la plus importante, aussi bien pour le praticien que pour le chercheur (voir figure 1).

Il ne fait, en effet, aucun doute que seule la détermination du champ des potentiels hydrauliques et des lignes de courant

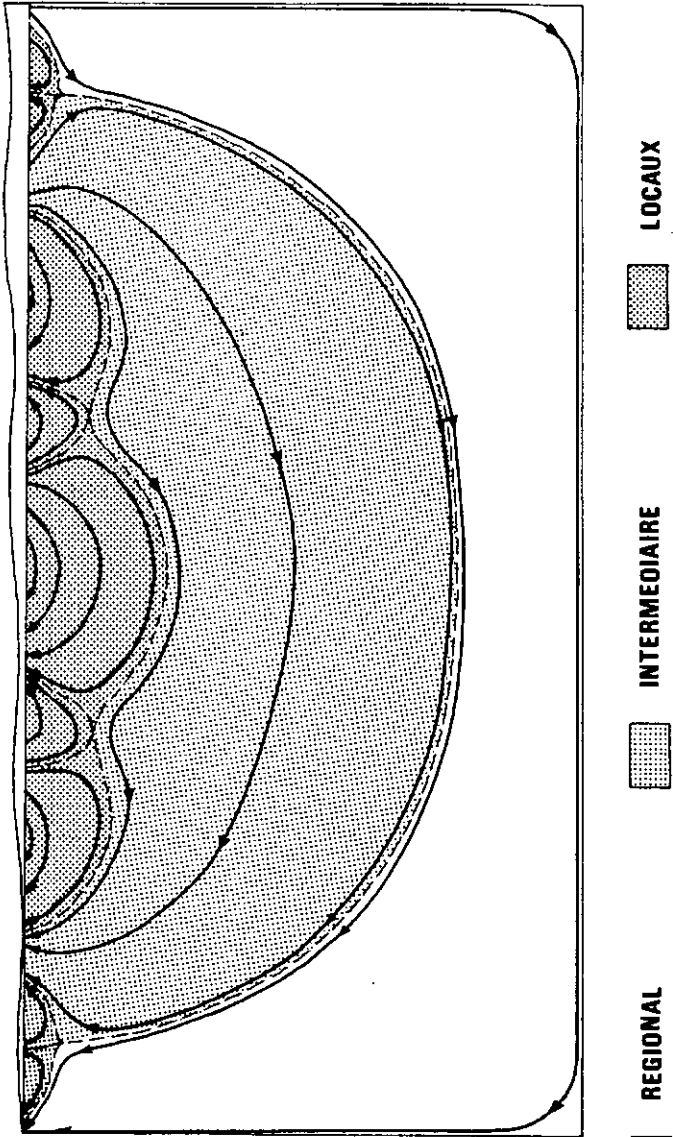


Fig:1
Systèmes d'écoulements
(d'après TOTH 1963)

REGIONAL
INTERMEDIAIRE
LOCAUX

permet de comprendre véritablement ce qui se passa dans une nappe d'eau souterraine et seule la partition d'une nappe en systèmes d'écoulement juxtaposés ou superposés fournit un cadre rationnel pour l'étude du bilan hydrique, du temps de séjour des eaux aboutissant aux exutoires, du champ thermique, de la composition chimique des eaux, de la propagation des pollutions et des influences mutuelles des ouvrages de captage.

THOMAS et LEOPOLD (1964) vont jusqu'à affirmer que les projets de recherche en hydrogéologie devraient être considérés comme "supporting activities of the overall objective of defining numerically the regional flow patterns and superimposed chemical systems". MEYBOOM (1966), plus modéré, admet pourtant la bonne correspondance entre composition chimique des eaux souterraines et leur position dans les systèmes d'écoulement: "It is safe to say that the size of the flow system determines the prevailing hydrochemical facies as much, or even more so, as does the mineralogical composition of the host rock".

Etant donné que les systèmes d'écoulement permettent de "structurer", en quelque sorte, les nappes d'eau souterraines et forment un cadre idéal pour la corrélation des travaux hydrogéologiques particuliers ou spéciaux, nous fixons comme nouveau but du présent travail la détermination des systèmes d'écoulement dans les roches carbonatées, fissurées et karstifiées du Jura.

S'il est relativement facile de définir le but, l'exécution du projet pour y arriver présente de très grandes difficultés et, dans la plupart des cas, la solution n'est obtenue qu'au prix de "terribles simplifications" qui sont, toutefois, des simplifications "conscientes". Parmi les principales difficultés nous devons mentionner:

- a) La détermination du champ des potentiels hydrauliques Φ et des vecteurs-vitesse de filtration \vec{q} . Dans la grande majorité des cas, ces champs doivent être déterminés à l'aide de modèles mathématiques et l'on doit s'occuper de

- b) La construction de modèles mathématiques permettant la simulation des écoulements dans les aquifères karstiques. Pour faire fonctionner ces modèles nous avons besoin de
- c) La détermination des "conditions aux limites" imposées (alimentation de la nappe, débits pompés, altitude des exutoires naturels ou artificiels) et de
- d) La détermination du champ des caractères physiques de l'aquifère (perméabilité K , coefficient d'emmagasinement S ou porosité efficace m_e).

Malheureusement, ce n'est pas tout! La détermination du champ des caractères physiques K et S devrait se faire en partie indirectement, à l'aide de certains facteurs géologiques (fissuration, structure, lithologie, etc) et cela implique l'étude des relations entre les variables K , S et les variables géologiques envisagées, d'une part et la détermination concrète du champ des variables géologiques, d'autre part.

Ainsi notre projet, apparemment innocent, de vouloir déterminer les systèmes d'écoulement dans les aquifères karstiques nous mène assez loin et nous force à aborder des sujets aussi divers que la résolution des équations différentielles pour la simulation des écoulements, la mesure des paramètres de la fissuration sur le terrain, l'étude statistique de la distribution des perméabilités ou l'analyse des levés spéléologiques pour déterminer les groupes des fissures particulièrement karstifiées. Vouloir déterminer les systèmes d'écoulement dans les roches carbonatées équivaut, en fait, à une approche globale des principaux problèmes de l'hydrogéologie du karst (voir chapitre IV).

Dans ce travail, nous nous intéressons particulièrement à deux problèmes: à la simulation par modèles mathématiques des écoulements dans le karst et à la détermination du champ des caractères physiques dans les aquifères karstiques, en particulier à la détermination indirecte du champ des perméabilités K . Ces deux sujets présentent non seulement un grand intérêt pour la

détermination des systèmes d'écoulement, mais sont, en quelque sorte, interconnectés: en effet la simulation des aquifères karstiques pourrait représenter une technique très intéressante pour la détermination indirecte des champs K et S.

1.3. Plan de présentation

Dans le chapitre II nous donnons une définition opératoire, c'est-à-dire un schéma de construction de l'objet abstrait "unité". En effet, seules les définitions opératoires (ULLMO, 1967) assurent l'intersubjectivité des résultats et permettent la confrontation efficace et constructive des schémas théoriques avec la réalité, car elles précisent les opérations qui sont admises lors de cette confrontation, assurant ainsi des résultats reproductibles par d'autres personnes. Le langage employé dans ce chapitre est basé sur la théorie des ensembles, car selon LEINFELLNER (1965, p. 57) "... sind Klassenlogik und Mengentheorie ideale formale Sprachen, mit denen Hilfe die Begriffsstruktur wissenschaftlicher Theorien dargestellt werden soll".

Le chapitre III est consacré à la définition de la notion "unité hydrogéologique" et à la définition explicite de l'unité hydrogéologique que nous jugeons la plus importante: le système d'écoulement hydrodynamique.

Dans le chapitre IV nous présentons un schéma qui montre l'autorégulation partielle entre systèmes d'écoulement, caractères physiques de l'aquifère et facteurs géologiques dans les roches karstiques. Nous utiliserons ce schéma pour examiner la possibilité de la détermination indirecte du champ des perméabilités à l'aide des facteurs géologiques.

Le chapitre V est consacré entièrement aux problèmes de simulation des écoulements par modèles mathématiques à éléments finis. On montre, en particulier, l'influence de la perméabilité (anisotropie, hétérogénéité, réseau karstique) sur les systèmes d'écoulement et l'on analyse la signification de ces derniers

dans un milieu fissuré et karstifié.

Dans le chapitre VI nous essayons de préciser les relations quantitatives et qualitatives qui relient les caractères physiques des aquifères (principalement la perméabilité) aux facteurs géologiques et aux processus de karstification. Les relations entre différents facteurs géologiques sont abordées.

Enfin, dans le chapitre VII nous faisons le bilan de nos investigations en mettant l'accent sur l'approche globale, mais progressive de la détermination des caractères physiques dans le karst.

CHAPITRE II

SCHEMA ABSTRAIT DES "UNITES"

2.1. La notion d'"unité"

Dans le langage courant le terme "unité" a deux significations principales:

- a: il est employé dans le sens "élément",
- b: il est employé dans le sens "collection" dont les éléments ont certaines propriétés en commun.

Dans le présent travail nous fixons l'emploi du terme "unité" en disant qu'une "unité" est, par définition, une "classe d'équivalence":

"unité" = df "classe d'équivalence"

La notion de "classe d'équivalence" est bien définie dans la théorie des ensembles. Soit un ensemble $E = \{X; X \in E\}$. Soit une relation binaire R définie dans E . Si R est réflexive, symétrique et transitive, elle est une relation d'équivalence.

Dans un ensemble E toute relation d'équivalence détermine une partition de E en sous-ensembles disjoints $E_1, E_2 \dots E_n$ appelés classes d'équivalence. L'ensemble des classes d'équivalence par rapport à R est un "ensemble-quotient" et il est désigné:

$$E/R = \{E_1, E_2 \dots E_n\}$$

Deux éléments X_1, X_2 appartenant à la même classe d'équivalence sont équivalents par rapport à la relation R et la paire (X_1, X_2) est dite élément de la relation R :

$$(x_1, x_2) \in R$$

Considérons maintenant l'ensemble-quotient

$$E' = E/R = \{E_1, E_2 \dots E_n\}$$

Dans E' nous pouvons définir une autre relation d'équivalence R' qui partitionne E' en classes d'équivalence

$$E' / R' = \{E'_1, E'_2 \dots E'_m\}$$

Chaque classe (ou "unité") E_i appartiendra à une seule classe E'_j . Il est évident que les classes E'_j auront un ordre de grandeur supérieur à celui des classes E_i : E/R est une classification plus "fine" que E' / R' .

De cette façon nous pouvons réaliser une classification "emboîtée" de E , c'est-à-dire nous pouvons définir des "unités" (classes d'équivalence) de plusieurs ordres de grandeur. Il s'agit là d'un processus d'abstraction très important qui consiste à considérer les classes d'équivalence (ou "unités") comme de nouveaux "individus" ou éléments et à définir des relations d'équivalence dans l'ensemble de ces nouveaux éléments.

Si nous avons réalisé une classification emboîtée de E (par E/R , E'/R' , etc), alors l'ensemble des "unités" E/R , E'/R' , ... est partiellement ordonné par la relation d'inclusion \subset .

Ainsi, la définition des "unités" dans un ensemble E revient à la définition d'une relation d'équivalence R dans E , c'est-à-dire à une partition de E par R .

2.2. Les relations d'équivalence engendrées par des applications

Soit un ensemble E (par exemple un volume dans l'espace ponctuel tridimensionnel). Soit une application f qui fait correspondre à chaque élément d'un ensemble de E (ensemble de départ) un et un seul élément d'un ensemble d'arrivée A (ensemble numérique ou non). Dans ce cas, nous pouvons définir une relation d'équivalence R dans E de la façon suivante: deux éléments $X_1, X_2 \in E$ sont équivalents si leurs images par f sont égales.

$$(X_1, X_2) \in R \iff f(X_1) = f(X_2); \quad f(X_1), f(X_2) \in A$$

Si l'ensemble d'arrivée A est partitionné en classes d'équivalence (par exemple, en intervalles disjoints dans un ensemble numérique) par une relation d'équivalence R' , alors deux éléments $X_1, X_2 \in E$ sont équivalents si leurs images par f sont dans la même classe d'équivalence de A :

$$(X_1, X_2) \in R \iff f(X_1), f(X_2) \in R'$$

Ainsi, à chaque "unité" de E correspond une classe d'équivalence de A .

Cette définition de la relation d'équivalence assure une très grande souplesse dans son utilisation pratique. En variant l'application f ou l'ensemble d'arrivée A , nous pouvons partitionner ou "classifier" l'ensemble de départ de plusieurs "points de vue".

Soit E un espace ponctuel et \mathbf{R} l'ensemble des nombres réels. En définissant n applications $f_i, i = 1 \dots n$, de E dans \mathbf{R} , ou une application F de E dans \mathbf{R}^n , nous pouvons attacher un vecteur n -dimensionnel à chaque élément de E , c'est-à-dire nous pouvons transformer E

en un champ vectoriel (si $n = 1$, il s'agit d'un champ scalaire). Si R' est une relation d'équivalence dans \mathbb{R}^n , alors la relation d'équivalence R dans E est définie par

$$(X_1, X_2) \in R \iff F(X_1), F(X_2) \in R' \quad X_1, X_2 \in E$$

Les classes d'équivalence ("unités") de E sont des "volumes" dans l'espace considéré et représentent une classification de n "points de vue" à la fois. Les "volumes" de E appartenant à la même classe d'équivalence de E/R peuvent être toutefois fort éloignés les uns des autres dans l'espace considéré! Pour certains problèmes (géologiques et hydrogéologiques) nous considérons les "volumes" disjoints comme des "unités" séparées, c'est-à-dire nous exigeons qu'une "unité" soit spatialement connexe ("continue"). Dans ce cas nous devons combiner la relation d'équivalence R avec une relation d'équivalence topologique R_T et la notion d'"unité" est définie comme suit:

Deux éléments $X_1, X_2 \in E$ appartiennent à la même "unité" si $(X_1, X_2) \in R \iff F(X_1), F(X_2) \in R'$ et s'il existe un chemin de X_1 à X_2 situé entièrement à l'intérieur de la même classe d'équivalence de E/R .

2.3. Résumé du schéma abstrait définissant la notion d'"unité"

Une unité est une classe d'équivalence. Pour définir une classe d'équivalence nous devons avoir:

- un ensemble référentiel E bien défini
- une relation d'équivalence R dans E
- une opération pratique permettant de décider si deux éléments X_1, X_2 de E forment, oui ou non, un élément de \mathbb{R}

$E/R = \{E_1 \dots E_n\}$ est l'ensemble des unités de E par rapport à R .

En employant une application f pour engendrer la relation d'équivalence R , nous devons avoir:

- un ensemble référentiel E bien défini ("départ")
- un ensemble A bien défini ("arrivée")
- une application f de E dans (ou sur) A
- une relation d'équivalence R' dans A
- une opération pratique permettant de décider si un élément de A est, oui ou non, l'image d'un élément de E par f .

R est définie par: $(x_1, x_2) \in R \Rightarrow f(x_1), f(x_2) \in R'$
 et $E/R = E_1 \dots E_2$ est l'ensemble des unités de E par rapport à R .

Pour certains problèmes nous exigeons l'existence d'un chemin de x_1 à x_2 situé entièrement dans la même classe d'équivalence de E/R , c'est-à-dire nous exigeons que l'unité soit connexe dans E :

$$(x_1, x_2) \in R \quad \text{et} \quad (x_1, x_2) \in R_T$$

CHAPITRE III

SCHEMA GENERAL DES UNITES HYDROGEOLOGIQUES

3.1. Introduction

Dans le chapitre précédent nous avons vu que la définition des "unités" dans un ensemble E revient à la définition d'une relation d'équivalence R dans E , c'est-à-dire à une partition de E par R .

La définition des "unités hydrogéologiques" (UGH) dans un volume de terrain E revient à la définition d'une relation d'équivalence hydrogéologique R_{hg} dans E , c'est-à-dire à une partition de E par R_{hg} .

L'étude des unités hydrogéologiques se réduit donc à une analyse empirique et théorique des relations d'équivalence R_{hg} dans l'ensemble des volumes de terrains du point de vue hydrogéologique.

Avant de continuer plus loin il faut insister sur deux faits importants:

1. Nous créerons les relations d'équivalence R_{hg} selon nos besoins, pour la résolution de problèmes pratiques et théoriques. Cela veut dire que l'interprétation concrète et l'extension des unités hydrogéologiques changera avec nos problèmes théoriques et pratiques à résoudre. Seul le schéma de construction des unités hydrogéologiques reste invariant: il s'agit d'organiser un volume de terrain donné en classes d'équivalence à l'aide d'une relation d'équivalence hydrogéologique R_{hg} .
2. L'affirmation "un volume de terrain $E_1 \subset E$ est une unité hydrogéologique", n'a de sens que par rapport à une relation d'équivalence R_{hg} bien définie et par rapport à un volume référentiel E bien délimité.

3.2. Quelques conceptions récentes des UHG

G. CASTANY (1968, p. 76 et suite) avait inclu dans son ouvrage un paragraphe intitulé "Unités hydrogéologiques. Bassins des eaux souterraines". Il écrit: "Le tracé des lignes de partage des eaux souterraines (crêtes hydrologiques) permet de délimiter les grandes unités hydrologiques, les bassins des eaux souterraines (bassins hydrogéologiques) et les grandes zones hydrogéologiques. Il repose sur l'étude des nappes elliptiques et du niveau de base souterrain ou superficiel (émergences) de l'écoulement souterrain. Les limites sont portées sur les cartes en courbes isopièzes. Ces délimitations sont la base des études hydrogéologiques régionales et des bassins versants représentatifs ou expérimentaux". L'UHG est définie à l'aide de la surface piézométrique d'une nappe d'eau: les crêtes de la surface piézométrique séparent les UHG et les eaux souterraines d'une UHG s'écoulent vers une zone collectrice commune. L'idée d'une nappe d'eau constituée est impliquée. L'extension verticale d'une UHG n'est pas précisée.

Mademoiselle O. DELARQUIERE (1968) a déterminé des UHG dans la Bassin du Doubs (Jura français et suisse). Elle ne définit pas explicitement l'UHG, mais on comprend que pour elle l'UHG est un bassin versant (BV) superficiel (et souterrain?) pour lequel le bilan hydrique est équilibré: alimentation = évapotranspiration + décharge à l'exutoire du BV superficiel. Autrement dit: dans une UHG il n'y a pas de pertes souterraines dans la direction d'un autre BV ou il y a autant de pertes souterraines que de gains. L'UHG est donc définie d'après le bilan hydrique et non pas d'après l'allure du niveau piézométrique.

A. GEISSLER (1957, p.138) définit les unités géohydrologiques:

"Ein bezüglich seiner oberirdischen und unterirdischen Wasserscheiden erforderliches und im Hinblick auf Bodenfiltrationsfähigkeit bzw. Ver-

sickerung und Grundwasseraufnahme sowie Grundwasserleitfähigkeit bekanntes Gebiet einheitlichen geohydrologischen Charakters ist als geohydrologische Einheit anzusprechen".

Il ajoute que la difficulté principale dans la délimitation d'une UGH provient du fait que le BV superficiel et le BV souterrain ne se recouvrent pas. Le nombre de facteurs définissant l'UGH est plus grand que dans les définitions précédentes: il faut connaître non seulement le BV superficiel et le BV souterrain, mais aussi les propriétés hydrauliques des terrains (porosité, perméabilité, transmissivité, etc) à l'intérieur des bassins.

G. B. MAXEY (1964, p. 124 et suite) définit l'unité géohydrologique (UGH) de la façon suivante:

"An aquifer, a confining unit, or a combination of aquifers and confining units that compose a framework for a reasonable distinct hydraulic system is a geohydrologic unit".

Il souligne que la lithologie, l'épaisseur, l'extension et la structure de la série géologique ne suffisent pas pour délimiter les UGH: "movement, storage, and occurrence of water, as well as the mode of locating, drilling, and completing wells (well logs and water level and pumping records from the wells are virtually our only source of information except the surficial deposits) are also elements in the definition of the units".

La définition de MAXEY est très importante car, outre les facteurs géologiques et hydrologiques habituels, il considère aussi des facteurs pragmatiques (méthodes de recherches et d'exploitation nécessaires) comme étant décisifs pour la définition des UGH. Les conditions géologiques sont importantes dans la mesure où elles forment un cadre pour

un système d'écoulement "raisonnablement distinct", c'est-à-dire séparable des autres systèmes d'écoulement. Il ne dit, toutefois, pas ce qu'il entend par système hydraulique "raisonnablement distinct".

J. TOTH (1962, 1963, 1966) va plus loin que MAXEY en ce sens qu'il analyse et définit explicitement la structure des systèmes hydrodynamiques ("flow systems"), c'est-à-dire, qu'il explicite ce qu'on doit entendre par un système hydraulique "raisonnablement distinct". Il analyse, en outre, l'influence de certains paramètres du cadre géologique et géomorphologique sur la géométrie des systèmes hydrauliques, c'est-à-dire, qu'il explicite certaines relations entre le cadre géologique et les systèmes hydrauliques.

Il définit le système d'écoulement souterrain par une propriété topologique des lignes d'écoulement:

"a flow system is a set of flow lines in which any two flow lines adjacent at one point of the flow region remain adjacent through the whole region; they can be intersected anywhere by an uninterrupted surface across which flow takes place in one direction only".

La région alimentaire et la région d'exutoire d'un même système d'écoulement ("flow system") sont reliées par des lignes d'écoulement qui sont, topologiquement, des chemins homotopes. La figure 1 représente la conception de TOTH en deux dimensions, dans un milieu homogène et isotrope.

Dans des communications personnelles (correspondance 1968) J. TOTH a bien voulu nous faire part de sa conception des UHG. Selon lui on peut parler de deux sortes d'UHG:

- 1) Le premier type d'UHG est un volume de terrain où le régime des eaux souterraines ("ground water regime") est homogène. TOTH (1968) définit le régime des eaux souterraines à l'aide de six facteurs:

- la quantité d'eau contenue dans un volume de terrain,
- la direction de l'écoulement,
- le débit de l'écoulement,
- le chimisme de l'eau,
- la température de l'eau,
- la variation dans le temps des facteurs précédents.

Les six facteurs peuvent être reliés, du moins au niveau conceptuel, au cadre géologique, morphologique et climatique par six équations.

- 2) Le deuxième type d'UMG est, pour TOTH, le bassin hydrogéologique ("ground-water basin") caractérisé par la géométrie du système d'écoulement souterrain ("flow system"). Il s'agit, donc, d'une unité hydraulique, d'un système hydraulique "raisonnablement distinct".

3.3. Commentaires et remarques

Les quelques conceptions sur les UMG citées dans le paragraphe précédent montrent que le nombre de facteurs déterminant l'UMG varie d'un auteur à l'autre, l'importance des facteurs varie de même. D'après les conceptions récentes et plus anciennes ("classifications des nappes d'eau souterraines") nous avons pu dégager trois tendances principales dans les définitions des UMG:

1. Pour le premier type d'unités on exige que le "régime" des eaux souterraines soit homogène dans l'UMG, quels que soient, d'ailleurs, les facteurs déterminant le "régime". On reconnaît facilement que ces unités sont des classes d'équivalence conformes au schéma abstrait du paragraphe 2.3.

Quand la nature des facteurs est explicitée, ces facteurs concernent les propriétés de l'eau souterraine (température, chimisme, mouvement, quantité de l'eau, etc.) et non pas celles des roches contenant l'eau. Les classes d'équivalence sont donc définies dans le champ des facteurs hydrologiques et théoriquement il n'est pas nécessaire de connaître les facteurs géologiques. Il n'est pas nécessaire que ce type d'UHG s'étende sur toute la région d'écoulement, depuis les régions alimentaires jusqu'aux régions d'exutoires.

2. La deuxième conception exige que l'UHG forme "un tout" fermé et bien délimité de façon "naturelle". Dans ce cas l'UHG est un système hydrodynamique souterrain, avec région alimentaire, région d'écoulement et région d'exutoire (H. SCHOLLER, 1962, p. 158) quel que soit le nom qu'on lui donne; "bassin hydrologique" de CASTANY; "appareil hydraulique souterrain" de SCHOLLER; "système hydraulique raisonnablement distinct" de MAXEY; "flow system" de TOTH; "unterirdische Einzugsgebiet" de GIESSLER, etc. Ces termes signifient, tous, des classes d'équivalence dans l'ensemble des lignes de courants (les lignes de courant sont des abstractions: ce sont des courbes fictives reliant un "point" de la région alimentaire à un "point" de la région d'exutoire).

Le calcul des lignes de courant implique:

- une théorie sur l'écoulement de l'eau dans les milieux poreux;
- la connaissance de la conductivité hydraulique du milieu;
- des hypothèses sur les conditions aux limites;
- la connaissance de méthodes mathématiques ou physiques pour déterminer la direction des lignes de courant en tous les points du volume considéré (modèles).

Ce type d'UHG n'aura donc de sens qu'à l'intérieur d'une théorie et d'un système d'hypothèses explicitées: il se situe à un niveau d'abstraction plus élevé que le premier.

3. La troisième conception des UHG consiste à définir une "unité" du cadre géologique, morphologique et climatique et à poser que le volume de terrain ainsi délimité forme une UHG. Cette troisième conception, apparemment très différente des autres, peut, toutefois, être ramenée aux deux premières. En effet, en définissant une unité du cadre géologique, morphologique et climatique on admet, explicitement ou implicitement, un des deux cas suivants :

- le cadre-type défini contient un système hydraulique souterrain "raisonnablement distinct"
- à l'intérieur du cadre-type le régime des eaux souterraines est "homoqène".

La troisième conception consiste donc aussi à définir des classes d'équivalence dans le champ des facteurs hydrologiques et hydrauliques, mais en admettant la validité des hypothèses suivantes :

- il existe des transformations transformant le champ des facteurs géologiques, morphologiques et climatiques en le champ des facteurs hydrologiques
- ces transformations sont isomorphes ou homomorphes par rapport aux relations d'équivalence dans les deux champs.

Par conséquent le champ des facteurs géologiques, morphologiques et climatiques n'est utilisable pour la détermination des UHG que si l'on peut le transformer en un champ des facteurs hydrologiques.

En définitive, l'unité hydrogéologique est, sur le plan conceptuel, toujours une classe d'équivalence dans le champ de facteurs hydrologiques et hydrauliques. Que l'on obtienne la valeur de ces facteurs à partir d'hypothèses, d'estimations statistiques, de mesures directes ou par la transformation des facteurs géologiques, morphologiques et climatiques (ou même géophysiques), cela ne change pas le fait fondamental.

Nous proposons, par conséquent, la définition suivante:

L'unité hydrogéologique (UHG) est une classe d'équivalence spatialement connexe dans le champ des variables caractérisant la qualité, la quantité ou le mouvement de l'eau souterraine.

Cette définition nous paraît particulièrement importante car elle exige explicitement la détermination du champ des variables hydrologiques, c'est-à-dire l'attribution d'une valeur bien définie (numérique ou non!) de ces variables à chaque "point" de la région étudiée. Les méthodes employées pour la détermination des champs hydrologiques doivent être explicitées car l'adéquation à la réalité, c'est-à-dire l'utilité de ces champs "re-construits" dépendra des techniques utilisées pour obtenir les données de départ (mesures ou observations isolées et ponctuelles) et des transformations que l'on fait subir à ces données de départ (interpolation entre les points de mesure, extrapolation des valeurs pour toute la région étudiée, corrélation avec d'autres variables, etc.). Ainsi on satisfait aux exigences "pragmatiques" de MAXEY (voir paragraphe 3.2.) et l'on pourrait "classifier" les UHG non seulement selon la nature du champ dans lequel elles sont définies et selon la nature de la relation d'équivalence qui partitionne ce champ, mais aussi suivant les méthodes qui ont permis la "re-construction" de ce champ.

Or, les principales différences entre ces méthodes concernent, le plus souvent, l'utilisation des "fonctions d'interpolation" dans la détermination indirecte des champs. On comprend, en effet, aisément que dans la pratique il est impossible de mesurer ou observer directement la valeur d'une variable en tous les points d'un volume de terrain et que le champ de la variable doit être déterminé, en grande partie, indirectement:

- par la mesure directe de la valeur du champ en des endroits isolés et généralement éloignés les uns des autres;
- par interpolation entre les points de mesure à l'aide d'une fonction d'interpolation.

On utilise, principalement, trois types de fonctions d'interpolation:

- a) des théories "génétiques", "causales" ou "déterministes" qui décrivent, parfois à l'aide d'équations différentielles, le comportement d'un système en interaction avec son entourage. La construction de modèles simulant le comportement du système permet, généralement, d'obtenir le champ de certaines variables
- b) des fonctions d'interpolation purement "statistiques" (krigsage ponctuel, d'autres types de moyennes pondérées, "trends", etc) permettant l'estimation de la valeur du champ entre les points de mesure
- c) enfin, soit une variable H dont il faut déterminer le champ et une variable G dont on connaît déjà le champ. On peut utiliser comme fonction d'interpolation toutes les applications, relations statistiques ou simples correspondances qualitatives qui permettent d'estimer la valeur (numérique ou non) de H à partir de la valeur de G (par exemple: utilisation de la lithologie pour l'estimation approximative des perméabilités).

Par conséquent, dans la détermination des unités hydrogéologiques la véritable problème consiste à trouver de bonnes fonctions d'interpolation pour la détermination indirecte des champs hydrologiques choisis. Nous arrivons ainsi à la question fondamentale: quelle est l'unité hydrogéologique que nous jugeons la plus importante et quelles sont les variables dont nous aimerions déterminer le champ en priorité ?

3.4. L'UHG fondamentale: le système d'écoulement

A notre avis les systèmes d'écoulement définis par TOTH (1962, 1963) représentent le mieux le comportement d'une nappe dans des conditions naturelles et sous l'effet perturbateur de l'intervention humaine. Ils offrent un cadre idéal pour la synthèse de tous les renseignements que l'on possède sur une nappe: distribution des potentiels, des vitesses d'écoulement, des régions alimentaires et des régimes d'exutoires; distribution des températures, variation de la composition chimique de l'eau, influence mutuelle des ouvrages de captage, etc.

Espérant que dans le cadre des systèmes d'écoulement nous pourrions aborder les problèmes les plus importants de l'hydrogéologie des roches carbonatées, nous définissons l'unité hydrogéologique fondamentale, désignée par UHG-1:

UHG-1 = df. "système d'écoulement hydrodynamique"

Les systèmes d'écoulement sont des classes d'équivalence dans l'ensemble des lignes de courant, donc la connaissance du champ des potentiels hydrauliques Φ et du champ des vecteurs-vitesses de filtration \vec{q} sera nécessaire pour leur détermination. Etant donné que la détermination du champ \vec{q} est impossible sans la connaissance des perméabilités K dans l'aquifère, nous nous fixons comme but la détermination des champs K , Φ et \vec{q} .

Dans les chapitres suivants nous examinons la possibilité de déterminer ces champs dans les aquifères karstiques et, en particulier, nous examinons s'il est possible de déterminer la structure caractéristique du champ (très hétérogène) des perméabilités à l'aide des facteurs géologiques.

CHAPITRE IV

RELATIONS ENTRE SYSTEMES D'ÉCOULEMENT, CARACTÈRES PHYSIQUES
ET FACTEURS GÉOLOGIQUES DANS LES ROCHES KARSTIQUES

Dans ce chapitre nous présentons un schéma conceptuel des 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 notre étude. Par la suite nous examinerons, entre autres, dans quelle mesure on peut utiliser les relations ainsi structurées pour la détermination indirecte des champs hydrologiques et de certains champs géologiques (par exemple: champ de la fissuration).

4.1. Autorégulation partielle entre systèmes d'écoulement et caractères physiques des aquifères 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 ("nappe d'eau souterraine") est décrit, en tous ses points et avec une approximation suffisante, par les équations générales suivantes (voir, par exemple: BEAR - ZASLAVSKY - IRMAY, 1968):

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

$$S_S \frac{\partial \Phi}{\partial t} + \text{div}(-K \vec{\text{grad}} \Phi) + Q = 0$$

(1)

où K = perméabilité $[L T^{-1}]$

Φ = potentiel hydraulique $[L]$

$\vec{q} = -K \cdot \vec{\text{grad}} \Phi$ = vecteur vitesse de filtration $[L T^{-1}]$

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:

$$m_e \frac{\partial \Phi}{\partial t} - K (\overrightarrow{\text{grad}} \Phi)^2 + K \frac{\partial \Phi}{\partial z} + \varepsilon \frac{\partial \Phi}{\partial z} - \varepsilon = 0 \quad (2)$$

où m_e = porosité efficace [1]

ε = flux à travers la surface libre [$L^3 T^{-1} L^{-2}$]

~ dans une nappe bidimensionnelle où l'on a intégré la "dimension" verticale par l'emploi de la transmissivité:

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

où $T = e \cdot K$ = transmissivité [$L^2 T^{-1}$]

e = épaisseur de la nappe [L]

H = hauteur de la surface piézométrique [L]

$S = e \cdot S_s$ = coefficient d'emmagasinement [1]

Q = alimentation ou prélèvement [$L^3 T^{-1} L^{-2}$]

Actuellement nous pouvons obtenir une solution numérique à ces équations différentielles (même pour des domaines de forme irrégulière) à l'aide des modèles de simulation, donc nous pouvons déterminer les champs Φ et \vec{q} dans la zone saturée avec une bonne approximation si nous connaissons:

- Un volume de terrain bien délimité (géométrie connue) et les "conditions aux limites" de ce volume (soit les potentiels Φ sur les limites, soit les débits q_n à travers les limites). Dans le cas des écoulements transitoires il faut connaître, en plus, les "conditions initiales" (l'état de la nappe au début de la simulation).
- La valeur des caractères physiques K , S_s ou m_e en tous les points de ce volume (champ K , S_s ou m_e).
- Les techniques de construction des modèles de simulation, en particulier la technique des modèles mathématiques.

Ayant déterminé les champs Φ et \vec{q} à l'aide d'un modèle, on peut partitionner l'aquifère en systèmes d'écoulement, c'est-à-dire en unités hydrogéologiques UHG-1. Les démarches successives sont représentées par le schéma de la figure 2 et nous pouvons constater que les modèles représentent la meilleure "technique d'interpolation" pour les champs Φ et \vec{q} .

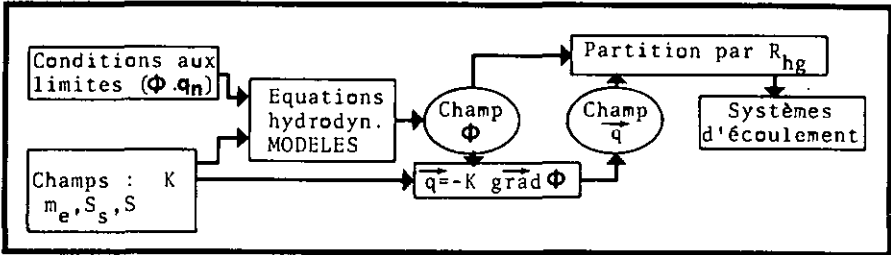


Fig:2

L'emploi des modèles de simulation permet une autre constatation intéressante: le comportement des nappes ne dépend que du champ des caractères physiques de l'aquifère (principalement des perméabilités K) et des "conditions aux limites" imposées naturellement ou artificiellement (en particulier 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 m_g , du coefficient d'emmagasinement spécifique S_g et des "conditions aux limites". Si nous connaissions, par exemple, la distribution de la perméabilité et de la porosité dans le sous-sol, nous n'aurions pas besoin de la géologie pour la recherche d'eau et pour la détermination des systèmes d'écoulement.

Ainsi, si nous voulons donner une signification hydrogéologique ou hydraulique aux facteurs géologiques, morphologiques et climatiques, si nous voulons examiner leur influence sur l'évolution des systèmes d'écoulement, nous devons les "traduire" en

termes de "conditions aux limites" et en termes de "caractères physiques des aquifères" (perméabilité, porosité).

Il semble évident que les facteurs géologiques influencent ou déterminent la perméabilité et la porosité par la distribution des vides (pores interstitiels, microfissures, fractures, etc.): plus la fréquence, l'ouverture et la connexité (extension) des vides sont grandes, plus la valeur de la perméabilité et de la porosité est élevée. Si les microfissures et les fractures montrent une orientation préférentielle, la perméabilité devient anisotrope, c'est-à-dire la roche "conduit" l'eau souterraine mieux dans une direction que dans d'autres. Examinons si les facteurs géologiques sont les seuls à influencer la répartition des vides.

Dans les roches meubles la distribution des vides dépend des fractions granulométriques, de la forme des grains, de la structure sédimentaire, etc. Dans les roches sédimentaires consolidées la distribution des vides est modifiée par les processus diagénetiques et, surtout, par l'apparition des fissures dues aux déformations tectoniques, mais toutes ces modifications dans la distribution des vides sont encore déterminées par des 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 répartition des vides (et, par conséquent, la perméabilité) en modifiant l'ouverture des fissures par la dissolution des parois (karstification) ou par la formation de dépôts.

L'élargissement des fissures 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 dépendra surtout de la grandeur et de la direction du vecteur vitesse de filtration \vec{q} (BEDINGER, 1966). Etant donné que selon la loi de DARCY $\vec{q} \approx -K \cdot \text{grad } \Phi$ (voir équation 1), nous arrivons dans une "feed back loop" ou "boucle de retour" très caractéristique de l'hydrogéologie des roches karstiques:

- \vec{q} dépend de la perméabilité K et du gradient hydraulique $\vec{\text{grad}} \Phi$;

- la perméabilité K est fortement influencée par l'ouverture des fissures karstifiées;

- l'ouverture des fissures karstifiées est fortement influencée par la direction et la grandeur du vecteur vitesse \vec{q} pendant les états antérieurs de l'écoulement souterrain.

Autrement dit, dans le karst, le champ de l'ouverture des vides et, par conséquent, le champ des perméabilités 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 le champ des vecteurs vitesses \vec{q} , le champ des caractères physiques des aquifères (K, m_e, S_s) et les "conditions aux limites" (alimentation de la nappe, altitude des exutoires et géométrie de la région d'écoulement).

Étant 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 de la structure du champ K ne peut se faire uniquement à l'aide des facteurs géologiques, 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. En d'autres termes: il faudrait prendre en considération les conditions "paléo-hydrauliques" comme l'ont proposé MANDEL (1966) et KIRALY - MATHEY - TRIPET, (1971).

A cause du caractère transitif des influences dans la chaîne (conditions aux limites) \rightarrow (champs \vec{q}) \rightarrow (perméabilités) nous pouvons raisonnablement supposer que les corrélations entre facteurs géologiques et caractères physiques établies pour un "bassin karstique" bien défini ne seront pas forcément valables pour un

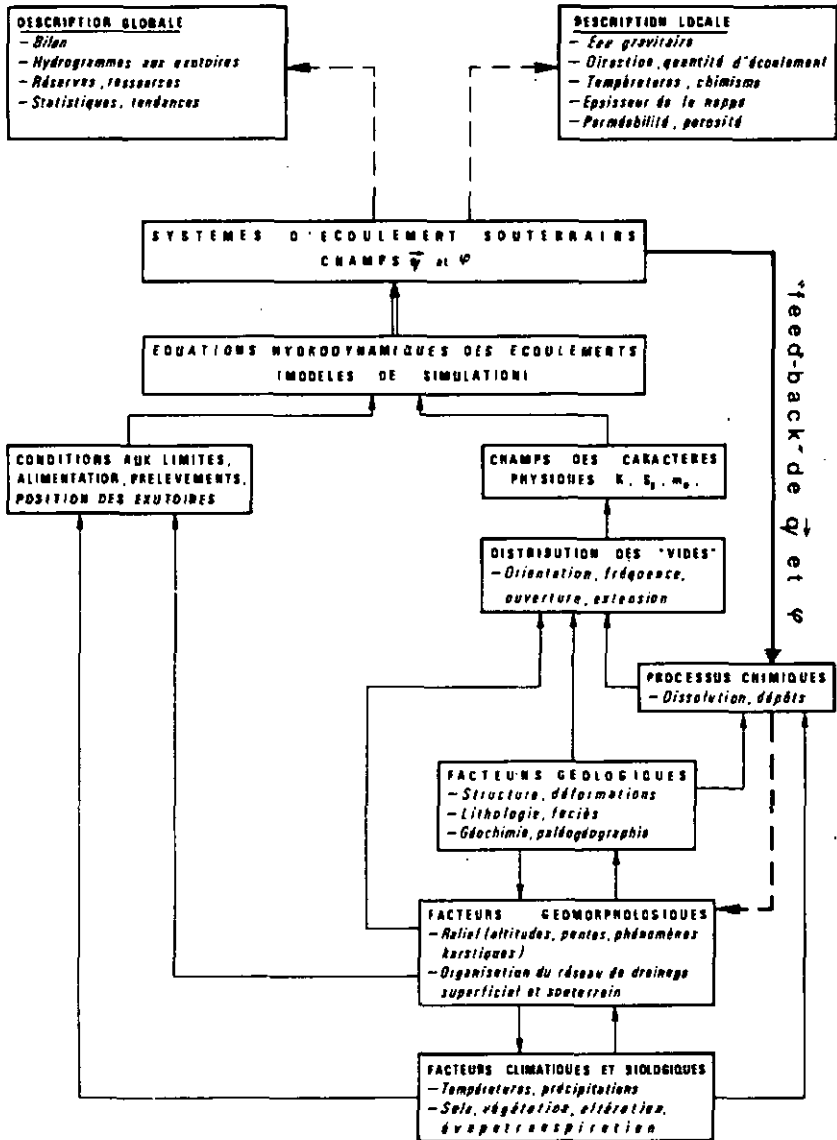


Fig 3— Schéma des relations entre facteurs hydrologiques, propriétés physiques de l'aquifère et caractères géologiques dans le karst.

Puisque la perméabilité occupe une position clé dans le schéma général, puisqu'elle est reliée, plus ou moins directement, à toutes les autres variables, nous pouvons considérer le système partiellement autorégulateur de la figure 3 comme la représentation schématique d'une théorie sur le développement de la perméabilité et de la porosité dans les roches carbonatées.

4.2. La structure générale du champ des perméabilités dans les roches karstiques

Le schéma général de la figure 3 est basé sur les travaux de RHODES et SINACORI (1941), SWINNERTON (1949), LEGRAND et STRINGFIELD (1966), MANDEL (1966) et BEDINGER (1966) concernant le développement de la perméabilité et de la porosité dans le karst.

Dans tous ces travaux on admet, au départ, l'existence de systèmes d'écoulement dans un aquifère de roches carbonatées, chaque système possédant une région alimentaire et une région d'exutoire. Les "vides", représentés par des pores et fissures interconnectés, ne sont pas encore élargis par la dissolution. A ce stade les hétérogénéités de la perméabilité sont relativement faibles, elles sont influencées surtout par les lithofaciès et les déformations tectoniques.

Lors de l'écoulement des eaux souterraines vers les exutoires (probablement encore "diffus"), la dissolution affectera surtout les fissures subparallèles au gradient hydraulique local. Les vitesses de filtration \bar{q} et l'agressivité des eaux étant plus grandes près de la surface de la nappe qu'en profondeur, la dissolution et le 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 par la dissolution sont connexes entre elles et aboutissent aux exutoires de la nappe.

Il faut souligner que les zones plus karstifiées fonctionnent comme des exutoires locaux par rapport aux parties restées moins perméables, pouvant ainsi changer, localement, la direction d'écoulement dans les blocs à perméabilités plus faibles. 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 d'un drainage superficiel par les dolines et les 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 "karstique", avec des crues violentes et des décrues non-exponentielles. Grâce aux travaux de BURGER (1957), SCHOELLER (1967) BERKALOFF (1967), FORKASIEWICZ et PALOC (1967) et DROGUE (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.

La perméabilité du réseau karstique étant de plusieurs ordres de grandeur supérieure aux perméabilités rencontrées dans les blocs, la structure générale du champ des perméabilités d'un aquifère karstique pourrait être caractérisée par:

- la distribution statistique des valeurs de perméabilités dans les "blocs"
- la densité et le degré d'organisation du réseau karstique
- l'effet d'échelle sur la perméabilité, c'est-à-dire 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) qui nous renseigne sur le "degré de karstification".

4.3. Les UHG nécessaires pour la simulation des systèmes d'écoulement

La détermination des systèmes d'écoulement (UHG-1) dans un volume de terrain donné exige la connaissance du champ des propriétés physiques et la connaissance du champ des conditions imposées (débits ou potentiels) à l'intérieur et sur les limites de la région d'écoulement. Les classes d'équivalence définies dans ces champs sont des unités hydrogéologiques importantes parce que nécessaires à la détermination des systèmes d'écoulement. Par la suite nous utiliserons les définitions suivantes:

UHG-2 = classes d'équivalence dans le champ des perméabilités

UHG-3 = classes d'équivalence dans le champ des porosités efficaces (nappes libres) ou des coefficients d'emmagasinement (nappe captive)

UHG-4 = classe d'équivalence dans le champ des conditions imposées. Il s'agit de la répartition spatiale des débits ou des potentiels imposés à l'intérieur ou sur les limites de la région d'écoulement, c'est-à-dire des limites imperméables, des régions alimentaires et des régions d'exutoire.

Pratiquement il est très difficile de déterminer les UHG-4 sur toutes les limites d'un volume arbitrairement découpé dans un aquifère et il nous paraît intéressant de définir un cinquième type UHG plus naturelle, équivalent du "bassin hydrogéologique":

UHG-5 = volume de terrain délimité, latéralement et vers le bas, par des frontières imperméables et, vers le haut, par la surface de la nappe.

Dans un tel volume toutes les régions alimentaires et toutes les régions d'exutoire se situent à la surface de la nappe, les conditions imposées sont relativement faciles à déterminer (infiltrations à la zone saturée, altitude des

exutoires, pompages dans les puits) et la séparation des systèmes d'écoulement se fait sans trop de difficultés. Les limites "imperméables" latérales sont, le plus souvent, des limites hydrauliques (lignes d'écoulement verticales), et non des limites géologiques (roche "imperméable").

La représentation cartographique des unités hydrogéologiques définies, à commencer par l'UHG-5, devrait être un des buts importants des cartes hydrogéologiques.

CHAPITRE V

LA SIMULATION DES ECOULEMENTS DANS LES AQUIFERES KARSTIQUES

5.1. Introduction

La technique des modèles de simulation est employée depuis fort longtemps en hydrogéologie, mais généralement pour des aquifères à perméabilités d'interstices où ces dernières varient de façon relativement "continue" ou restent constantes.

Lors de la simulation des aquifères karstiques on utilise des perméabilités ou des transmissivités "équivalentes" (TRIPET, 1971) qui tiennent compte de l'effet du réseau karstique à l'échelle régionale, mais ce réseau, de volume très faible et de perméabilité très grande, n'est jamais introduit explicitement dans le modèle. Ces modèles (analogiques électriques ou mathématiques à différences finies) permettent de simuler l'allure générale de la surface d'une nappe karstique dans la mesure où l'on admet que cette surface varie de façon continue, sans brusques changements du gradient hydraulique. Souvent la surface de la nappe est observée (piézomètres, forages) dans les parties relativement peu perméables de l'aquifère et l'on "étalonne" le modèle (on choisit les transmissivités équivalentes) de façon à simuler ces observations pour une alimentation donnée.

En bref: on emploie un champ de perméabilités équivalentes continu et "lissé" pour obtenir un champ de potentiels continu et "lissé". L'accent est mis, dans ce cas, sur la simulation des potentiels (surface approximative de la nappe, par exemple), généralement dans le but de prévoir les effets à long terme de l'exploitation d'un aquifère. Ce genre de modèle convient très bien pour des régions sans exutoires ponctuels importants, c'est-à-dire pour des régions où la simulation de l'hydrogramme des sources karstiques (vaclusiennes) n'est pas une obligation.

En effet, les premières contradictions dans l'emploi des modèles apparaissent avec la simulation de l'hydrogramme des sources karstiques. Si, par exemple, on utilise un champ de perméabilités équivalentes continu et lissé, il sera pour ainsi dire impossible de simuler l'hydrogramme d'une source karstique "nerveuse", à réactions rapides, malgré le fait que ce même champ de perméabilité permet de simuler, en écoulement permanent, par exemple, la surface de la nappe d'une façon acceptable.

Si, par contre, on veut simuler correctement une crue complète de la source karstique (et pas seulement la courbe de tarissement exponentielle), alors il faut introduire explicitement un réseau karstique et des "blocs" peu perméables dans le modèle comme l'ont suggéré KIRALY et MOREL (1976a et 1976b). Mais, dans ce cas, il n'y a pas moyen de cacher ou "adoucir" le "terrible simplification" que l'on introduit dans le modèle, c'est-à-dire il faut expliciter l'hypothèse que l'on fait sur la densité et l'organisation du réseau karstique très perméable dans l'aquifère.

Or, ce dernier n'est jamais connu et tout ce que nous pouvons faire, c'est de choisir un réseau "équivalent" théorique, une "structure équivalente" du champ des perméabilités qui aurait le même effet sur l'hydrogramme de la source que le réseau réel inconnu. La forme du réseau réel n'aura, probablement, rien de commun avec la forme du réseau dans le modèle et la surface de la nappe simulée n'aura, probablement pas "bonne façon" (pas comme on la dessine sur les cartes hydrogéologiques): il y aura des "bosses" dans les blocs peu perméables et des "craux" sur le réseau très perméable alors que l'emplacement même de ces zones dans le modèle est plus ou moins illusoire.

Malgré les inconvénients cités, l'étude des "structures équivalentes" du champ des perméabilités nous paraît particulièrement intéressante et, laissant de côté les modèles analogiques et les modèles mathématiques à différences finies, nous utiliserons la technique qui permet la simulation des réseaux karstiques, c'est-à-dire les modèles mathématiques à éléments finis.

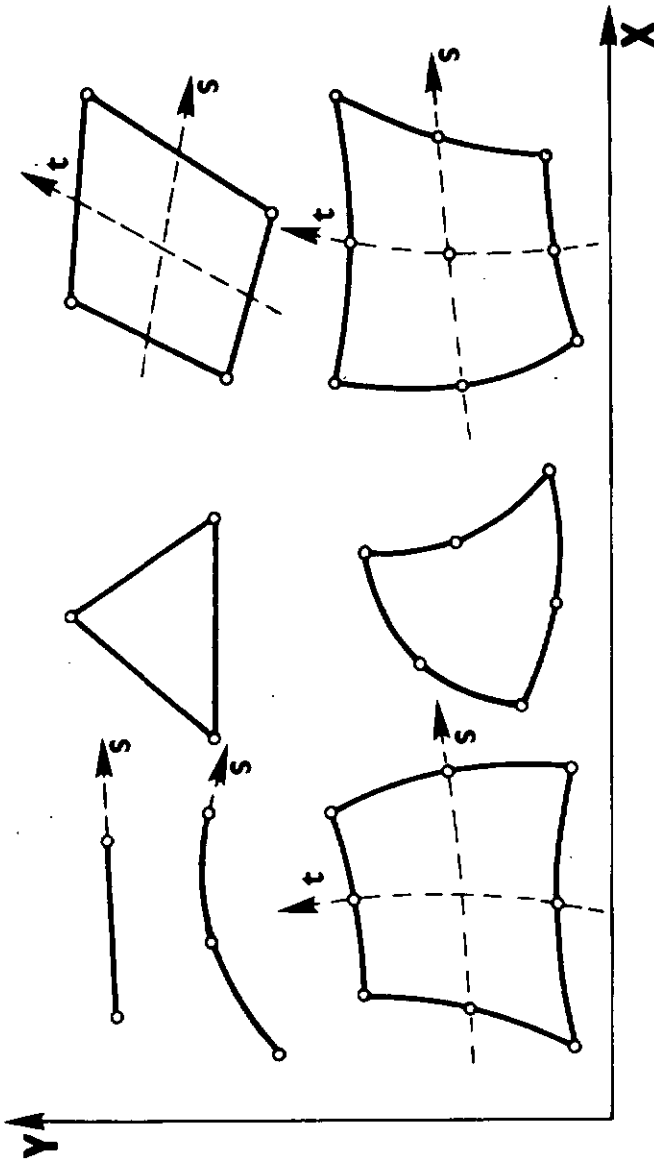


Fig 4

5.2. Le principe des modèles à éléments finis

Les modèles à éléments finis sont décrits en détail par ZIENKIEWICZ (1971), JAVANDEL et WITHERSPOON (1968), DESAI et ABEL (1972), etc. Nous ne mentionnons ici que les principes généraux en insistant un peu plus sur quelques difficultés dans l'emploi du modèle pour le karst.

Pour simplifier les problèmes de représentation, prenons comme exemple l'équation générale 3 décrivant les écoulements lamineires dans une nappe "bidimensionnelle" (voir page 108) :

$$S \frac{\partial h}{\partial t} + \text{div} (-T \cdot \vec{\text{grad}} h) + q = 0 \quad (3)$$

S'il s'agit d'un écoulement bidimensionnel dans le plan vertical ("profil", "coupe"), l'équation 3 est modifiée en conséquence (les limites de la région d'écoulement restant fixes) :

$$S \frac{\partial \Phi}{\partial t} + \text{div} (-K \cdot \vec{\text{grad}} \Phi) + q = 0 \quad (4)$$

où : h = hauteur de la nappe
 = potentiel hydraulique
 K = perméabilité
 T = e · K = transmissivité
 S = coefficient d'emmagasinement
 e = épaisseur de l'aquifère
 q = densité de source (alimentation ou prélèvement)

La région d'écoulement bien délimitée est subdivisée en éléments bidimensionnels, chaque élément étant caractérisé par sa forme géométrique (voir figure 4) et par ses propriétés physiques (transmissivité T, perméabilité K ou coefficient d'emmagasinement S).

Sur chaque élément la hauteur h est approximée par une fonction h* que l'on choisit à l'avance comme une fonction de premier, de deuxième ou de troisième degré. Sur un élément, la

valeur de la fonction approximative h^* peut être déterminée en chaque point, de coordonnées "globales" (x, y) ou de coordonnées "locales" (s, t) , par l'interpolation des valeurs nodales h_i (définies aux "noeuds" de l'élément) à l'aide de fonctions d'interpolation N_i qui ne dépendent que des coordonnées spatiales, généralement des coordonnées locales (s, t) :

$$h^*(s, t) = \left\{ N_i(s, t) \right\}^t \cdot \left\{ h_i \right\} \quad \text{ou simplement } h^* = \left\{ N_i \right\}^t \cdot \left\{ h_i \right\}$$

Si la correspondance entre coordonnées globales (x, y) et coordonnées locales (s, t) est définie à l'aide des mêmes fonctions d'interpolation N_i que l'on utilise pour la description de la fonction h^* , nous parlons d'éléments isoparamétriques.

Dans le cas des éléments isoparamétriques la fonction h et la forme de l'élément sont parfaitement déterminées si nous connaissons les fonctions d'interpolation N_i , les valeurs nodales h_i et les coordonnées globales x_i et y_i aux noeuds de l'élément:

$$h^* = \left\{ N_i \right\}^t \cdot \left\{ h_i \right\} \quad \text{et} \quad \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \left\{ N_i \right\}^t & \left\{ 0 \right\}^t \\ \left\{ 0 \right\}^t & \left\{ N_i \right\}^t \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_i \\ y_i \end{bmatrix}$$

Pour les fonctions d'interpolation de quelques éléments isoparamétriques linéaires et quadratiques, voir: ZIENKIEWICZ (1971), ERGATOUDIS et alii (1968).

Pour trouver une solution approximative des équations 3 ou 4 sur chaque élément, nous employons la méthode des résidus pondérés, plus particulièrement la méthode de GALERKINE (voir ZIENKIEWICZ, 1971): représentons l'équation 3 sous la forme

$$A(h) = 0$$

où A est l'opérateur différentiel. Une première approximation consiste à remplacer la fonction de type inconnu h par une fonction approximative h^* linéaire ou quadratique, sur chaque élément

$$h^* = \left\{ N_i \right\}^t \cdot \left\{ h_i \right\}$$

Avec la méthode de GALERKINE le problème revient à trouver une fonction h^* qui vérifie la relation

$$\iint N_j \cdot A \left[\{N_i\}^t \cdot \{h_i\} \right] dx dy = 0 \quad (5)$$

Après avoir choisi les fonctions d'interpolation et la géométrie des éléments nous pouvons intégrer l'équation 5 sur la région d'écoulement pour obtenir un système d'équations linéaires de la forme générale :

$$\boxed{[D] \cdot \left\{ \frac{\partial h_i}{\partial t} \right\} + [A] \cdot \{h_i\} + \{q_i\} = 0} \quad (6)$$

où h_i = hauteur de la nappe aux noeuds du modèle

q_i = débits (alimentation ou prélèvements) aux noeuds

La "matrice des porosités" $[D]_e$ et la "matrice des divergences" $[A]_e$ sont définies, pour chaque élément, par :

$$[D]_e = \iint S \cdot \{N_i\} \cdot \{N_j\}^t dx dy \quad \text{et} \quad [A]_e = \iint [B] [T] [B]^t dx dy$$

$$\text{avec } [B] = \begin{bmatrix} \frac{\partial N_i}{\partial x} & \frac{\partial N_i}{\partial y} \end{bmatrix} = \text{"matrice des gradients"}$$

et $[T]$ = tenseur des transmissivités

Après assemblage des matrices élémentaires on obtient les matrices globales pour le modèle :

$$[D] = \sum [D]_e \quad \text{et} \quad [A] = \sum [A]_e$$

Il faut souligner que le vecteur des débits q_i est la somme de trois vecteurs et nous avons, pour chaque élément :

$$\{q_i\} = QD \cdot \{SN_i\} + QL \cdot \{LN_i\} + \{QN_i\}$$

où QD = débit "distribué" par unité de surface de l'élément

QL = débit (entrant ou sortant) par unité de longueur de limite

$$\begin{aligned} \text{QN}_i &= \text{débit "concentré" imposé au noeud } i \text{ (par exemple: pompage)} \\ \left\{ \begin{array}{l} \text{SN}_i \\ \text{LN}_i \end{array} \right\} &= \iint \left\{ \begin{array}{l} \text{N}_i \\ \text{N}_i \end{array} \right\} dx dy = \text{"surface d'influence" du noeud } i \\ &= \int \left\{ \begin{array}{l} \text{N}_i \\ \text{N}_i \end{array} \right\} dl = \text{"longueur d'influence" du noeud } i \text{ situé} \\ &\quad \text{sur la limite de la région d'écoulement} \end{aligned}$$

Le système d'équations linéaires 6 contient autant d'équations qu'il y a de noeuds dans le modèle et pour chaque noeud nous pouvons calculer soit la hauteur h_i (si l'on impose le débit q_i), soit le débit q_i (si l'on impose la hauteur h_i) à chaque moment de l'écoulement. Pour ce faire, l'équation 6 doit être intégrée encore "dans le temps", en choisissant des "pas de temps" Δt convenables. L'équation 7 ci-après assure la convergence de la solution (JAVANDEL et WITHERSPOON, 1968):

$$\left[D + \frac{\Delta t}{2} \cdot A \right] \cdot \frac{1}{2} \left\{ h_i(t + \Delta t) + h_i(t) \right\} = [D] \cdot \left\{ h_i(t) \right\} + \frac{\Delta t}{2} \cdot \frac{1}{2} \cdot \left\{ q_i(t + \Delta t) + q_i(t) \right\} \quad (7)$$

Cela revient à calculer d'abord une solution "moyenne" au temps $(t + \frac{\Delta t}{2})$ et, en partant de cette solution "moyenne", à estimer les hauteurs (ou les débits) au temps $(t + \Delta t)$.

L'utilisation d'éléments tridimensionnels ne change pas la forme des équations 6 et 7, seuls le calcul des "matrices élémentaires" et l'imposition des "conditions aux limites" deviennent plus compliqués.

Étant donné que la signification concrète du système d'équations 6 et des matrices $[B]$, $[D]$ et $[A]$ devrait être claire même pour les hydrogéologues qui détestent les équations différentielles, il n'est, peut-être, pas inutile d'ajouter les remarques suivantes:

La "matrice des gradients" $[B]$ qui dépend uniquement de la forme de l'élément, des coordonnées des noeuds et des fonctions

d'interpolation N_i , permet de calculer, en tous les points d'un élément, les composantes du gradient hydraulique par simple multiplication des valeurs nodales h_i :

$$\vec{\text{grad}} h = [B]^t \cdot \left\{ h_i \right\}$$

Le vecteur vitesse de filtration se calcule simplement par:

$$\vec{q} = -T \cdot \vec{\text{grad}} h = -T \cdot [B]^t \cdot \left\{ h_i \right\}$$

L'anisotropie de la transmissivité ne pose pas de problème: on multiplie le vecteur $\vec{\text{grad}} h$ par le tenseur $-[T]$

Il faut souligner, ensuite, qu'une "région d'influence" est attribuée à chaque noeud d'un élément et cela en fonction de la nature et de la forme de l'élément isoparamétrique. Les équations linéaires du système 6 représentent, au fond, des "équations de continuité" qui permettent de calculer le "bilan" pour la région d'influence de chaque noeud. Étant donné que la somme des différents termes du bilan doit être zéro, il sera toujours possible de calculer un terme inconnu par noeud si l'on connaît la valeur des autres termes. Dans l'équation 6 le "bilan" se compose de trois termes:

Le premier terme se calcule à l'aide de la "matrice des porosités" $[D]$ qui a la dimension d'une surface (m^2) et qui dépend uniquement du champ S et de la géométrie des éléments. Si l'on multiplie les hauteurs nodales h_i d'un élément par la matrice $[D]$ on obtient les volumes d'eau attribués à la région d'influence de chacun des noeuds pour cet état de la nappe. Le premier terme de l'équation 6, le produit

$$[D] \left\{ \frac{\partial h_i}{\partial t} \right\}$$

donne, par conséquent, le changement de volume d'eau par unité de temps dans la région d'influence de chaque noeud, ce changement étant déterminé par la variation du "niveau de la nappe". Il s'agit, au fond, du débit entrant dans la région d'influence d'un noeud ou sortant de cette région quand la surface piézométrique "monte" ou "descend".

Le deuxième terme de l'équation 6 se calcule à l'aide de la "matrice des divergences" $[A]$ qui a la dimension des transmissivités (m^2/s) et qui dépend uniquement du champ T (ou K) et de la géométrie des éléments. En multipliant les hauteurs nodales h_i par la matrice $[A]$ nous obtenons la "somme des divergences" du flux \vec{q} dans la région d'influence de chaque noeud. Il s'agit du débit qui représente la différence entre les flux \vec{q} entrant par les limites d'influence d'un noeud et les flux qui sortent par ces limites. Ce débit, positif si les "sorties" sont supérieures aux "entrées", est déterminé par le champ \vec{q} uniquement.

Le troisième terme est la "fonction de source" q_i qui a la dimension d'un débit (m^3/s). Il s'agit du débit total qui entre dans la région d'influence d'un noeud ou quitte cette région et ce débit total, déterminé à la fois par la variation du "niveau de la nappe" et par la divergence du champ \vec{q} , doit être égal à la somme des deux premiers termes de l'équation 6. Dans l'écoulement permanent le niveau de la nappe ne varie pas en fonction du temps et les débits q_i doivent être égaux aux "divergences" du champ \vec{q} :

$$[A] \{h_i\} = \{q_i\} \quad (8)$$

5.3. Les conditions imposées et les unités UHG-4

Puisque dans un système d'équations linéaires on ne peut déterminer qu'une seule valeur inconnue par équation, il s'ensuit que:

- à chaque noeud d'un modèle il faut imposer soit la hauteur piézométrique h_i , soit le débit nodal q_i . "Ne rien imposer" équivaut à imposer $q_i = 0$!

- à un noeud donné du modèle on ne peut imposer à la fois les deux valeurs h_i et q_i .

- en imposant la hauteur h_i on calcule le débit q_i et inversement.

En vertu de ces dernières remarques nous décidons de remplacer le terme "conditions aux limites" par le terme "conditions imposées" chaque fois que nous parlerons des modèles d'écoulement. En effet, dans les modèles on doit imposer des conditions non seulement aux limites de la région d'écoulement, mais partout, à tous les noeuds, même à l'intérieur du modèle. On pourrait objecter que les noeuds avec $q_i \neq 0$ ne font pas partie de l'intérieur du modèle, mais c'est une question de terminologie. Ce qui est, par contre, important, c'est l'existence d'un véritable champ des conditions imposées dans la région d'écoulement simulée que l'on peut partitionner en UHG-4, c'est-à-dire en "unités des conditions imposées". Les principaux types d'UHG-4 que l'on doit identifier sont:

UHG-4 . 1 \blacktriangleright on impose $q_i = 0$, le noeud est sur les limites de la région d'écoulement simulée (limite "imperméable").

UHG-4 . 2 \blacktriangleright on impose $q_i = 0$, le noeud est à l'intérieur du modèle (pas d'alimentation, pas de prélèvement à l'intérieur de la nappe simulée).

UHG-4 . 3 \blacktriangleright $q_i \neq 0$; c'est-à-dire on impose un débit connu (alimentation ou prélèvement dans la nappe simulée).

UHG-4 . 4 \blacktriangleright on impose les hauteurs h_i (ou les potentiels Φ_i) à l'intérieur ou sur les limites de la nappe simulée.

Il faut remarquer que ces UHG sont définies dans le modèle parce que nous en avons besoin pour faire fonctionner le modèle. Mais il va sans dire que si l'on veut "mettre en modèle" une nappe réelle, les mêmes types de conditions doivent être identifiés dans la nappe réelle, c'est-à-dire on doit délimiter les régions des "imperméables"; les régions où la nappe n'est pas alimentée, ni exploitée; les régions où la nappe est alimentée ou exploitée avec des débits connus et, finalement, les régions où la hauteur de la nappe est connue avec une exactitude suffisante. Toutes ces régions doivent être considérées comme des "unités hydrogéologiques" importantes, du type UHG-4, dont la cartographie est absolument indispensable pour la mise en modèle des aquifères.

En revenant aux problèmes des modèles, il faut insister sur le fait qu'un débit imposé q_i peut être composé de trois parties différentes:

- a) un "débit concentré" QN_i (m^3/s) peut être imposé ponctuellement au noeud i simulant, par exemple, les pompages ou injections dans un puits. Dans ce cas les "puits" devraient être placés aux sommets des éléments et non sur les côtés.
- b) Sur les limites de la région d'écoulement on peut imposer un débit QL ($m^3/s \cdot m$) sortant de la nappe ou entrant dans la nappe par unité de longueur de limite. A chaque noeud se situant sur ces limites on attribue alors un débit $QL \cdot LN_i$ où LN_i est la "longueur d'influence" du noeud i . Cette "longueur d'influence" LN_i varie passablement suivant que le noeud se trouve sur un côté "linéaire" ou sur un côté "quadratique" plus ou moins déformé. La figure 5 illustre la variation des LN_i pour les cas les plus simples, mais les valeurs indiquées pour les côtés quadratiques ne sont valables que si le noeud central se trouve exactement "au milieu".
- c) Enfin, un débit distribué QD ($m^3/s \cdot m^2$) peut être imposé uniformément sur toute la surface d'un élément. On attribue alors à chaque noeud de l'élément un débit $QD \cdot SN_i$, c'est-à-dire un débit proportionnel à la "surface d'influence" SN_i du noeud i . Ces surfaces d'influence changent beaucoup avec le type et la distorsion des éléments, souvent de manière tout à fait contraire aux idées dictées par le "bon sens". Ainsi, sur la figure 5 où l'on a représenté la répartition des surfaces d'influence SN_i pour quelques éléments simples et réguliers, on découvre avec étonnement l'attribution de surfaces d'influence négatives aux noeuds situés sur les sommets du rectangle quadratique à 8 noeuds. Cela signifie que si l'on admet une infiltration uniforme dans la nappe, il faut imposer des débits sortant de la nappe aux sommets des éléments quadratiques à 8 noeuds. Ce n'est pas "logique" pour "l'honnête homme", mais c'est cohérent dans le cadre des méthodes employées et cela donne la meilleure approximation

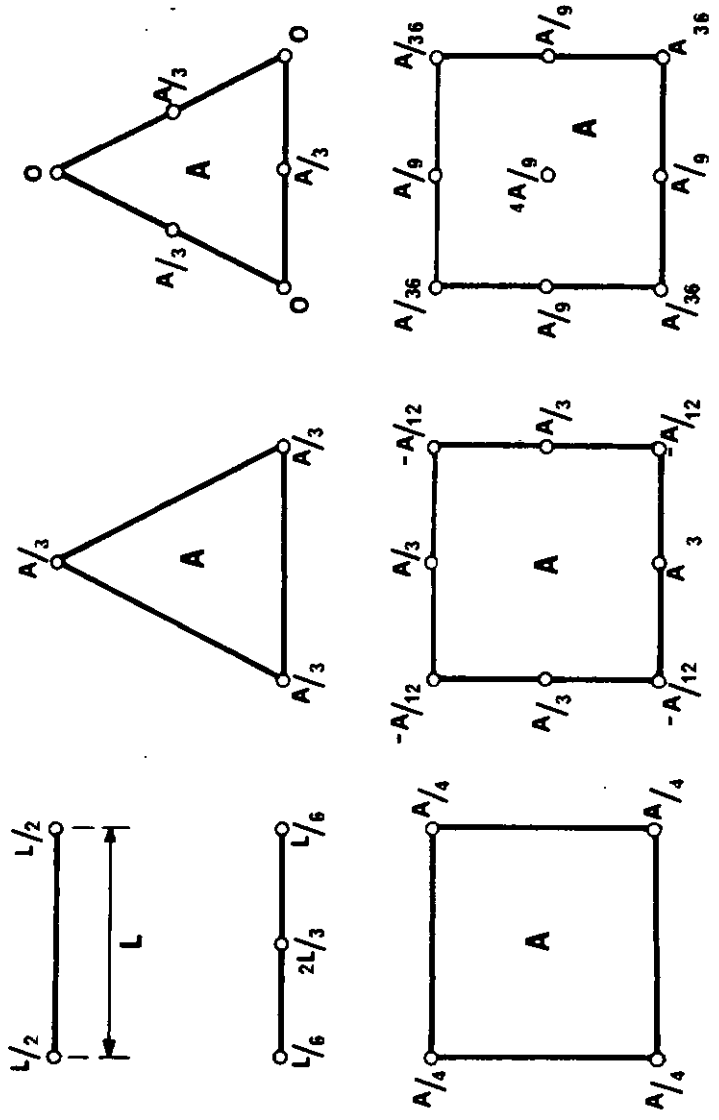


Fig:5

des hauteurs h pour l'infiltration admise, du moins en l'absence d'un réseau karstique très perméable.

Le distinction entre les trois parties du débit total imposé

$$\{q_i\} = \{QN_i\} + QL \cdot \{LN_i\} + QD \cdot \{SN_i\}$$

est, par conséquent, très importante dans l'interprétation des résultats obtenus par le modèle, en particulier lors de la simulation des aquifères karstiques.

5.4. Les éléments du modèle karstique et les UMG-2

Dans le modèle d'un aquifère karstique nous devons disposer d'éléments qui simulent convenablement le réseau connexe, très perméable, mais de faible volume des zones fortement karstifiées.

Si le modèle est en deux dimensions, le réseau très perméable est simulé à l'aide de segments unidimensionnels (voir figure 4) introduits en "sandwich" entre les éléments bidimensionnels qui représentent les "blocs" peu perméables. La transmissivité attribuée à chaque segment unidimensionnel représente l'intégrale des perméabilités à la verticale du segment. On admet, donc, implicitement que les zones très fissurées et les zones où les conduits karstiques sont particulièrement fréquents sont plutôt subverticales, surtout si l'extension latérale de l'aquifère est beaucoup plus grande que son épaisseur.

Dans les modèles tridimensionnels les conduits karstiques peuvent être simulés à l'aide de segments unidimensionnels et les zones très fissurées (failles, décrochements) à l'aide de "feuilles" bidimensionnelles placées en sandwich entre les blocs peu perméables. Il s'agit des mêmes éléments que sur la fig 4 mais cette fois ils sont plongés et déformés dans l'espace tridimensionnel. Nous admettons que dans les éléments "karstiques" le gradient hydraulique et le vecteur \vec{q} sont, en tous les points, perpendiculaires à la normale des courbes et des surfaces qui

représentent ces éléments. Dans ce cas nous pouvons calculer les matrices $[B]$, $[A]$ et $[D]$ pour chaque élément "karstique" sans trop de difficultés. Remarquons, toutefois, que par la suite nous n'utilisons que des modèles bidimensionnels.

L'introduction du réseau karstique dans le modèle partitionné, pratiquement, le champ des perméabilités en deux types d'UHG-2, c'est-à-dire en "unités de perméabilités":

UHG-2 . 1 \rightarrow "blocs ou volumes peu perméables"

UHG-2 . 2 \rightarrow zones karstifiées, très perméables

La perméabilité varie, bien sûr, à l'intérieur de chacun de ces deux types, mais les ordres de grandeur sont tellement différents d'un type à l'autre (les rapports de perméabilités arrivent autour de 10^6 à 10^7 !) que cette distinction reste justifiée. La véritable difficulté réside, bien entendu, dans l'identification de ces unités sur le terrain.

Les énormes différences de perméabilité entre les deux types d'unité sont, d'ailleurs, la cause principale des difficultés que l'on rencontre lors de la simulation d'un aquifère karstique.

Tout d'abord, il sera pour ainsi dire impossible de simuler correctement les très forts gradients à la limite du réseau karstique et des blocs peu perméables. En effet, la simulation correcte de ces gradients (si la nappe réelle est continue à cette limite, ce qui n'est pas assuré du tout!) exigerait la subdivision de la région d'écoulement en de si nombreux éléments que le coût des calculs serait prohibitif. L'allure de la surface piézométrique dans les blocs peu perméables sera donc approximative déjà à cause de la grandeur des éléments employés et il serait tout à fait illusoire de vouloir "ajuster" le modèle pour simuler "exactement" les hauteurs de nappe mesurées dans quelques piézomètres ou forages. Dans des aquifères aussi hétérogènes, où les variations des hauteurs de la nappe sont aussi grandes, la compréhension (même approximative) du comportement dynamique doit primer sur la reconstitution "photographique".

La deuxième difficulté principale concerne l'imposition des alimentations "distribuées" (infiltration) en fonction des éléments utilisés pour la simulation des régions peu perméables. En effet, ces dernières sont, généralement, simulées par l'assemblage d'un petit nombre d'éléments bidimensionnels (4 ou 5 en principe), cet assemblage étant entouré, en partie ou entièrement, par des segments à forte transmissivité simulant le réseau karstique. Inévitablement, un certain nombre de noeuds des éléments à faible transmissivité se situera aussi sur le réseau karstique et un débit proportionnel à la surface d'influence de ces noeuds sera "injecté" directement dans le réseau très perméable où il pourra transiter rapidement vers l'exutoire. Or, ce débit qui entre directement dans le réseau n'influence pour ainsi dire pas le niveau de la nappe dans les blocs et nous avons là une source d'erreur de plus pour fausser les hauteurs de nappe simulées. Le pourcentage de cette alimentation "directe" dans le réseau peut être très élevé pour certains assemblages comme l'indique la figure 6.

Cette "difficulté" dans l'imposition des alimentations distribuées n'est, au fond, pas si négative que cela, car elle nous amène à poser une question très importante: est-ce qu'il est si faux d'admettre qu'un certain pourcentage des infiltrations arrive directement ou très rapidement dans le réseau karstique? Certainement pas! Au contraire, les théories génétiques sur le développement du karst, l'étude de l'hydrogramme des sources karstiques et, précisément, la simulation de la réaction des sources karstiques (KIRALY et MDREL, 1976a et 1976b) semblent indiquer qu'une partie importante de l'alimentation de la zone saturée arrive directement dans le réseau très perméable, c'est-à-dire une partie importante (plus de 20 %) des infiltrations doit être imposée directement aux noeuds du réseau. Nous pouvons donc utiliser le modèle à réseau karstique sans faire trop d'erreurs à condition de pouvoir contrôler, dans une certaine mesure, le pourcentage des infiltrations arrivant directement dans le réseau. Avec un assemblage de 5 éléments par "bloc" peu perméable c'est presque toujours possible (voir figure 6)

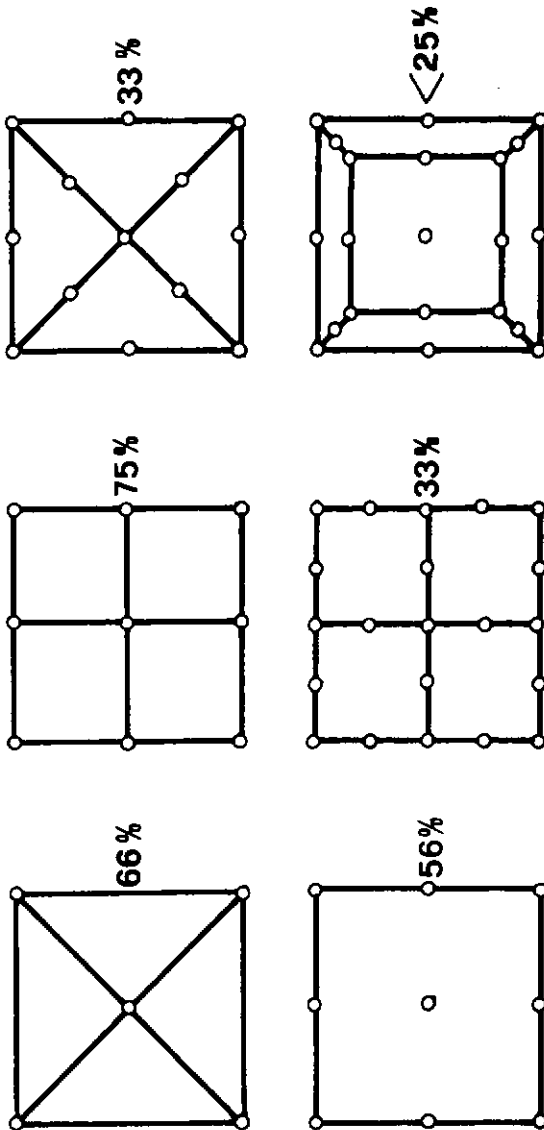


Fig. 6 Pourcentage de l'alimentation distribuée arrivant directement dans le réseau karstique.

Regardons maintenant si toutes ces difficultés et approximations permettent encore de donner un sens à la notion de système d'écoulement dans un aquifère karstique.

5.5. Les systèmes d'écoulement dans les aquifères sans réseau karstique

Sur la base de la figure 1 et de la définition du chapitre III, la notion du système d'écoulement est facilement compréhensible, du moins dans un profil bidimensionnel.

A chaque exutoire, principal ou secondaire, ponctuel ou curviligne, appartient un ou plusieurs systèmes d'écoulement, chaque système d'écoulement ayant sa propre région alimentaire bien définie. Des régions alimentaires voisines peuvent appartenir à des systèmes d'écoulement différents, donc, les eaux s'infiltrant en des endroits rapprochés peuvent aboutir à des exutoires très éloignés les uns des autres (voir figure 1).

D'après TOTH (1962), un système d'écoulement dont la région d'exutoire et la région alimentaire sont adjacentes est un système local. Si la région d'exutoire est séparée de la région alimentaire par un ou plusieurs systèmes locaux, c'est-à-dire les lignes d'écoulement passent au-dessous des systèmes locaux, on parle de système intermédiaire ou de système régional. La figure 1 montre bien que le sens de l'écoulement peut être différent dans le système régional et dans les systèmes locaux superposés. On comprend intuitivement que la température, le chimisme et le temps de séjour (âge, renouvellement) des eaux peuvent varier beaucoup suivant la position du point de mesure dans l'aquifère structuré en systèmes d'écoulement locaux ou régionaux. Les eaux aboutissant à un exutoire donné sont des mélanges provenant, souvent, de plusieurs systèmes d'écoulement et suivant l'importance relative des débits fournis par les systèmes la "composition" des eaux peut varier passablement.

Il faut souligner que les limites entre les systèmes d'écoulement sont des limites "hydrauliques" qui passent par

quelques points singuliers où ni le gradient ni la vitesse ne sont définis. La position de ces limites est influencée aussi bien par les conditions imposées au système que par le champ des propriétés physiques de l'aquifère. Etant donné que les conditions imposées, en particulier l'alimentation, varient dans le temps, la position des frontières et l'extension des systèmes d'écoulement changent aussi dans le temps, "oscillent" autour d'une position "moyenne". Les fluctuations peuvent être particulièrement importantes pour les systèmes locaux tandis que les limites latérales des systèmes régionaux, déterminées par les exutoires principaux et par les lignes de partage des eaux souterraines majeures, sont relativement stables (HUBBERT, 1940). Les limites latérales des systèmes régionaux, formées d'un "rideau" de lignes de courant subverticales, peuvent être considérées comme des "surfaces imperméables" et nous les utilisons pour la délimitation latérale des "bassins hydrogéologiques" (UHG-5) en l'absence de couches géologiques "étanches". Ainsi, une région où l'on connaît les exutoires principaux et les lignes de partage des eaux souterraines majeures (souvent déductibles de la géomorphologie) forme un cadre idéal et "naturel" pour la mise en modèle des aquifères.

L'influence de l'allure de la surface de la nappe et l'influence de la géométrie du bassin hydrogéologique sur les systèmes d'écoulement d'un aquifère "homogène" sont décrites en détail par TOTH (1963). Parmi ses nombreuses conclusions, il faut mentionner l'augmentation de la profondeur des systèmes locaux avec la différence d'altitude entre la région alimentaire et l'exutoire des systèmes, ainsi que la disparition du système régional avec la diminution de l'épaisseur de l'aquifère. L'influence de l'hétérogénéité et de l'anisotropie de la perméabilité sur la forme et l'extension des systèmes d'écoulement est illustrée par les modèles de FREEZE et WITHERSPOON (1966, 1967, 1968) et par ceux de KIRALY (1970, 1971). Etant donné que la structure d'un champ de perméabilités hétérogène peut être très variée, il est difficile de tirer des conclusions générales: chaque bassin hydrogéologique "hétérogène"

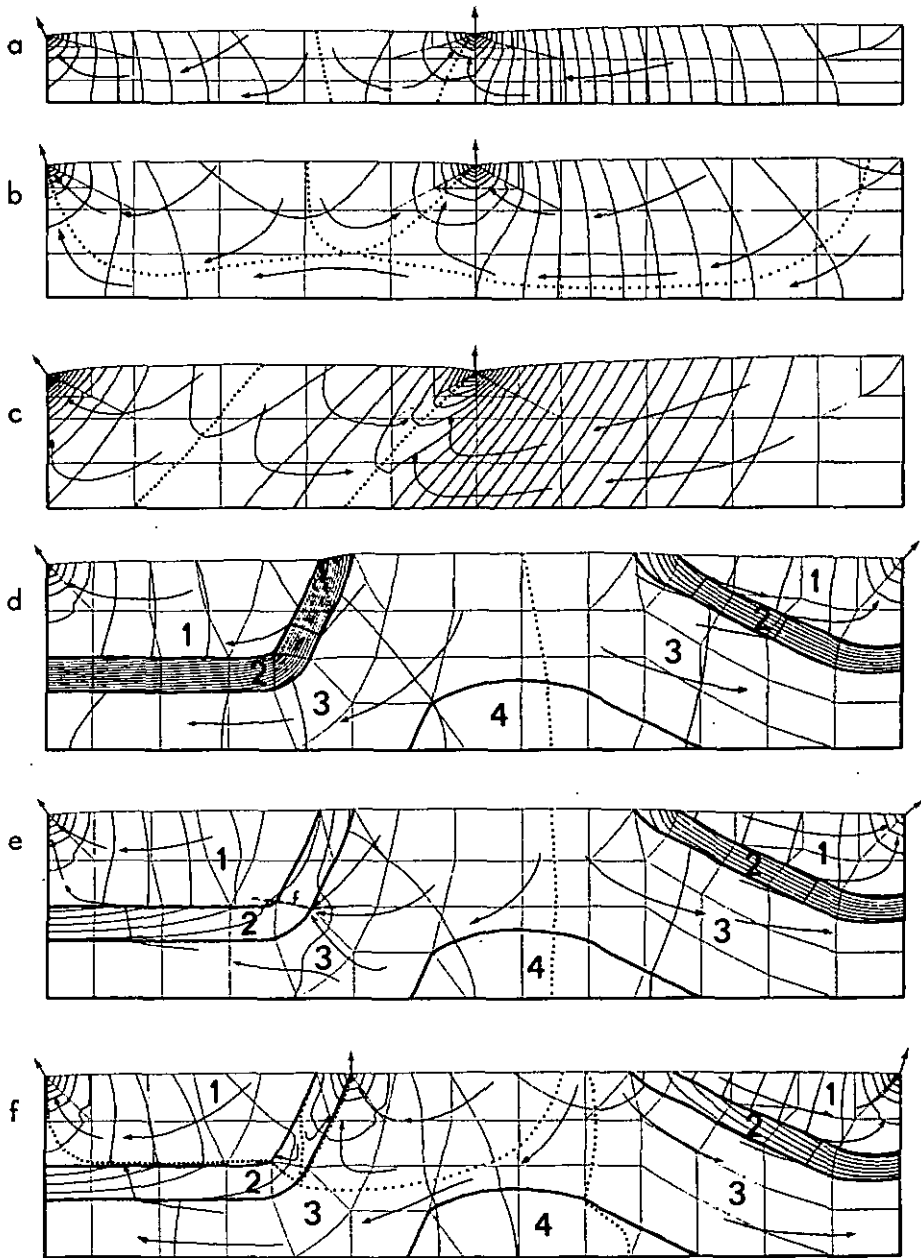


Fig. 7 (a,b,c,d,e,f) Equipotentielles (—) et systèmes d'écoulement (...*) en nappes libres sans réseau korstique (coupes verticales).

est un cas particulier. Si les séries "perméables" et les séries "peu perméables" sont continues et sont disposées selon la structure géologique, l'intérêt principal de la détermination des systèmes d'écoulement réside dans la représentation des communications entre les parties libres et les parties captives de la zone saturée (communications entre les "nappes superposées" à travers les "séries peu perméables").

Les figures 7 a, b, c, d, e, f montrent, à titre d'exemple et en coupes verticales, la disposition des systèmes d'écoulement dans quelques nappes libres théoriques. Les régions d'écoulement, longues de 2 km, sont subdivisées en éléments isoparamétriques quadratiques bidimensionnels, représentés sur chaque figure. Les conditions imposées sont simples: les limites inférieures et latérales des aquifères sont imperméables, les surfaces libres reçoivent une alimentation moyenne de $3,2 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s} \cdot \text{m}^2$ (environ 1'000 mm d'infiltration par an). Les potentiels sont imposés aux exutoires marqués sur chaque dessin. Le modèle mathématique (programme FLOW 1 du Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel) permet de calculer la position de la surface libre, le champ des potentiels à l'intérieur de la nappe et les débits aux exutoires pour un champ de perméabilités donné. Sur la base de ces résultats, la séparation des systèmes d'écoulement se fait assez facilement.

Les figures 7 a et b montrent l'influence de l'épaisseur de la nappe (150 m et 300 m) sur les systèmes d'écoulement dans un aquifère à perméabilité homogène et isotrope de $5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$: on remarque l'apparition d'un "faible" système régional avec l'augmentation de l'épaisseur de la nappe. Il est à souligner que ce système régional occupera une place de plus en plus importante si l'on diminue l'alimentation de la surface libre: en effet, la pente générale de la surface libre et la profondeur des systèmes locaux diminuent dans ce cas.

La figure 7 c illustre l'influence de l'anisotropie du milieu sur les systèmes d'écoulement. Les conditions imposées sont les mêmes que pour la figure 7 b, mais la perméabilité

(homogène) est anisotrope: $K_1 = 9 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$; $K_2 = 1 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ et la perméabilité principale K_1 fait un angle de 45° avec l'axe +X. Les lignes d'écoulement ne sont, généralement, pas perpendiculaires aux équipotentielles et le système régional n'existe plus, malgré la grande épaisseur de la nappe.

Les figures 7 d, e, f montrent la situation dans un aquifère à perméabilité hétérogène: la perméabilité des séries 1 et 3 est de 10^{-5} m/s tandis que la perméabilité des couches 2 et 4 est de 10^{-7} m/s . L'alimentation de la surface libre reste $3,2 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{m}^2$ et l'épaisseur de la nappe est de 400 m environ. Sur la figure 7 d, les deux exutoires se situent dans la série 1 et la "nappe" de la série 3 devient fortement captive partout où elle est recouverte de la couche peu perméable 2. Sur la figure 7 e, la couche peu perméable 2 est traversée par une faille (f) ayant pour effet une forte diminution des potentiels dans la "nappe" 3. Dans les deux cas (figures 7d, e), la limite des systèmes d'écoulement se situe dans la région axiale de l'anticlinal. La figure 7 f montre l'effet d'un troisième exutoire à la limite des séries 2 et 3: trois systèmes locaux et un système régional faiblement développé apparaissent dans la nappe, avec une diminution des pertes de charge à travers la couche peu perméable. Soulignons que dans les trois cas, l'aquifère supérieur 1 est alimenté aussi par l'aquifère inférieur 3.

Il apparaît, donc, clairement que dans un aquifère sans réseau de drainage organisé (sans réseau karstique), les systèmes d'écoulement peuvent être délimités de façon univoque à l'aide des modèles de simulation.

5.6. Les systèmes d'écoulement dans les aquifères karstiques

Une première série de modèles illustre la situation en coupes verticales à travers des nappes karstiques théoriques à surface libre (figures 8, 9 et 10). Dans chaque modèle, les

limites inférieures et latérales de la région d'écoulement sont imperméables et la surface libre de la nappe est alimentée par un débit moyen de $3,2 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s m}^2$. Il s'agit, au fond, de coupes transversales dans un "synclinal" karstique large de 2 km environ. Chaque coupe est perpendiculaire aux branches principales du réseau très perméable et ces dernières apparaissent dans le modèle comme des "exutoires souterrains" ponctuels à potentiel imposé. La perméabilité du milieu fissuré entourant les branches du réseau karstique est de $5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$. Le programme FLOW 1 calcule, pour chaque variante, la position de la surface libre, la distribution des potentiels dans l'aquifère et les débits qui arrivent dans le réseau karstique (par unité de longueur).

Sur les figures 8 a, b, c, la nappe est "drainée" par trois chenaux perpendiculaires au plan du dessin. A chaque branche du réseau appartient un système d'écoulement et les figures montrent l'influence de l'épaisseur de la nappe sur les limites de ces systèmes locaux. Il faut noter les faibles gradients (donc, les faibles vitesses) dans la partie centrale de l'aquifère, "protégée" par les drains latéraux.

Les figures 9 a, b, c montrent la distribution des potentiels en fonction de l'épaisseur de la nappe dans un aquifère drainé par deux chenaux parallèles. Si les potentiels sont à peu près les mêmes dans les deux branches du réseau, la limite des systèmes locaux est subverticale. Sur la figure 9 d, le système d'écoulement du chenal B devient moins étendu car le potentiel en B est de 5 m supérieur au potentiel imposé en A. Si, tout en gardant la même différence de potentiel de 5 m entre les branches A et B, on diminue l'alimentation de la surface libre, l'extension du système local de la branche B devient presque négligeable (voir figure 9 e). En comparant les figures 9 b, 9 d et 9 e, on imagine facilement les fluctuations possibles de la limite des systèmes d'écoulement dans le temps et un volume de l'aquifère qui se situe entre les deux branches du réseau pourrait appartenir alternativement à l'un ou à l'autre des systèmes locaux suivant la fluctuation

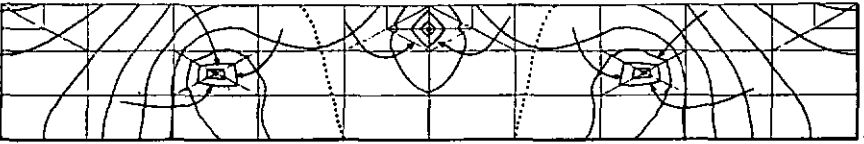
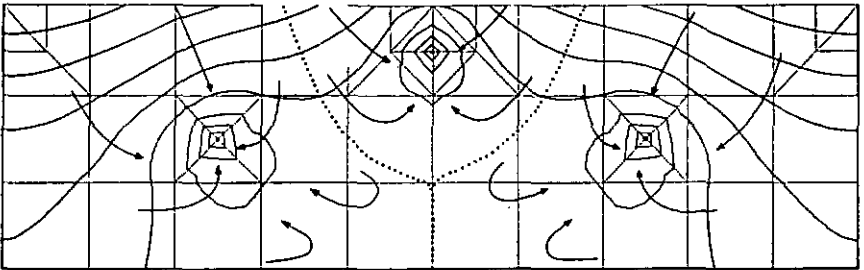
a**b****c**

Fig. 8 (a,b,c) : Equipotentielles (—) et systèmes d'écoulement (·····) en nappes libres karstiques (coupes verticales).

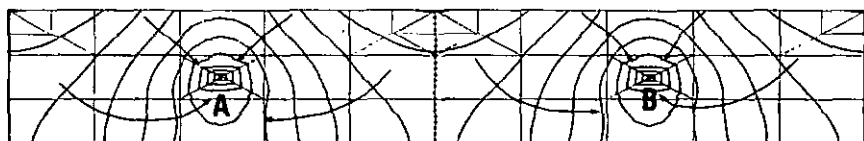
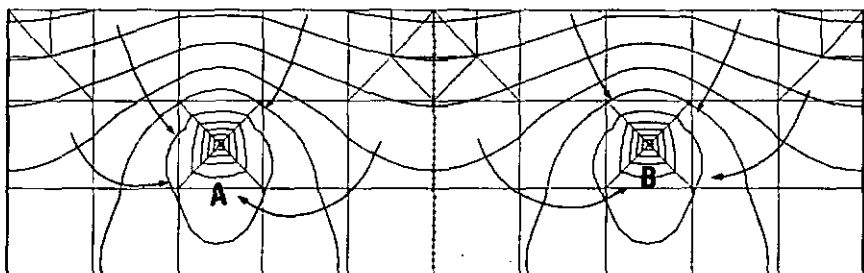
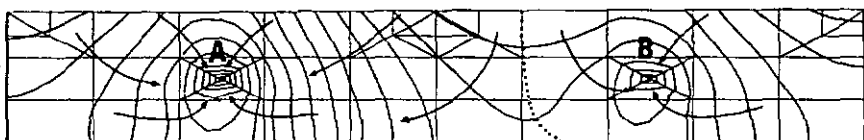
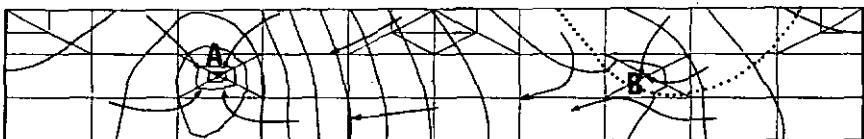
a**b****c****d****e**

Fig. 9 (a,b,c,d,e) : Equipotentielles (—) et systèmes d'écoulement (---) en nappes libres karstiques (coupes verticales)

de leur limite. Si les chenaux aboutissent à des exutoires superficiels distincts, les fluctuations des systèmes locaux se traduisent par des variations plus ou moins rapides du débit et de la composition chimique de l'eau des sources.

La figure 10 a montra l'effet d'une zone verticale très perméable sur la distribution des potentiels dans une nappe libre, épaisse de 150 m environ. En remplaçant cette zone verticale par trois chenaux karstiques superposés, on ne modifie pas de façon radicale la configuration des équipotentiellles (voir figure 10 b) : elles restent subverticales dans la plus grande partie de l'aquifère. Les figures 10 c et 10 d montrent l'influence de l'épaisseur de la nappe sur la distribution des potentiels et sur la limite des systèmes locaux qui se forment autour de chaque branche du réseau karstique.

Les quelques modèles que nous venons de présenter, bien que théoriques et extrêmement simplifiés, laissent déjà entrevoir certaines modifications que l'on devrait apporter à la notion de "système d'écoulement" en milieu karstique :

- Les "systèmes locaux" se développent dans la roche fissurée relativement peu perméable, autour de chaque branche du réseau karstique organisé, exactement de la même façon que les systèmes locaux de TOH se développent autour de chaque branche du réseau hydrographique superficiel dans les terrains non karstiques. Le réseau karstique organisé et à forte conductivité hydraulique joue donc le rôle des zones d'exutoires par rapport aux volumes de roche peu perméables!

- Les zones d'exutoires des systèmes locaux (c'est-à-dire les branches du réseau karstique) sont souterraines (donc, difficilement localisables), de géométrie très compliquée (jonctions ou subdivisions des segments du réseau) et les variations du potentiel y sont, souvent, très importantes (plusieurs dizaines de mètres). Autrement dit, dans un aquifère karstique, il y aura beaucoup de petits systèmes locaux, de forme et de dimension très variables, branchés sur le réseau principal organisé, mais qu'il sera impossible de simuler en détail sans la connaissance exacte du réseau karstique.

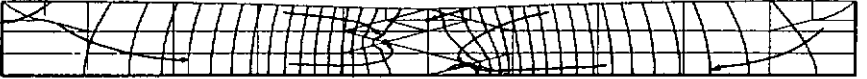
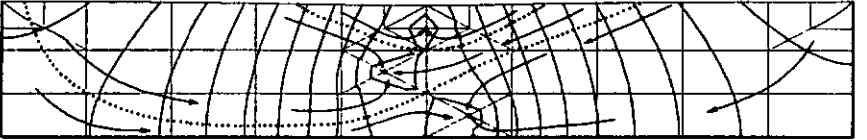
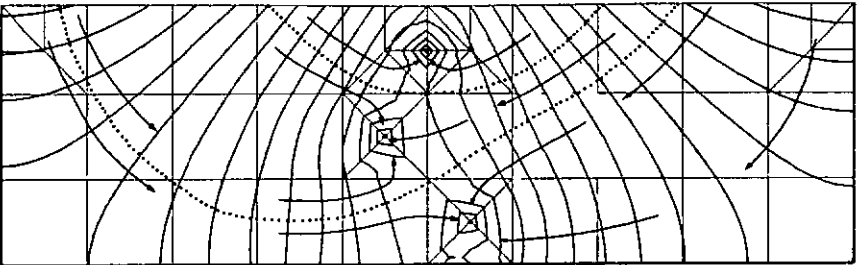
a**b****c****d**

Fig. 10 (a,b,c,d) : Equipotentiellens (—) et systèmes d'écoulement (·····) en nappes libres karstiques (coupes verticales).

- Les sources ou les résurgences sont les exutoires "ponctuels" et superficiels du réseau karstique organisé et elles représentent les "vrais" exutoires ou exutoires principaux de l'aquifère karstique. C'est ici qu'apparaît la principale différence entre un aquifère karstique et un aquifère non karstique. Dans ce dernier, l'exutoire principal est alimenté par un système local voisin et par un système régional plus ou moins développé (voir figures 1 et 7). Dans le cas de l'aquifère karstique, l'exutoire est alimenté par un "chapelet" de systèmes locaux branchés sur le réseau aboutissant à la source et la réaction de la source karstique sera déterminée par les réactions intégrées de tous les systèmes locaux (voir aussi figures 11 b, c, d, e). Une source karstique ponctuelle n'a pas de système local ou de système régional au sens habituel du terme, car aucune ligne de courant n'arrive directement à la source : partant des régions alimentaires, les lignes de courant aboutissent d'abord au réseau karstique (dont les branches représentent les exutoires "locaux") et, à l'intérieur du réseau karstique, la séparation des lignes de courant n'a, évidemment, pas de sens. La détermination des systèmes d'écoulement, au sens habituel du terme, n'est possible que là où l'on peut partitionner les lignes de courant, c'est-à-dire entre les régions alimentaires et le réseau karstique (systèmes locaux). Quand nous parlerons du "système d'écoulement d'une source karstique", nous donnerons à ce terme le sens suivant : région d'influence de la source, "Einzugsgebiet" de la source, portion du réseau karstique qui est drainée par la source, l'ensemble des "chapelets de systèmes locaux" ou l'ensemble des "chaînes de systèmes locaux" aboutissant à la source.

Si un aquifère karstique a plusieurs exutoires principaux (sources), à chaque exutoire devrait appartenir une région d'influence, une portion du réseau karstique plus ou moins connexe, un ensemble de "chaînes de systèmes locaux". Examinons, à l'aide de quelques modèles simples, s'il est possible de déterminer les "systèmes d'écoulements" des sources karstiques de manière univoque.

La figure 11 a représente la surface de la nappe dans un aquifère bidimensionnel horizontal à perméabilité homogène et d'épaisseur constante (150 m) pour une alimentation de $3,2 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{m}^2$. La région d'influence de chacun des deux exutoires "ponctuels" est déterminée de façon univoque.

La figure 11 b représente la situation dans un aquifère karstique horizontal, de perméabilité $K = 5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$, d'épaisseur $e = 150 \text{ m}$, alimenté par une infiltration moyenne de $3,2 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{m}^2$ et drainé par un réseau karstique connexe de maille kilométrique. Le sens des écoulements est indiqué par des flèches aussi bien dans le réseau karstique que dans les "blocs" peu perméables. L'aquifère a deux exutoires principaux et la figure 11 b montre clairement que la région d'influence des sources karstiques ne peut pas être déterminée, dans une telle situation, de façon univoque : en effet, en injectant du colorant en un point quelconque des régions marquées en pointillés, toutes les deux sources seront colorées. Cela provient du fait que deux des points d'intersection des branches du réseau sont des points de diffluence, donc les eaux drainées par les segments du réseau situés en amont des diffluences peuvent aboutir indifféremment à l'un ou à l'autre des exutoires, après s'être "mêlées" dans le réseau karstique. La situation est encore plus compliquée en régime transitoire, car les points de diffluence peuvent se déplacer en fonction de l'alimentation et en fonction de l'évolution des potentiels dans le réseau principal.

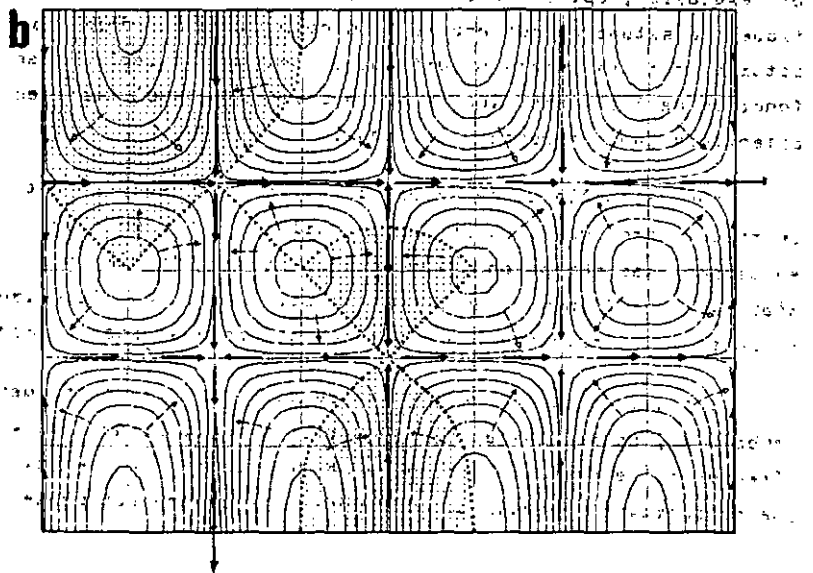
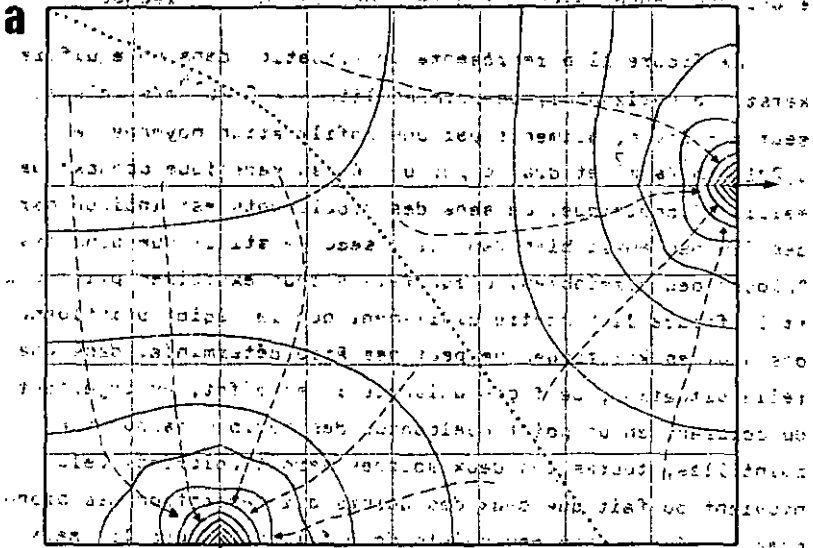
Dans le modèle de la figure 11 c, nous avons introduit un réseau karstique plus dense, de maille $x = 0,5 \text{ km}$, tout en gardant les mêmes conditions aux limites et le même perméabilité des "blocs". Les points de diffluence se multiplient et la région d'alimentation "commune" aux deux sources augmente.

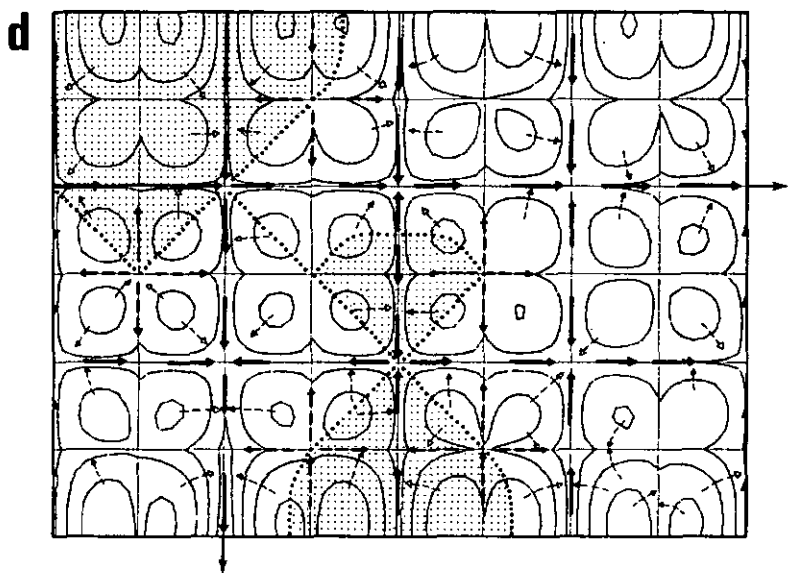
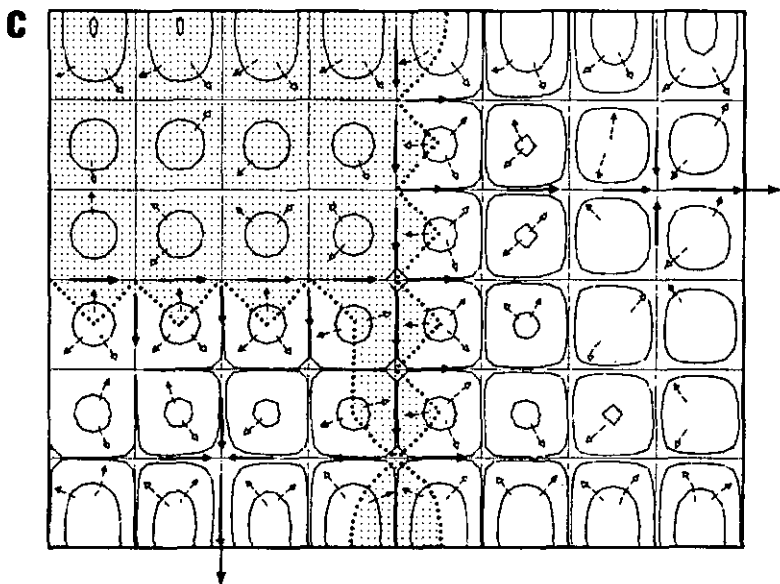
La figure 11 d montre l'effet de deux réseaux karstiques "emboîtés", de mailles et de conductivités hydrauliques différentes : le réseau principal a une maille de $x = 1 \text{ km}$ et une conductivité hydraulique 100 fois plus grande que celle

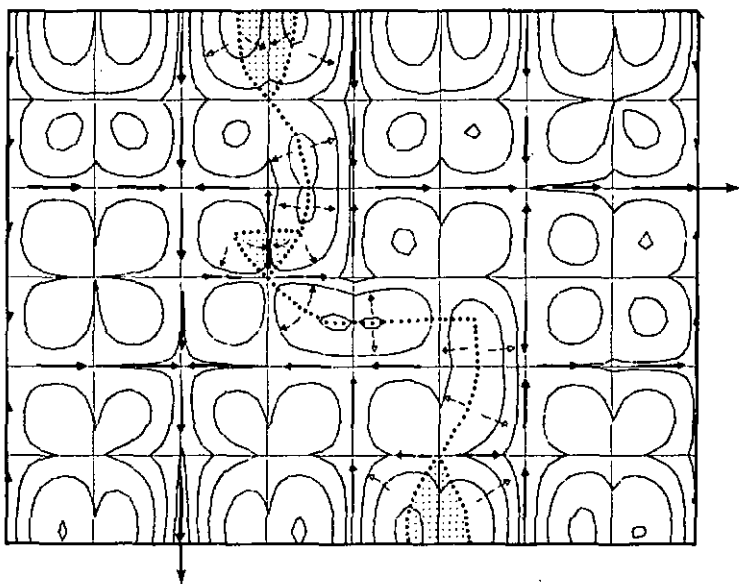
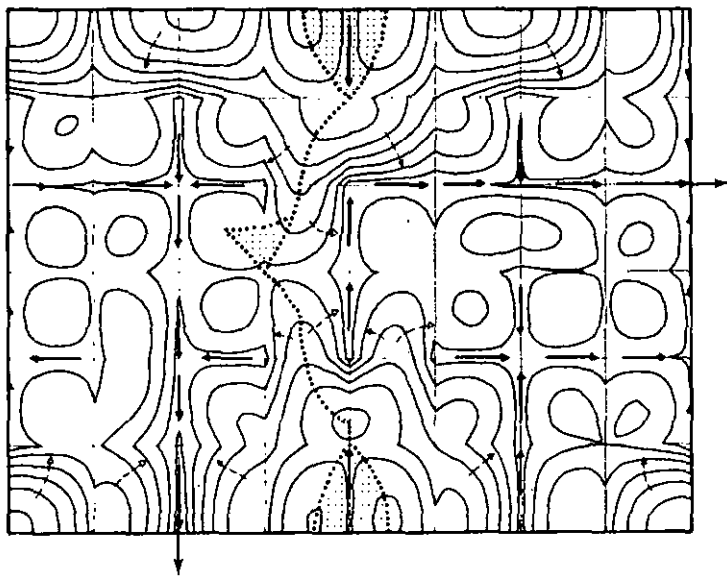
Fig. 11 : Equipotentielles (—) et systèmes d'écoulement (---) dans des nappes "bidimensionnelles" horizontales, sans réseau karstique (a)

et avec réseau karstique (b,c,d,e,f). En pointillés : systèmes karstiques

diffluents.





e**f**

du réseau secondaire, de maille $x = 0,5$ km. La répartition des régions "communes" est conditionnée surtout par le réseau principal.

Dans le modèle de la figure 11 e, nous gardons les deux réseaux emboîtés mais, cette fois, le réseau principal est discontinu : chaque exutoire possède son propre réseau principal. Les régions "communes", beaucoup plus petites que précédemment, sont déterminées par les points de diffluence du réseau secondaire.

Enfin, dans le modèle de la figure 11 f, on diminue encore la connexité des réseaux principaux : certains segments à forte conductivité hydraulique restent isolés dans un milieu moins perméable. La surface de la nappe devient plus irrégulière et les régions "communes" sont légèrement déplacées par rapport au modèle précédent.

Conclusions

Les quelques modèles présentés montrent clairement qu'une source karstique ne possède pas de "système d'écoulement" au sens habituel de ce terme : elle est l'exutoire "ponctuel" d'un ensemble de "chaînes de systèmes locaux" (figure 11 b), cet ensemble étant structuré par le réseau karstique qui représente les zones d'exutoire souterraines pour les systèmes locaux. La structure des écoulements est, par conséquent, beaucoup plus complexe dans un aquifère karstique que dans un aquifère sans réseau de drainage organisé. Toutefois, dans des aquifères plus complexes nous pouvons définir des "unités" plus complexes, les "systèmes d'écoulement karstiques" : un système d'écoulement karstique ou système karstique est un ensemble de systèmes locaux reliés par le réseau très perméable de telle façon que les eaux souterraines des systèmes locaux aboutiront soit à une même source unique (système karstique simple ou confluent), soit à un même groupe de plusieurs sources (système karstique diffluent).

Les systèmes karstiques diffluent se situeront toujours "en amont" des systèmes simples ou confluents. La région alimentaire d'un système confluent alimente une seule source (c'est le terme "Einzugsgebiet" qui convient), tandis que la région alimentaire d'un système diffluent alimentera toujours plusieurs sources à la fois (dans ce cas seul le terme "Abflussgebiet" peut avoir un sens, voir aussi ZOTL, 1961). Théoriquement nous pouvons donc toujours partitionner la région alimentaire globale en "Einzugsgebiete" et en "Abflussgebiete" et nous pouvons toujours partitionner l'aquifère en systèmes karstiques confluents et en systèmes karstiques diffluent.

Si les systèmes locaux sont des classes d'équivalence dans l'ensemble des lignes de courant, c'est-à-dire qu'ils sont des UHG-1, alors les systèmes karstiques seront des classes d'équivalence dans l'ensemble des systèmes locaux (dans l'ensemble des UHG-1) et formeront des "unités" ayant un "ordre de grandeur" supérieur à celui des systèmes d'écoulement hydrodynamiques définis par J. TOTL. Il s'agit, en fait, d'une classification emboîtée selon la définition du paragraphe 2.1. (pages 92 et 93) : un premier ensemble-quotient est formé par les UHG-1 (c'est-à-dire par des ensembles de lignes de courant) et un second ensemble-quotient est formé par les systèmes karstiques (c'est-à-dire par des ensembles de UHG-1). Cela signifie que les systèmes d'écoulement hydrodynamiques (UHG-1) et les systèmes karstiques sont définis à des niveaux différents et la présence des uns n'exclut pas la présence des autres, bien au contraire, dans un aquifère karstique.

CHAPITRE VI

LE CHAMP DES CARACTÈRES PHYSIQUES DANS LES AQUIFÈRES KARSTIQUES

6.1. Introduction

Ce chapitre est consacré aux problèmes liés à la détermination des caractères physiques dans les aquifères karstiques, en particulier à la détermination indirecte du champ des perméabilités. Ainsi qu'il a été, déjà, souligné dans les chapitres précédents, on peut schématiser la distribution des perméabilités dans le karst comme le résultat de la superposition d'un champ "continu" de faibles perméabilités et d'un réseau "discontinu" très perméable. La détermination du champ des perméabilités pourrait être divisée, par conséquent, en deux problèmes distincts qu'il s'agirait d'aborder à des échelles différentes et avec des méthodes assez dissemblables:

- a) Estimation du champ des "faibles perméabilités" dont la partition en classes d'équivalence donnera les UHG - 2.1 et qui sera découpé, par la superposition du réseau karstique, en "blocs peu perméables". Les volumes à faibles perméabilités occupent presque la totalité de l'aquifère.
- b) Estimation de la structure (densité, degré d'organisation) du réseau karstique "très perméable" qui formera les UHG - 2.2 et qui sera superposé au champ "continu" des faibles perméabilités. Le réseau occupe une petite partie seulement du volume total de l'aquifère.

Pour l'estimation du champ des faibles perméabilités on peut utiliser les méthodes habituellement employées dans les aquifères à perméabilités d'interstices: essais de pompage pour la détermination directe et "ponctuelle" des valeurs et, si les forages ne sont pas très éloignés les uns des autres, interpolation statistique entre les valeurs ponctuelles (moyennes pondérées,

krigeage, régressions, etc). Il faut souligner cependant qu'à l'exception de certaines régions "privilégiées" (régions minières, sites de barrages, aquifères calcaires exploités pour les grandes villes), ou bien on ne possède pas de mesures de perméabilité dans les calcaires, ou bien la densité des mesures ponctuelles est tellement faible que l'interpolation purement statistique est à peu près inutilisable. Par conséquent nous cherchons, dans ce chapitre, à préciser les relations représentées symboliquement dans la partie droite du schéma général de la figure 3 et, en particulier, nous examinons si les relations analysées sont, oui ou non, utilisables comme fonctions d'interpolation pour l'estimation indirecte du champ des perméabilités. Nous analysons, plus spécialement, deux groupes de relations:

a) Les relations entre perméabilité et certaines variables caractérisant la distribution des vides (principalement l'orientation, la fréquence, l'ouverture et l'extension latérale des fractures).

b) Les relations qui montrent l'influence des écoulements et des facteurs géologiques (lithologie, structure, etc) sur l'orientation, la fréquence et, surtout, l'ouverture des fractures.

Il faut souligner tout de suite que les relations du premier groupe (a) sont des relations quantitatives (SNOW, 1969; KIRALY, 1969), donc la connaissance de certains paramètres de la fissuration permet de calculer la valeur du tenseur de perméabilité dans le milieu anisotrope des roches fracturées. Dans le second groupe nous trouvons des relations "géologiques" par excellence et si nos collègues géologues pouvaient les transformer en relations quantitatives, ils rendraient un signalé service aux hydrogéologues du karst. Il est, par conséquent, compréhensible que dans le présent chapitre nous nous intéressons tout particulièrement à ces deux groupes de relations et nous laissons de côté le problème de la détermination "directe" des perméabilités par des essais de pompage, sujet traité dans d'excellents ouvrages spécialisés (voir, par exemple: KRUSEMAN et DE RIDDEN,

6.2. Distribution des valeurs mesurées. Effet d'échelle.

Les publications sur la distribution des valeurs de perméabilité dans les calcaires sont, malheureusement, très rares et le plus souvent on ne trouve que des valeurs moyennes, sans indications de la dispersion des mesures et sans renseignement sur le plan d'échantillonnage.

Tout d'abord, les perméabilités peuvent être déterminées en laboratoire, sur des échantillons prélevés dans les forages. Le volume intéressé par l'essai étant très faible (de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} m³), la probabilité de trouver de grandes perméabilités est, évidemment, minime. Ces essais ne sont, toutefois, pas dépourvus d'intérêt car les macrofissures étant absentes, on ne mesure que la perméabilité "primaire" (perméabilité d'interstices, de microfissures) et la comparaison avec des valeurs obtenues sur le terrain montrera la contribution des fissures plus ou moins karstifiées à la perméabilité moyenne globale (effet d'échelle). Les valeurs de perméabilité obtenues en laboratoire sont généralement très faibles: elles varient entre 10^{-5} m/s et 10^{-10} m/s (voir par exemple NEWBERRY, 1968; MORRIS et JOHNSON, 1967), la grande majorité des valeurs étant inférieure à 10^{-7} m/s.

Les essais de pompage ou d'injection dans les puits ou dans les forages nous renseignent sur la perméabilité moyenne de volumes beaucoup plus importants (10^4 à 10^7 m³) où l'effet des macrofissures plus ou moins karstifiées doit être prépondérant. Etant donné que la grande majorité des forages ne recoupe pas le réseau karstique, les résultats des essais de pompage ou d'injection caractérisent surtout les blocs relativement peu perméables.

BORELLI et PAVLIN (1967) présentent la distribution de plusieurs centaines de valeurs de perméabilité (obtenues à partir d'essais d'injection dans des forages) de façon exemplaire, à l'aide de courbes de fréquence cumulatives. 80 à 95 % de toutes les valeurs, mesurées dans trois régions du karst yougoslave, se situent entre 10^{-6} m/s et $5 \cdot 10^{-5}$ m/s (les valeurs originelles sont données en unités Lugeon). La distribution des valeurs est

loq-normale en première approximation et la "queue de distribution" est dans la direction des grandes perméabilités indiquant par là que la probabilité de trouver des zones très perméables dans les forages est faible.

Dans sa thèse TRIPET (1971) donne les valeurs de perméabilité mesurées par essais d'injection (passes de 3 à 5 m) dans quelques forages du Jura neuchâtelois. Environ 80 % de toutes les valeurs sont inférieures à $2 \cdot 10^{-6}$ m/s et les plus grandes valeurs ne dépassent qu'à $5 \cdot 10^{-6}$ m/s. Les résultats obtenus par essais de pompage confirment l'ordre de grandeur des perméabilités. SIMEONI (1976) montre que les valeurs diminuent jusqu'à une profondeur de 150 m environ, mais ensuite la perméabilité moyenne reste statistiquement "constante" (la variance autour de la moyenne étant, toutefois, assez importante).

La variabilité spatiale de la perméabilité dans le sens latéral étant aussi un caractère important du champ K, nous présentons brièvement l'analyse de variance par "modèle emboîté" de 399 mesures de perméabilité effectuées dans 8 forages profonds, eux-mêmes répartis dans trois synclinaux du Jura neuchâtelois. Les forages étant éloignés de plusieurs kilomètres les uns des autres, le problème était de savoir à quel niveau se situait la plus grande hétérogénéité ou la plus grande variabilité des valeurs K: entre les valeurs moyennes des synclinaux, entre les valeurs moyennes des forages à l'intérieur des synclinaux ou entre les mesures individuelles à l'intérieur des forages ? Le tableau 1, calculé par SIMEONI (1977) donne les résultats de l'analyse de variance:

- la variabilité est maximale entre les moyennes des synclinaux ($\hat{\sigma}_A^2 = 75,8 \cdot 10^{-14}$), c'est-à-dire entre les bassins hydrogéologiques, ce qui semble démontrer le caractère régional du développement de la perméabilité (à l'échelle des "blocs")
- la variabilité est minimale entre les moyennes des forages ($\hat{\sigma}_B^2 = 10,3 \cdot 10^{-14}$) indiquant par là que les perméabilités moyennes des "blocs" varient relativement peu à l'intérieur d'un même bassin hydrogéologique

Tableau 1

Sources de variation	SC Somme des carrés	DL Degré de liberté	SC/DL	Nb effectif d'échantillons	Variances estimées
Entre Synclinaux	$18079,5 \cdot 10^{-14}$	2	$9039,7 \cdot 10^{-14}$	2.5	$\sigma_A^2 = 75,8 \cdot 10^{-14}$
Entre Forages	$2474,7 \cdot 10^{-14}$	5	$494,9 \cdot 10^{-14}$	45.1	$\sigma_B^2 = 10,32 \cdot 10^{-14}$
Entre Mesures	$11441,7 \cdot 10^{-14}$	391	$29,2 \cdot 10^{-14}$		$\sigma_C^2 = 29,26 \cdot 10^{-14}$
Total	$31995,9 \cdot 10^{-14}$	398			

- la variance des mesures à l'intérieur des forages ($\hat{\sigma}_c^2 = 29,3 \cdot 10^{-14}$) est presque trois fois plus grande que la variance entre les valeurs moyennes des forages, démontrant ainsi une hétérogénéité locale importante du champ des perméabilités.

Par conséquent, si les perméabilités moyennes des "blocs" sont relativement homogènes à l'intérieur des bassins, il semble qu'il y ait deux niveaux d'hétérogénéité importants dans le champ des "faibles perméabilités":

- a) Une hétérogénéité "locale" qui rend très difficile l'estimation statistique des valeurs "ponctuelles", car cette estimation se fera toujours avec une erreur considérable.
- b) Une hétérogénéité "régionale" qui peut entraîner d'importantes erreurs lorsqu'on veut extrapoler les perméabilités moyennes d'un bassin hydrogéologique à un autre.

Ces "conclusions" ne sont, évidemment, valables que pour les synclinaux et pour les forages étudiés, mais 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 par le passé.

La perméabilité moyenne peut être déterminée pour des volumes de terrains beaucoup plus grands (de l'ordre du km^3) que le volume de blocs peu perméables et à cette échelle l'effet du réseau karstique devient généralement prépondérant. Après avoir effectué un essai de pompage directement sur la source de Verdier (France), PALOC (1964) trouve une valeur de perméabilité de l'ordre de 10^{-1} m/s. MIJATOVIC (1970) calcule la transmissivité d'après les courbes de décrue de deux sources du Liban et trouve des valeurs de $T = 1$ à $4,7 \text{ m}^2/\text{s}$ correspondant à des perméabilités moyennes de l'ordre de 10^{-2} m/s. Dans ces exemples, les valeurs moyennes obtenues concernent l'ensemble de l'aquifère (réseau karstique + blocs peu perméables) dont la source est l'exutoire principal.

L'emploi des modèles pour la détermination de la perméabilité moyenne équivalente à l'échelle du bassin donne des résultats particulièrement intéressants. Par exemple, TRIPET (1971), en voulant simuler les écoulements dans le bassin karstique de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois) à l'aide d'un modèle électrique, avait dû utiliser des perméabilités équivalentes de l'ordre de 10^{-3} m/s alors que les essais de pompage dans les forages profonds donnaient des valeurs de $3 \cdot 10^{-7}$ m/s à $5 \cdot 10^{-7}$ m/s:

En comparant ces dernières valeurs avec les résultats obtenus dans les forages ou en laboratoire, l'effet d'échelle sur la perméabilité ne fait aucun doute. Cet effet d'échelle est dû, probablement, à l'existence d'un réseau karstique connexe, de densité et de volume très faibles, 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 d'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. La comparaison des valeurs moyennes devrait, toujours, être accompagnée d'une analyse de variance par modèle emboîté pour pouvoir décider à quel "niveau de l'échantillonnage" l'hétérogénéité spatiale du champ K est la plus grande: à l'intérieur des forages, entre les forages ou, éventuellement, entre les systèmes d'écoulement.

Les moyennes des valeurs empiriques citées dans ce paragraphe sont représentées d'une façon synthétique sur la figure 12 où la distinction entre "effet de pores", "effet de 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 valeurs autour des moyennes. En fait, de telles "courbes d'effet d'échelle" pourraient (ou devraient) être construites pour chaque aquifère karstique particulier et ces courbes pourraient servir de base à une classification hydrogéologique objective des bassins karstiques.

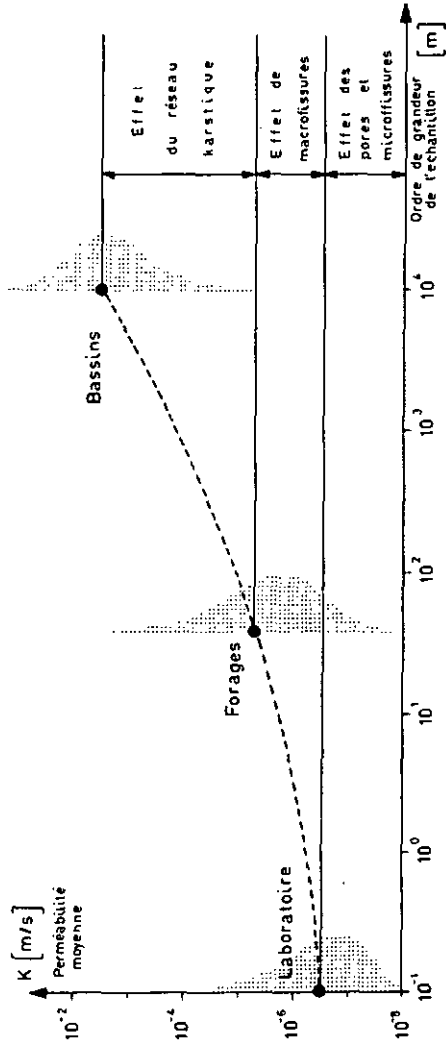


Fig. 12 Effet d'échelle sur la perméabilité dans le karst.

Dans les exemples cités on admet implicitement que la perméabilité est isotrope. Ce n'est certainement pas le cas dans la réalité, mais la détermination pratique du tenseur de perméabilité (9 valeurs, dont 6 indépendantes, en trois dimensions) est très difficile et les techniques ou méthodes existantes (PAPADOPOULOS, 1967; KRUSEMAN et DE RIDDEN, 1970; LOUIS, 1974) ne sont pas employées en routine par les hydrogéologues.

Les valeurs "mesurées" du coefficient d'emmagasinement S (défini, en principe, dans les nappes captives) et de la porosité efficace m_e (dans le cas des nappes libres) montrent une variation beaucoup moins grande que les valeurs de perméabilité. TRIPET (1971) donne, pour le synclinal de la Brévine (Jura neuchâtelois) un coefficient d'emmagasinement de 0,0035 à 0,004; BORELLI et PAVLIN (1967) indiquent pour la région de Busko Blato (Yougoslavie) une porosité efficace de 0,01 et PALOC (1964) trouve, pour le bassin de la source de Verdier (France), un coefficient d'emmagasinement de 0,038. Ces valeurs sont plus faibles que les valeurs de porosité totale obtenues en laboratoire (0,03 à 0,33) sur des petits échantillons.

6.3. La nature de la perméabilité anisotrope

Etant donné que dans les roches fissurées la conductivité hydraulique est généralement anisotrope il faut préciser, en quelques mots, la nature du tenseur de perméabilité.

En remplaçant le milieu poreux discontinu par un milieu continu fictif et en remplaçant la vitesse réelle du liquide dans les pores par le vecteur vitesse de filtration fictif \vec{q} , HUBBERT (1940, 1957) généralise la loi de Darcy en montrant qu'elle relie le champ des vecteurs gradients $\vec{\text{grad}}\Phi = \vec{J}$ au champ des vecteurs vitesses de filtration \vec{q} par l'intermédiaire d'un opérateur linéaire appelé conductivité hydraulique ou perméabilité. SCHEIDEGGER (1954, 1960) montre que dans les terrains anisotropes cet opérateur linéaire est un tenseur symétrique de

second ordre et les champs \vec{J} et \vec{q} sont reliés par l'intermédiaire du champ tensoriel des perméabilités. Dans ce cas les lignes d'écoulement ne sont, généralement, pas perpendiculaires aux lignes équipotentiellees.

Pour visualiser l'effet du tenseur de perméabilité nous prenons un cas bidimensionnel simple représenté sur la figure 13a. Sur cette figure les perméabilités principales $K_1 = 0,5$ et $K_2 = 2$ sont parallèles aux axes des coordonnées (x,y) et le tenseur $[K]$ prend la forme d'une matrice diagonale:

$$[K] = \begin{bmatrix} K_1 & 0 \\ 0 & K_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0,5 & 0 \\ 0 & 2 \end{bmatrix}$$

La figure 13a montre clairement que si l'extrémité du vecteur gradient \vec{J} décrit un cercle (de rayon unité dans notre cas), alors l'extrémité du vecteur vitesse de filtration $\vec{q} = [K] \cdot \vec{J}$ parcourt une ellipse, les deux axes de l'ellipse étant parallèles aux perméabilités principales. Si le gradient \vec{J} n'est pas parallèle à une des perméabilités principales, alors la direction de l'écoulement \vec{q} sera oblique aux équipotentielles.

Il faut souligner que les perméabilités directionnelles ne forment pas une ellipse et l'utilisation de l'expression "ellipse de perméabilités" peut induire en erreur. La définition même du terme "perméabilité directionnelle" n'est, malheureusement, pas univoque car il y a, au moins, deux définitions théoriques possibles (voir aussi SCHEIDEGGER, 1960). En effet, la perméabilité K_n dans une direction \vec{n} (\vec{n} est un vecteur unité) est le rapport entre la composante de \vec{q} dans la direction \vec{n} et la composante de \vec{J} dans la direction \vec{n} . Théoriquement deux cas extrêmes peuvent se présenter:

a) C'est le vecteur \vec{q} qui est parallèle à \vec{n} et nous devons projeter le gradient $\vec{J} = [K]^{-1} \cdot \vec{q}$ dans la direction de \vec{q} . Dans ce cas la perméabilité directionnelle K_q est calculée par

$$K_q = \frac{|\vec{q}|^2}{\vec{q} \cdot [K] \vec{q}} \quad \text{ou} \quad \frac{1}{K_q} = \vec{n} \cdot [K] \cdot \vec{n}$$

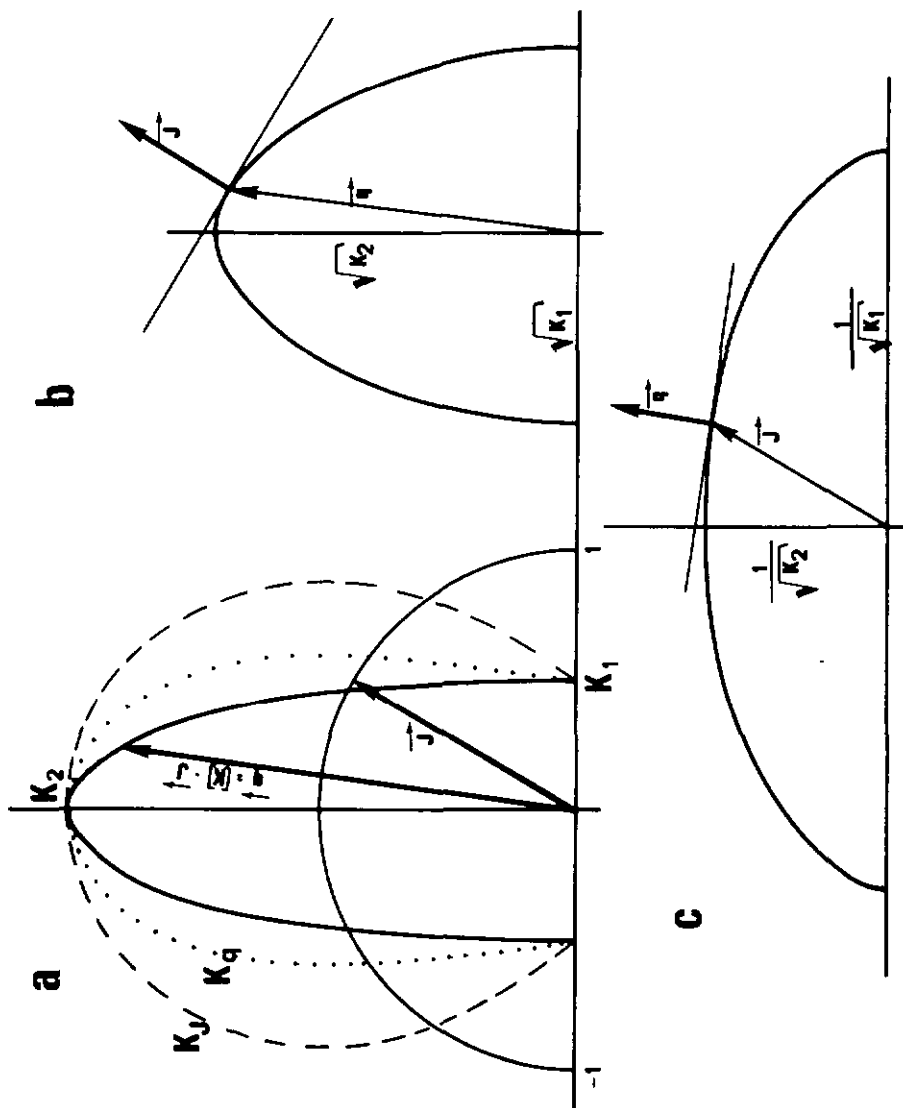


Fig. 13 Relations entre gradient (\vec{J}) et vecteur vitesse de filtration (\vec{q}) en milieu anisotrope.

et la figure 13a montre que les valeurs K_q ne forment pas une ellipse. Par contre, en reportant les valeurs $\sqrt{K_q}$ dans chaque direction on obtient une ellipse, de demi-axes $\sqrt{K1}$ et $\sqrt{K2}$. Cette ellipse (voir figure 13 b) correspond à l'équation

$$\vec{q} \cdot [K] \vec{q} = 1 \quad \text{ou} \quad \frac{q_x^2}{K1} + \frac{q_y^2}{K2} = 1$$

et peut être utilisée pour la détermination graphique de la direction de l'écoulement \vec{q} directement à partir des équipotentiels (KIRALY, 1970 et 1971). En effet, tout vecteur \vec{q} satisfaisant à l'équation ci-dessus a son extrémité (de coordonnées q_x , q_y) située sur l'ellipse et en ce point (q_x, q_y) le vecteur gradient $\vec{J} = [K]^{-1} \cdot \vec{q}$ est perpendiculaire à la tangente de l'ellipse. La figure 13 b indique la marche à suivre pour obtenir la direction de l'écoulement:

- on translate l'ellipse représentative jusqu'à ce que la ligne équipotentielle soit tangente à l'ellipse
- le rayon vecteur aboutissant au point de contact indique la direction (mais non la grandeur!) de \vec{q} .

b) Dans le second cas théorique, c'est le gradient qui est parallèle à \vec{n} et l'on doit projeter le vecteur vitesse $\vec{q} = [K] \cdot \vec{J}$ dans la direction de \vec{J} . La perméabilité directionnelle K_J se calcule par

$$K_J = \frac{\vec{J} [K] \vec{J}}{|\vec{J}|} \quad \text{ou} \quad K_J = \vec{n} [K] \vec{n}$$

et la figure 13 a montre que les valeurs K_J ne forment pas une ellipse, non plus. Par contre, en reportant les valeurs $1/\sqrt{K_J}$ dans chaque direction on obtient une ellipse, mais cette fois avec des demi-axes $1/\sqrt{K1}$ et $1/\sqrt{K2}$ (voir figure 13 c) Elle correspond à l'équation

$$\vec{J} [K] \vec{J} = 1 \quad \text{ou} \quad K1 \cdot J_x^2 + K2 \cdot J_y^2 = 1$$

et LIAKOPOULOS (1965) l'a utilisée pour déterminer graphiquement la direction d'écoulement à partir de la direction du gradient (voir figure 13c)

Dans le cas où les perméabilités principales ne sont pas parallèles aux axes (x, y) du système de référence, la matrice $[K]$ n'est plus diagonale, mais peut être calculée facilement si l'on connaît la valeur des perméabilités principales K_1 , K_2 et l'angle α que fait la direction de K_1 avec l'axe + x :

$$[K] = \begin{bmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix} \begin{bmatrix} K_1 & 0 \\ 0 & K_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} K_{XX} & K_{XY} \\ K_{YX} & K_{YY} \end{bmatrix}$$

$$\text{avec } K_{XX} = K_1 \cdot \cos^2 \alpha + K_2 \cdot \sin^2 \alpha$$

$$K_{XY} = K_{YX} = (K_1 - K_2) \sin \alpha \cdot \cos \alpha$$

$$K_{YY} = K_1 \cdot \sin^2 \alpha + K_2 \cdot \cos^2 \alpha$$

Si $K_1=K_2$ alors la perméabilité est, évidemment, isotrope.

Il arrive que l'on connaisse le tenseur de perméabilité

$$[K] = \begin{bmatrix} K_{XX} & K_{XY} \\ K_{YX} & K_{YY} \end{bmatrix}$$

dans une base (x,y) quelconque (calculé à partir de la fissuration, par exemple) et l'on aimerait connaître la grandeur et l'orientation des perméabilités principales K_1 , K_2 . Dans ce cas les valeurs propres de la matrice $[K]$ donnent la valeur des perméabilités principales et les vecteurs propres associés indiquent l'orientation des perméabilités principales (pour le calcul des valeurs propres et des vecteurs propres voir, par exemple, LIPSCHUTZ, 1968). Dans un cas tridimensionnel les opérations sont analogues (voir, par exemple, TEICHMANN, 1964).

6.4. Relations entre caractères physiques et fissuration

Sur la base des valeurs empiriques citées au paragraphe 6.2. nous admettons que la perméabilité d'interstices de la "matrice rocheuse" est négligeable par rapport à la perméabilité de fissures et de chenaux. Nous pouvons calculer le tenseur de perméabilité à partir de la fissuration (SNOW, 1969; KIRALY, 1969) si nous admettons certaines hypothèses simplificatrices qui remplacent le milieu fissuré réel par un milieu fissuré idéalisé:

- l'eau souterraine circule dans des fissures qui sont planes et continues à l'intérieur d'un "volume élémentaire représentatif" de l'aquifère
- la conductivité hydraulique est isotrope dans le plan des fissures
- la vitesse moyenne \vec{V}_m de l'écoulement varie linéairement avec la projection \vec{J}_p du vecteur gradient \vec{J} dans le plan de la fissure.

WITTKE et LOUIS (1968) ont confirmé que dans une seule fissure l'écoulement se fait dans la direction \vec{J}_p avec la vitesse moyenne

$$\vec{V}_m = \frac{g}{12\nu} \cdot d^2 \cdot \vec{J}_p \quad (9)$$

g = accélération due à la gravité ($9,81 \text{ m/s}^2$)

d = ouverture de la fissure (m)

ν = viscosité cinématique de l'eau ($10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)

\vec{J}_p = projection du gradient général \vec{J} dans le plan de la fissure ("sans dimension").

Si nous avons f fissures parallèles par mètre, la section d'écoulement effective par m^2 de surface perpendiculaire à \vec{J}_p est $f \cdot d$ et le vecteur vitesse de filtration fictif sera:

$$\vec{q} = f \cdot d \cdot \vec{V}_m = \frac{g}{12\nu} \cdot f \cdot d^3 \cdot \vec{J}_p$$

La figure 14 montre que la composante \vec{J}_p peut être exprimée en fonction du gradient général \vec{J} et de la normale \vec{n} des fissures parallèles (\vec{n} est un vecteur unité, de composantes n_1, n_2, n_3) :

$$\vec{J}_p = \vec{J} - (\vec{J} \cdot \vec{n}) \vec{n} = [I - \vec{n} \otimes \vec{n}] \cdot \vec{J}$$

où $[I]$ = matrice unité
 $\vec{n} \otimes \vec{n}$ = produit tensoriel de la normale par elle-même.

Plus explicitement:

$$[I - \vec{n} \otimes \vec{n}] = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} n_1^2 & n_1 n_2 & n_1 n_3 \\ n_2 n_1 & n_2^2 & n_2 n_3 \\ n_3 n_1 & n_3 n_2 & n_3^2 \end{bmatrix}$$

En substituant \vec{J}_p nous avons pour \vec{q} :

$$\vec{q} = [K] \vec{J} = \frac{g}{12 v} \cdot f \cdot d^3 \cdot [I - \vec{n} \otimes \vec{n}] \cdot \vec{J}$$

et le tenseur de perméabilité tridimensionnel devient, pour un système de fissures parallèles:

$$[K] = \frac{g}{12 v} \cdot f \cdot d^3 \cdot [I - \vec{n} \otimes \vec{n}] \quad (10)$$

Si nous avons N systèmes de fissures, le tenseur de perméabilité global se calcule par simple sommation des N matrices $[K]_i$:

$$[K] = \frac{g}{12 v} \cdot \sum_{i=1}^N f_i d_i^3 [I - \vec{n}_i \otimes \vec{n}_i] \quad (11)$$

f_i = fréquence moyenne du groupe i (fissures/m)

d_i = ouverture moyenne du groupe i (m)

\vec{n}_i = normale moyenne du groupe i ("sans dimensions")

Dans la plupart des cas on peut admettre que g et \mathbf{v} sont constantes, donc le tenseur de perméabilité ne dépend que des trois paramètres \vec{n} (orientations), f (fréquence) et d (ouverture) de la fissuration.

Parfois il est raisonnable de supposer que l'écoulement se fait surtout dans les intersections des fissures et dans les canaux plus ou moins karstifiés. Nous pouvons calculer le tenseur de perméabilité anisotrope pour un tel milieu (KIRALY, 1969) si nous admettons les hypothèses simplificatrices suivantes :

- l'écoulement se fait dans les intersections des fissures et dans les intersections des joints de stratification avec les fissures
- les intersections de deux systèmes de fissures forment un faisceau de tubes cylindriques et parallèles, de diamètre D
- les faisceaux d'intersections sont continus dans un volume élémentaire représentatif de l'aquifère
- la vitesse moyenne \vec{V}_m de l'écoulement varie linéairement avec la projection \vec{J}_p du vecteur gradient \vec{J} sur le faisceau d'intersections.

N groupes de fissures, de normales \vec{n}_i et de fréquences f_i , déterminent $M = N \cdot (N-1)/2$ faisceaux d'intersections et ces M faisceaux représentent un réseau tridimensionnel de "tubes" qui communiquent entre eux. L'orientation moyenne \vec{m}_k des faisceaux se calcule à l'aide des normales moyennes des fissures

$$\vec{m}_k = \frac{\vec{n}_i \wedge \vec{n}_j}{|\vec{n}_i \wedge \vec{n}_j|} \quad i < j \quad i = 1 \quad (N-1)$$

et la densité F_k des "tubes" dans un faisceau (nombre de tubes par m^2 de surface perpendiculaire à \vec{m}_k) est donnée par

$$F_k = f_i \cdot f_j \cdot |\vec{n}_i \wedge \vec{n}_j|$$

D'après l'équation de Hagen-Poiseuil (voir, par exemple, GILES, 1962; SCHEIDEGGER, 1960) la vitesse moyenne de l'écoulement dans un tube cylindrique de diamètre D est

$$\vec{V}_m = \frac{g}{32 \nu} \cdot D^2 \cdot \vec{J}_p \quad (12)$$

Puisque la projection \vec{J}_p du gradient général \vec{J} sur un faisceau de direction \vec{m} est

$$\vec{J}_p = (\vec{J} \cdot \vec{m}) \vec{m} = \begin{bmatrix} \vec{m} & \mathbb{K} & \vec{m} \end{bmatrix} \cdot \vec{J}$$

et la section d'écoulement effective par m^2 de surface perpendiculaire au faisceau est $\pi F D^2 / 4$, nous pouvons calculer directement le vecteur vitesse de filtration

$$\vec{q} = [K] \cdot \vec{J} = \frac{g \cdot \pi}{128 \nu} F \cdot D^4 \cdot \begin{bmatrix} \vec{m} & \mathbb{K} & \vec{m} \end{bmatrix} \cdot \vec{J}$$

Pour M faisceaux différemment orientés le tenseur de perméabilité se calcule simplement par

$$[K] = \frac{g \cdot \pi}{128 \cdot \nu} \cdot \sum_{k=1}^M F_k \cdot D_k^4 \cdot \begin{bmatrix} \vec{m}_k & \mathbb{K} & \vec{m}_k \end{bmatrix} \quad (13)$$

Dans les deux modèles les perméabilités principales K_1 , K_2 , K_3 sont données par les valeurs propres de la matrice K, tandis que les vecteurs propres associés indiquent l'orientation des directions principales du tenseur de perméabilité.

Un premier exemple illustre l'estimation du tenseur de perméabilité dans une région où l'orientation moyenne des principaux groupes de fissures est statistiquement constante par rapport à l'orientation des plans de stratification. La figure 15 montre l'orientation des plans moyens de cinq systèmes en projection stéréographique équi-angle (hémisphère supérieur).

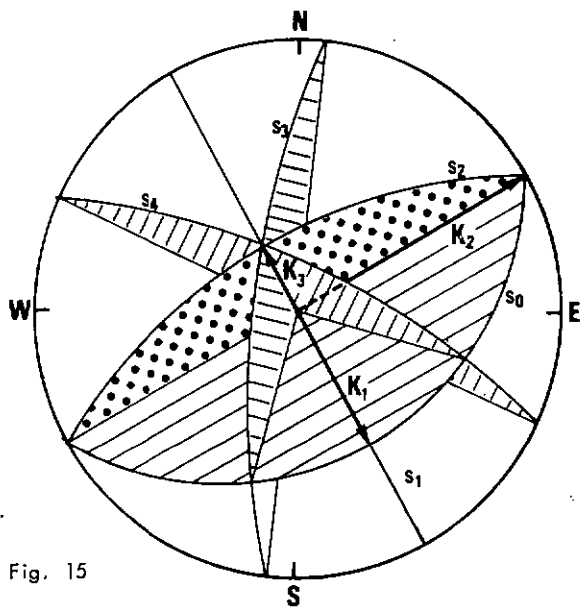


Fig. 15

- Les groupes sont les suivants: S0 = joints de stratification; S1 = fissures de tension; S2 = "Plättung" des auteurs allemands; S3 = cisaillements senestres; S4 = cisaillements dextres.
- La base orthonormée où l'on représente le tenseur $[K]$ est définie par: N = direction + x; W = direction + y; vertical = direction + z.
- Les normales \vec{n}_i des plans moyens sont données par les vecteurs suivants: $\vec{n}_0 = (0,433 \ 0,250 \ 0,866)$; $\vec{n}_1 = (-0,500 \ 0,866 \ 0,000)$; $\vec{n}_2 = (0,750 \ 0,433 \ -0,500)$; $\vec{n}_3 = (0,099 \ 0,942 \ -0,321)$; $\vec{n}_4 = (-0,866 \ 0,385 \ 0,321)$.
- Les fréquences sont (dimension: 1/m) : $f_0 = 4$; $f_1 = 2$; $f_2 = 1$; $f_3 = 0,5$; $f_4 = 0,5$.
- Pour simplifier le problème on admet une ouverture uniforme: $d_0 = d_1 = d_2 = d_3 = d_4 = 0,1$ mm
- Enfin, les constantes physiques sont: $g = 9,81$ (m/s²) et $\nu = 10^6$ (m²/s)

D'après ces données nous avons le tenseur de perméabilité tridimensionnel (en m/s):

$$[K] = 10^{-6} \cdot \begin{bmatrix} 4,75 & 0,21 & 0,79 \\ 0,21 & 4,52 & -0,45 \\ 0,79 & -0,45 & 3,82 \end{bmatrix}$$

Les perméabilités principales sont (en m/s): $K_1 = 5,4 \cdot 10^{-6}$ (dans la direction de \vec{n}_2); $K_2 = 4,4 \cdot 10^{-6}$ (dans la direction de \vec{n}_1) et $K_3 = 3,3 \cdot 10^{-6}$ (dans la direction de \vec{n}_0).

Le deuxième exemple donne une idée de l'estimation du tenseur K dans une région où la séparation des différents groupes de fissures est difficile ou impossible. Dans ce cas nous utilisons un diagramme proposé par BRAITSCH (1956) qui représente la projection stéréographique (équi-surface) de l'hémisphère supérieur divisé en un certain nombre de "cases" ayant, toutes, des

surfaces égales (voir figure 16). Nous admettons que les pôles de fissure qui tombent dans la même case forment un "groupe" et nous calculons le tenseur de perméabilité pour chaque case. La somme de ces tenseurs partiels donnera le tenseur de perméabilité global pour le diagramme entier. Le "centre" de chaque case indique la "normale moyenne" du groupe et la fréquence réelle des fissures doit être calculée dans la direction de chacune de ces normales. Cela implique l'emploi d'une méthode de levé spéciale (MULLER, 1964; KIRALY, 1969) décrite dans un paragraphe ultérieur.

Le diagramme de la figure 16 est établi d'après 103 mesures d'orientation sur une distance de 5 m et il indique les fréquences réelles pour chaque case, ainsi que l'orientation des perméabilités principales du tenseur global. Ce dernier est donné, pour une ouverture $d = 0,3$ mm, par la matrice suivante:

$$[K] = 10^{-4} \begin{bmatrix} 6,3 & 0,5 & -1,3 \\ 0,5 & 5,7 & -0,7 \\ -1,3 & -0,7 & 6,4 \end{bmatrix}$$

Les perméabilités principales sont (en m/s): $K_1 = 7,9 \cdot 10^{-4}$; $K_2 = 5,4 \cdot 10^{-4}$ et $K_3 = 5,1 \cdot 10^{-4}$.

Comme le remarque très justement LOUIS (1974), une famille de fractures continues, même très fines, possède une perméabilité très élevée. Avec une ouverture de $d = 1$ mm notre premier exemple aurait donné des perméabilités de l'ordre de 10^{-3} m/s(!), beaucoup trop grandes par rapport aux valeurs mesurées (voir paragraphe 6.2.). Cela indique que dans la réalité l'ouverture des fissures n'est pas continue et l'existence de "ponts rocheux" dans le plan des fissures peut réduire considérablement la section d'écoulement effective (voir figure 17). Pour tenir compte de cette réduction on peut introduire dans les formules théoriques 11 et 13 un coefficient empirique A_s désignant le "degré de séparation" des fractures, c'est-à-dire le rapport entre la surface "ouverte" et la surface totale du plan de fissure (si $A_s = 1$ la fissure est ouverte sur toute sa surface, si $A_s = 0$ la fissure est entièrement fermée). LOUIS (1974) donne

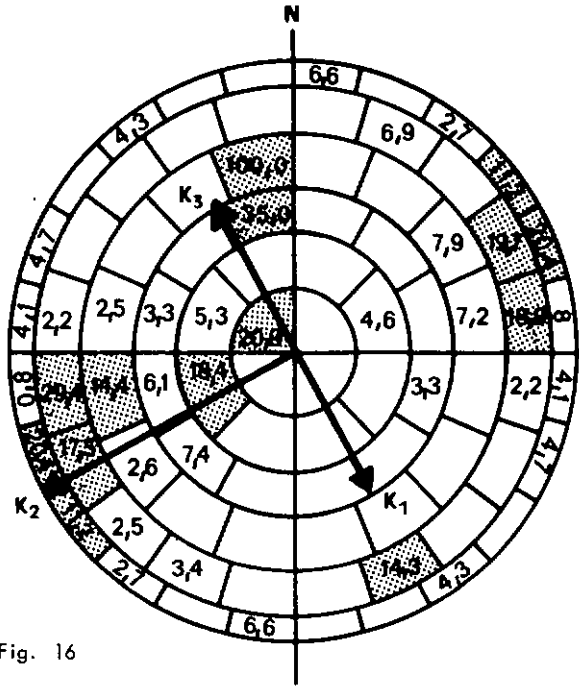
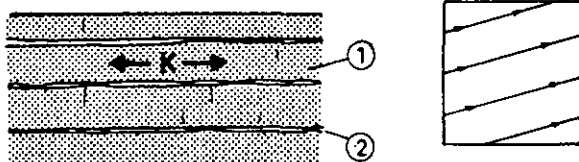


Fig. 16

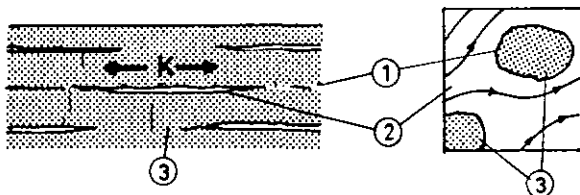
COUPE TRANSVERSALE

PLAN DE FRACTURATION

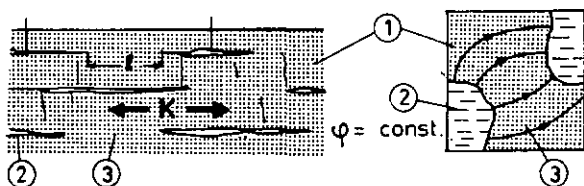
a) Fractures continues



b) Fractures continues avec ponts rocheux isolés



c) Fractures discontinues isolées



(1) Matrice rocheuse

(2) Fractures ouvertes

(3) Ponts rocheux

 K Conductivité hydraulique de la famille de fractures

Fig. 17 Schématisation de la fracturation des massifs rocheux (d'après Louis, 1974)

un aperçu très complet des écoulements en fonction des différents modèles de fracturation et il envisage le cas, très important pour l'ingénieur, des fissures ouvertes isolées où l'ordre de grandeur de la conductivité hydraulique globale du milieu est déterminée surtout par la perméabilité de la "matrice rocheuse" (cas c dans la figure 17), c'est-à-dire l'ouverture des fissures isolées ne joue aucun rôle.

Des ouvertures isolées et d'étendue limitée existent certainement dans le plan des fissures, mais à notre avis cela ne signifie pas que l'on doit obligatoirement admettre une circulation d'eau prépondérante à travers la matrice rocheuse. En effet, les observations sur le terrain montrent que l'extension latérale des fissures est généralement supérieure à leur distance mutuelle et la présence simultanée de plusieurs systèmes de plans différemment orientés (voir figure 15) déterminera forcément un réseau d'intersections connexes même si les fissures, elles-mêmes, ne sont pas continues. En plus, les observations (venues d'eau dans les galeries, traces de karstification) laissent supposer que très souvent la circulation des eaux se fait principalement dans l'intersection des fissures, en particulier dans les intersections des fissures avec les joints de stratification (voir, par exemple, KIRALY, 1968; KIRALY-SIMEONI, 1971).

Il nous paraît donc raisonnable de combiner le "modèle des intersections" avec le "modèle des ouvertures d'étendue limitée": La perméabilité du milieu fissuré est déterminée, à l'échelle des blocs peu perméables, surtout par le réseau connexe des intersections (de section d'écoulement très faible) qui "draine" les ouvertures d'étendue limitée et situées dans le plan des fissures. Ce modèle, semblable au "serial type model" de SCHEIDEGGER (1960), nous paraît assez réaliste pour rendre compte des valeurs de la perméabilité et de la porosité efficace dans les calcaires, du moins sur le plan théorique et conceptuel. Dans la pratique, en effet, on est confronté à un problème très difficile à résoudre: comment estimer la géométrie des "ouvertures d'étendue limitée" situées dans le plan des fissures et "branchées" sur le réseau des intersections ?

Un troisième exemple illustre le calcul du tenseur de perméabilité pour les intersections d'après la formule 13. Les données de départ sont les mêmes que dans notre premier exemple et la figure 15 montre clairement l'orientation des intersections entre les cinq systèmes de plans. La fréquence F des différents faisceaux (intersections/m²) se calcule aisément: $F(0-1) = 8$; $F(0-2) = 4$; $F(0-3) = 2$; $F(0-4) = 2$; $F(1-2) = 2$; $F(1-3) = 0,64$; $F(1-4) = 0,64$; $F(2-3) = 0,38$; $F(2-4) = 0,38$ et $F(3-4) = 0,25$. En admettant un diamètre moyen "raisonnable" de $D = 1$ mm pour tous les faisceaux on obtient le tenseur

$$[K] = 10^{-6} \begin{bmatrix} 1,93 & 0,33 & -0,55 \\ 0,33 & 1,55 & -0,32 \\ -0,55 & -0,32 & 1,39 \end{bmatrix} \quad (\text{m/s})$$

Les perméabilités principales sont (en m/s): $K_1 = 2,49 \cdot 10^{-6}$ (dans la direction S0-S1), $K_2 = 1,36 \cdot 10^{-6}$ (dans la direction S1-S2) et $K_3 = 1,03 \cdot 10^{-6}$ (dans la direction S1-S2). Pour avoir une perméabilité de l'ordre de 10^{-3} m/s, il faudrait admettre un diamètre moyen de $D = 5$ à 6 mm pour chaque intersection ce qui est, cette fois, nettement déraisonnable.

Soulignons que les défauts (discontinuités) du réseau d'intersection diminuent la valeur théorique K obtenue par la formule 13 (correction négative) tandis que l'existence des ouvertures branchées sur le réseau augmente cette valeur théorique (correction positive). Ces deux corrections (de grandeurs incon-
gues!) pourraient se compenser en partie rendant ainsi plus vraisemblables les valeurs obtenues par la formule des "intersections continues".

Examinons, pour terminer, le problème de l'effet d'échelle à l'aide des deux formules théoriques 11 et 13. S'il s'agit d'un réseau de fissures mutuellement perpendiculaires (ou d'un réseau d'intersections mutuellement perpendiculaires) et également développées, la perméabilité est isotrope et sa valeur est donnée par

$$K = 0,82 \cdot 10^6 \cdot f \cdot d^3 \quad \text{pour les fissures}$$

$$K = 0,24 \cdot 10^6 \cdot F \cdot D^4 \quad \text{pour les intersections}$$

La distance mutuelle ("maille du réseau") est $x = 1/f$ pour les fissures et $X = 1/\sqrt{f}$ pour les intersections. A chaque réseau caractérisé par les valeurs (x, d) ou (X, D) appartient une valeur de perméabilité K . Sur un diagramme $\log d$ versus $\log x$ (ou $\log D$ versus $\log X$) les perméabilités constantes peuvent être représentées par des droites (KIRALY, 1973) selon les figures 18 et 19. En effet, pour une perméabilité constante K on a :

$$\log d = A + \frac{1}{3} \log x \quad \text{et} \quad \log D = B + \frac{1}{2} \log X$$

avec $A = \frac{1}{3} \log (K/D, 82 \cdot 10^6)$ et $B = \frac{1}{4} \log (K/D, 24 \cdot 10^6)$

Les diagrammes des figures 18 et 19 nous semblent très importants car ils rendent possible une approche plus rationnelle de l'effet d'échelle sur la perméabilité en montrant clairement l'effet des "réseaux emboîtés" ayant des ordres de grandeur différents.

Partitionnons, en effet, les ouvertures d ou D en classes d'équivalence ayant pour valeurs centrales d_i ou D_i (par exemple: $D_1 - D_3 - D_9 - 2,7 - 8,1 - \dots$ mm). En mesurant systématiquement la distance mutuelle x ou X entre les fissures ou intersections de "même ouverture" (c'est, malheureusement, plus facile à dire qu'à faire!), on pourrait attribuer à chaque classe d'ouverture une valeur moyenne x_i ou X_i correspondant à la "grandeur de maille" du réseau d'ouverture d_i ou D_i . La perméabilité moyenne K_i déterminée par un couple (d_i, x_i) ou (D_i, X_i) ne pourrait être admise que pour des volumes dont l'extension latérale est largement supérieure à la "grandeur de maille" x_i ou X_i . En dessinant le graphe des fonctions "moyennes" (pas forcément continues!)

$$\log d_i = f_1 (\log x_i) \quad \text{pour les fissures}$$

$$\log D_i = f_2 (\log X_i) \quad \text{pour les intersections}$$

sur les diagrammes des figures 18 et 19, on aurait une représentation synthétique de l'effet d'échelle des "réseaux emboîtés". Si la "pente moyenne" de la fonction f_1 est plus

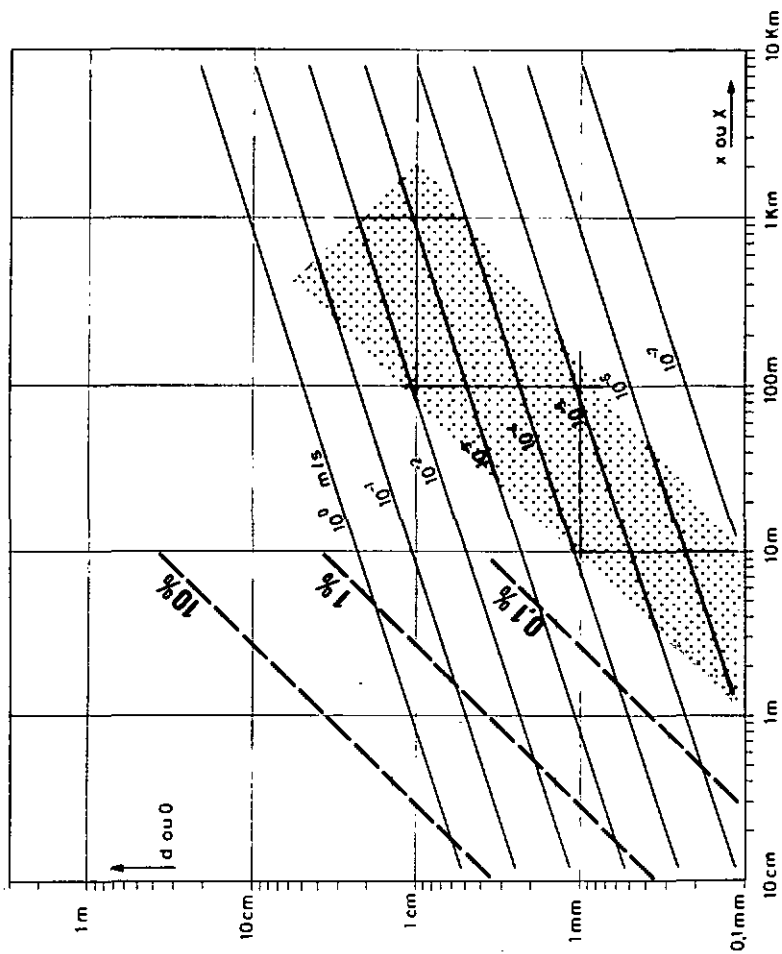


Fig. 18 Effet d'échelle sur la perméabilité dans les réseaux de fissures.

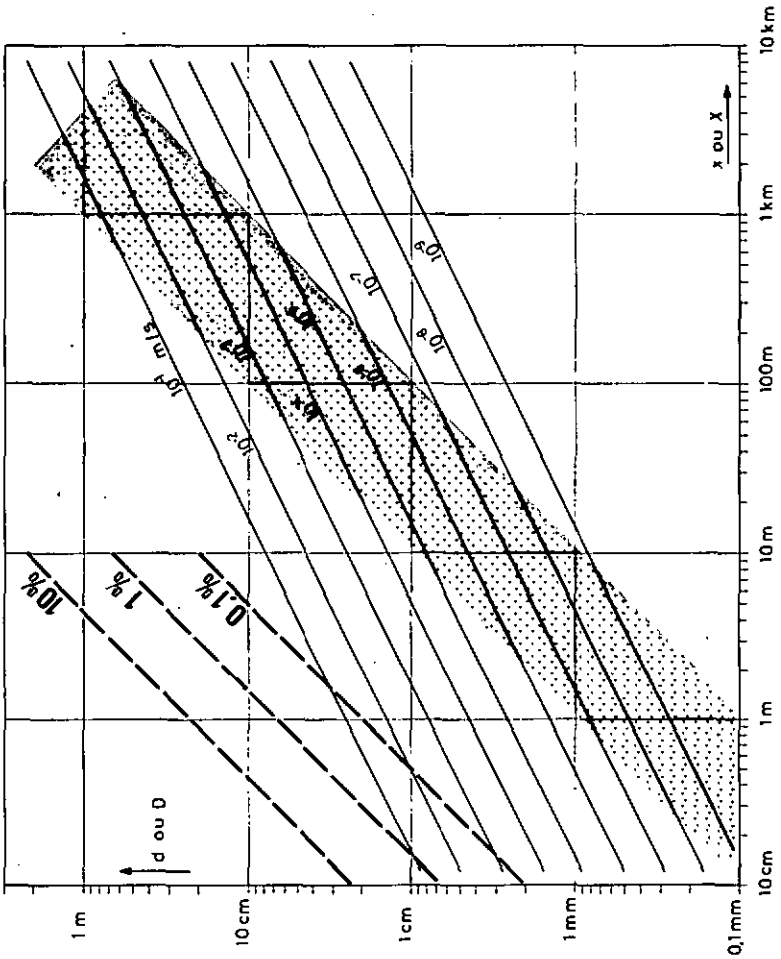


Fig. 19 Effet d'échelle sur la perméabilité dans les réseaux de chenaux.

forte que $1/3$ et la "pente moyenne" de la fonction f_2 est supérieure à $1/2$ alors il y a effet d'échelle sur la perméabilité et tel doit être, indiscutablement, le cas d'après les données citées au paragraphe 4.2. C'est, d'ailleurs, effectivement le cas pour les quelques relations empiriques que nous connaissons entre $\log d$ et $\log x$ (RATS et CHERNYASHOV, 1967; BOCKER, 1973): la pente de la fonction f_1 est entre 0,9 et 1,0! Les zones grises dans les figures 18 et 19 sont dessinées avec une pente égale à l'unité et représentent des hypothèses plausibles (en particulier le modèle des intersections) sur l'effet d'échelle dans les calcaires fissurés et karstifiés du Jura neuchâtelais.

Il va sans dire que dans la réalité les fissures (ou intersections) de certaines classes d'ouverture d_i (ou D_i) ne forment jamais de réseaux vraiment connexe (continu) à l'échelle de l'aquifère car leur distance mutuelle est beaucoup plus grande que leur extension latérale (ou longueur) et elles restent "isolées". Actuellement nous ne connaissons que deux types de réseau dont la connexité soit vraiment sûre:

- a) le réseau des intersections de maille décimétrique ou métrique et d'ouverture millimétrique
- b) le réseau karstique aboutissant à l'exutoire, de maille kilométrique ou hectométrique (voir figure 19) et d'ouverture métrique ou décimétrique.

En guise de conclusion et après les considérations contenues dans ce chapitre nous pouvons affirmer que les relations quantitatives, représentées par les formules 11 et 13, entre perméabilité et fissuration sont utilisables comme fonctions d'interpolation pour l'estimation indirecte du champ des perméabilités dans les roches fissurées et karstifiées du Jura. La principale difficulté ne réside pas dans le calcul de la perméabilité à partir de la fissuration, mais dans la détermination des champs de l'orientation, de la fréquence, de l'ouverture et de l'extension des fractures. Les erreurs que l'on commet dans la détermination de ces champs peuvent être beau-

coup plus importantes que l'erreur que l'on commet en utilisant des formules simplifiées pour le calcul des perméabilités. Les formules 11 et 13 ne sont, en effet, valables que pour des écoulements laminaires et pour des fissures et chenaux dont la rugosité relative est inférieure à 0,033, mais LOUIS (1974) donne plusieurs formules adaptées pour des régimes d'écoulement et pour des domaines de rugosité relative différents.

Remarques sur la porosité de fissures

S'il s'agit d'un réseau de fissures ou d'intersections continues, mutuellement perpendiculaires et également développées, la porosité se calcule par

$$m = 3 \cdot f \cdot d = 3 \cdot d/x \quad (\text{pour les fissures}) \quad (14)$$

$$m = 3 \cdot \pi \cdot D^2 \cdot F/4 = 3 \pi D^2/4 \cdot X^2 \quad (\text{pour les intersections}) \quad (15)$$

et à chaque réseau caractérisé par le couple (d, x) ou (D, X) correspond une valeur de porosité. Etant donné que:

$$\log d = a + \log x \quad \text{avec } a = \log (m/3)$$

$$\text{et } \log D = b + \log X \quad \text{avec } b = \sqrt{\log \frac{4m}{3\pi}}$$

les porosités de même valeur sont représentées par des droites sur les figures 18 et 19.

Admettons que la porosité efficace soit déterminée surtout par les fissures et les intersections dont l'ouverture (ou le diamètre) est supérieure à 0,1 mm. Un coup d'oeil sur les figures 18 et 19 montre que, pris séparément, ni le réseau des fissures ni le réseau des intersections ne donnent des résultats cohérents à la fois pour la perméabilité et pour la porosité efficace. Par exemple, pour un réseau de fissures de maille $x=1$ m et d'ouverture $d=1$ mm on trouve bien une porosité de 0,003 (30/100), mais la perméabilité obtenue est beaucoup trop grande (de l'ordre de 10^{-3} m/s!). Les intersections ($X=1$ m et $D=1$ mm) donnent, au

contraire, des perméabilités "raisonnables", mais des porosités tout à fait inacceptables. Le seul domaine où les perméabilités, les porosités et les dimensions du réseau semblent cohérentes se situent en dehors du diagramme 18 et concerne les microfissures de maille centimétrique et d'ouverture inférieure à 0,1 mm.

L'incohérence des résultats théoriques pour les macrofissures (et leurs intersections) montre bien que dans la réalité il doit y avoir de "larges ouvertures" dans le plan des fissures (expliquant la porosité) qui sont reliées entre elles par des "conduites" de faibles sections d'écoulement (expliquant les perméabilités réduites). C'est pour cette raison que nous proposons, comme première approximation de la situation réelle, de combiner le "modèle des fissures", utilisable pour estimer la porosité selon l'équation 14, avec le "modèle des intersections", utilisable pour estimer la perméabilité selon l'équation 13. Cela revient à combiner les porosités du diagramme 18 avec les perméabilités du diagramme 19. Par exemple, pour un réseau de fissures et d'intersections mutuellement perpendiculaires, de maille $x=X=0,5$ m et d'ouverture $d=D=1$ mm on obtient une perméabilité de l'ordre de 10^{-6} m/s (selon les intersections) et une porosité efficace de 0,006 (6%/100 selon les fissures). Le degré de séparation A_s des fissures peut être, évidemment, introduit dans la formule 14 pour obtenir une meilleure estimation de la porosité efficace.

En admettant que les formules mentionnées dans ce paragraphe permettent une estimation quantitative raisonnable de la perméabilité et de la porosité efficace dans le cadre des hypothèses admises, il nous reste à examiner dans quelle mesure nous pouvons déterminer l'orientation (\vec{n}), la fréquence (f) et l'ouverture (d) des fissures en tous les points d'un volume de roche.

6.5. La détermination directe et indirecte des paramètres de la fissuration

Les surfaces de discontinuité géologiques ont des ordres de grandeur très différents pouvant aller des microfissures d'extension millimétrique aux failles ou décrochements d'extension

kilométrique. Dans ce travail seules les fissures d'extension décimétrique ou métrique seront prises en considération, celles que l'on observe aisément à l'échelle des affleurements.

La détermination du champ des paramètres de la fissuration implique un travail à deux niveaux:

- a) détermination directe de la valeur moyenne des paramètres à des stations de mesure isolées
- b) estimation indirecte de la valeur du champ entre les stations de mesure à l'aide de fonctions d'interpolation.

Le principe du levé de la fissuration aux stations de mesure et le calcul de la valeur moyenne des paramètres sont décrits ailleurs (KIRALY, 1969a), nous n'en reprenons ici que les principaux points. Soit un affleurement où l'on choisit M lignes de levé caractérisées par leur longueur (si possible, supérieure à 3 m) et par leur orientation. Chaque ligne de levé est représentée par un vecteur \vec{L}_k . On mesure l'orientation et l'ouverture d_i de tous les plans interceptés par les lignes de levé. On reporte les normales \vec{n}_i des plans sur une projection equi-surface (réseau de Schmidt) et l'on sépare les accumulations plus ou moins unimodales, chaque accumulation de pôle représentant un groupe de fissures "sub-parallèles".

L'orientation moyenne \vec{n} d'un groupe contenant N normales \vec{n}_i se calcule aisément (d'après SCHEIDEGGER, 1965) si l'on forme la matrice carrée symétrique

$$[A] = \sum [\vec{n}_i \otimes \vec{n}_i]$$

où $\vec{n}_i \otimes \vec{n}_i$ est le produit tensoriel d'une normale par elle-même. En effet, le vecteur propre normé associé à la plus grande valeur propre de la matrice A sera la normale moyenne du groupe de fissures. Pour le calcul de la variance des \vec{n}_i autour de \vec{n} voir KIRALY (1969a).

La fréquence moyenne f du même groupe se calcule par

$$f = N / \sum |\vec{n} \cdot \vec{L}_k|$$

Il faut souligner que sans la connaissance des lignes de levé \vec{L}_k nous ne pouvons pas calculer la vraie fréquence des fissures!

L'ouverture "moyenne" des fissures doit être estimée par la moyenne géométrique des mesures d_i car la distribution des ouvertures est "log-normale":

$$\log d = \frac{1}{N} \sum \log d_i$$

Pour plus d'informations on consultera les méthodes recommandées par la Société Internationale de Mécanique des Roches (ISRM, 1975).

L'estimation indirecte des valeurs \vec{n} , f et d entre les stations de mesure, ainsi que l'extrapolation en profondeur des valeurs mesurées en surface représentent un problème géologique relativement nouveau et passablement controversé. Dans ce qui va suivre nous essayons de relier les paramètres \vec{n} , f et d à d'autres facteurs géologiques "plus facilement extrapolables" pour pouvoir utiliser ces relations comme fonctions d'interpolation.

L'orientation \vec{n}

Pour pouvoir identifier un même groupe de fissures d'une station de mesure à une autre il faut trouver une base (un système de repères) dans laquelle l'orientation de ce groupe est statistiquement constante. Suivant la proposition de KNORING (1968) nous choisissons comme système de référence "mobile" le groupe S0 des joints de stratification, facilement identifiable d'une région à une autre:

axe des X = la direction de pendage de S0

axe des Y = la direction des strates S0

axe des Z = la normale de S0

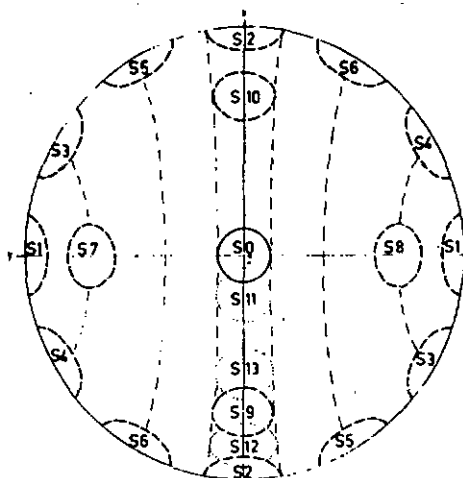


Fig. 20 Orientation théorique des principaux groupes de fissures par rapport aux contraintes : maximale (X) et minimales (Y). Projection stéréographique équi-surface, hémisphère supérieur.

- Vallée des Ponts
- Méandre (Ajoie)
- ⊥ Vallée de la Brévine
- Gorges du Seyon

$t > 2$ [m]

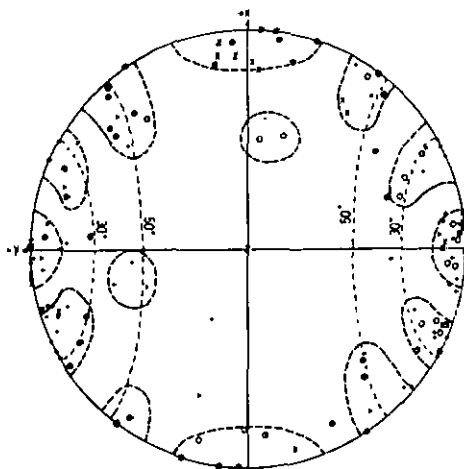


Fig. 21 Orientation moyenne des principaux groupes de fissures aux stations de mesure (Jura suisse).

Les directions des contraintes principales $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ sont reliées à ces axes par l'hypothèse de travail suivante: direction de $\sigma_1 = X$; direction de $\sigma_3 = Y$; direction de $\sigma_2 = Z$. Dans cette base, l'orientation théorique des principaux groupes de fissures est montrée par la figure 20 :

S0 = stratification

S1 et S2 = fissures de tension

S3-S4 et S5-S6 = deux paires de fissures de cisaillement conjuguées (dextre et senestre).

S7-S8 et S9-S10 = deux paires de fissures de cisaillement produites expérimentalement par BELITSKI (voir ASHGIREI, 1963; page 55).

S11-S12 = une paire de fissures de cisaillement et

S13 = fissure de tension, développées à l'échelle du banc seulement.

Elles sont dues au "glissement de couche sur couche" lors du plissement.

L'analyse de quelque 3'500 mesures à 70 stations réparties dans le Jura neuchâtelois et en Ajoie montre que, dans la base des couches, les groupes de fissures à grande fréquence (plus de deux fissures par mètre) occupent une position conforme au schéma théorique: sur le diagramme de la figure 21 on distingue nettement les accumulations de points moyens correspondant aux groupes S1, S2, S3-S4 et S5-S6. Sur la figure 22 nous représentons les trajectoires moyennes hypothétiques des contraintes σ_1 et σ_3 dans le Jura d'après les grands cisaillements dextres et senestres dessinés par PAVONI (1961). Le groupe S1 est effectivement parallèle à σ_1 ; le groupe S2 est parallèle à σ_3 ; les groupes S3 et S5 sont subparallèles aux grands décrochements senestres et les groupes S4 et S6 sont subparallèles aux grands cisaillements dextres. La cohérence entre l'image théorique et les mesures sur le terrain montre que la théorie génétique proposée par PAVONI (1961) pour le Jura (voir figure 23) représente une excellente fonction d'interpolation pour l'orientation \vec{n} des principaux groupes de fissures. Cela signifie que

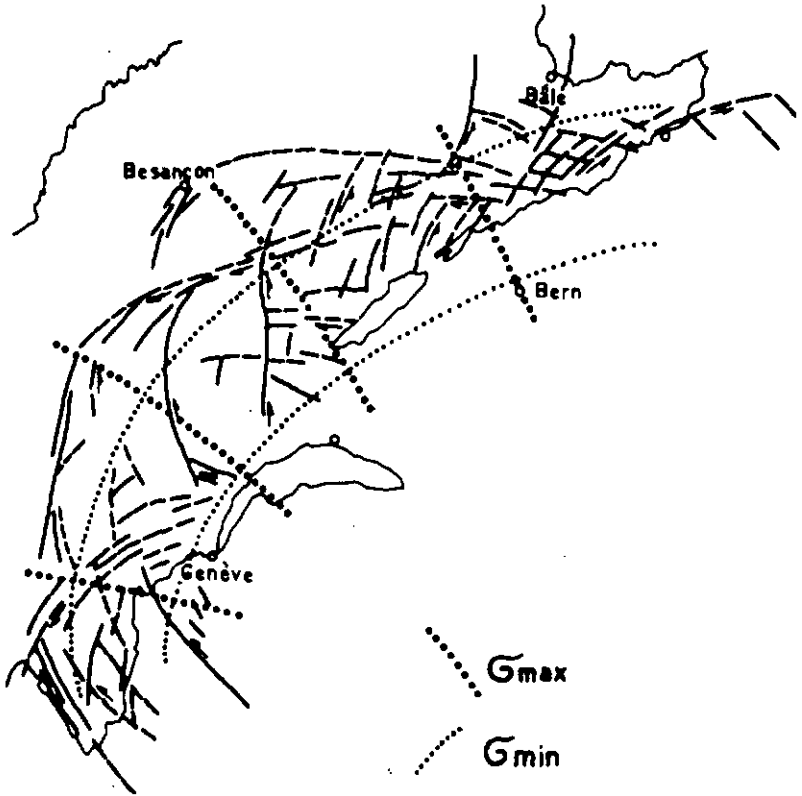


Fig. 22 Trajectoires hypothétiques des contraintes principales dans le Jura d'après les grands cisaillements dextres et senestres. Plan de décrochements : d'après N. PAVONI, 1961.

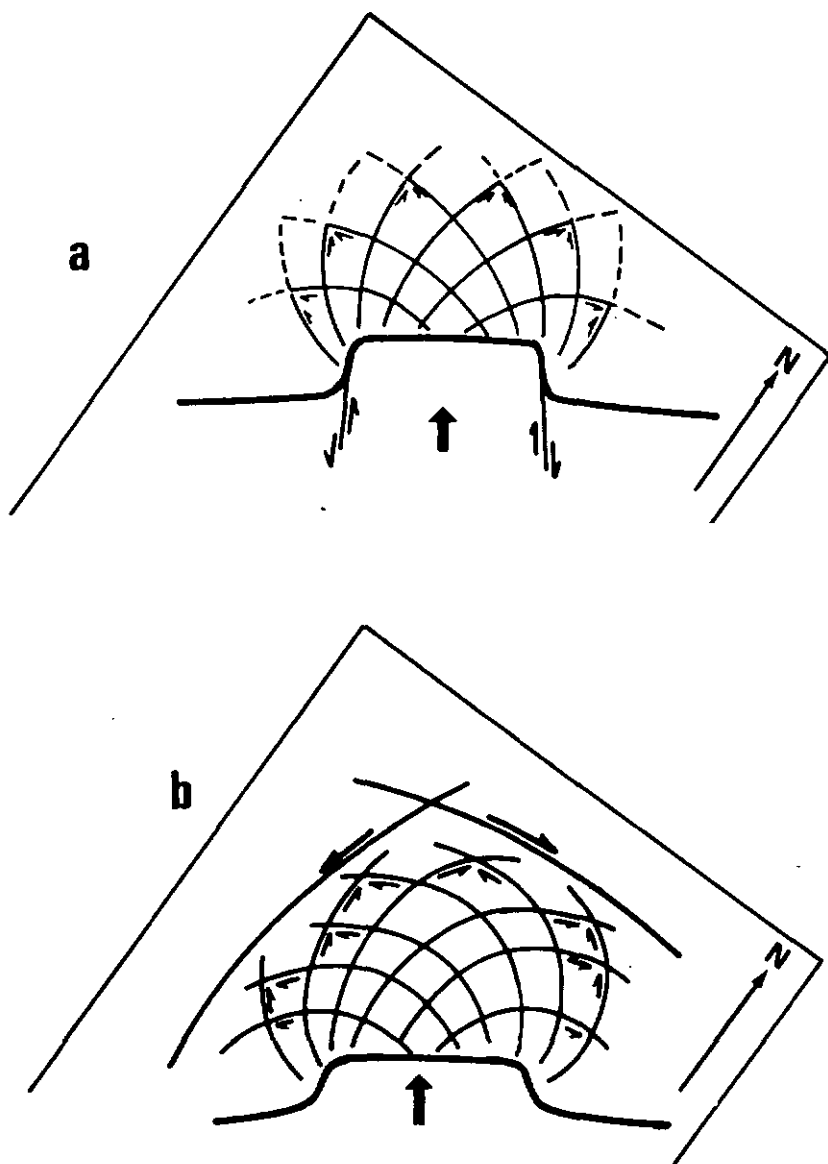


Fig. 23 Schémas génétiques théoriques des décrochements dextres et senestres dans le Jura : a) d'après N. PAVONI (1961)
 b) avec des zones de cisaillement majeures délimitant la région fortement déformée.

l'orientation moyenne des groupes à grande fréquence est prévisible dans le Jura avec une probabilité assez grande.

La fréquence f

La fréquence f (50) des joints de stratification est, sans doute, liée au microfaciès des séries lithologiques, mais les relations sont, pour le moment, qualitatives et hypothétiques, donc elles représentent des fonctions d'interpolation assez médiocres. En première approximation nous admettons les relations qualitatives suivantes pour le Jura neuchâtelois (communication orale du professeur B. KUBLER):

- marno-calcaires: $f(50)$ est grande (bancs minces)
- calcaires micritiques: $f(50)$ est petite (bancs épais)
- si le rapport "élément biodétritiques/micrites" augmente, $f(50)$ augmente aussi.

Les mesures effectuées à 67 stations situées dans les calcaires du Portlandien, du Kimmeridgien et du Séquanien indiquent une distribution "log-normale" des $f(50)$, avec une valeur moyenne de 2,5 joints/m. Des levés plus détaillés seraient, toutefois, nécessaires pour connaître l'épaisseur des bancs à l'intérieur de chaque série.

La fréquence des fissures tectoniques dépend du matériel déformé et des processus de déformation. Les relations avec la lithologie sont qualitatives: la fréquence des fissures augmente généralement dans la série conglomérats → grès → calcaires → dolomies → marnocalcaires.

L'influence de l'épaisseur des bancs est assez controversée. Selon PRICE (1966) la fréquence des fissures est inversement proportionnelle à l'épaisseur des bancs, mais RATS et CHERNYASHOV (1967) montrent que la distance moyenne x_m des fissures est une fonction non linéaire de l'épaisseur E des strates:

$$\log x_m = a \cdot \log E + b \quad (a \text{ et } b \text{ sont des constantes})$$

Les quelques mesures dont nous disposons confirment les résultats de RATS et CHERNYASHOV, à condition de prendre en considération le "degré de tectonisation" des affleurements. La figure 24 montre le plan d'échantillonnage "emboîté" du Malm supérieur dans la région des Ponts-de-Martel (KIRALY, 1969). Les quatre groupes de fissures les plus importantes sont S1, S2, S3-S5,

S4-S6 et la figure 25 montre la fréquence de ces groupes au niveau des "échantillons" B_{ij} . Les stations de mesures sont réparties dans trois ensembles:

I (peu tectonisées): 028, 032, 033, 034, 037, 038, 040, 041, 042

II (moyennement tectonisées): 021, 022, 023, 035, 036

III (fortement tectonisées): 024, 025, 026, 027, 029, 030, 031

Sur la figure 26a nous avons reporté, pour chaque station, le logarithme des fréquences cumulées des quatre groupes de fissures ($\log \sum f$) en fonction de $\log f(S0)$, sans avoir séparé les ensembles I, II et III. La corrélation est très faible. Sur les figures 26b, 26c et 26d les ensembles I, II et III sont séparés et les tendances propres à chaque ensemble se marquent plus nettement: l'influence de l'épaisseur des bancs diminue si la "tectonisation" augmente et dans les volumes fortement tectonisés la fréquence cumulée des fissures est statistiquement indépendante de l'épaisseur des bancs. Finalement, la relation entre fréquence des fissures et épaisseur des bancs est une "fonction d'interpolation" assez médiocre et qualitative seulement: les bancs épais sont probablement moins fissurés que les strates plus minces.

L'influence de la tectonique est intuitivement claire, mais difficilement quantifiable: sur la figure 25 les fissures de tension S1 sont particulièrement développées dans le flanc renversé de l'anticlinal (région B 13) et près d'un petit décrochement (région B 22), mais rien ne permet de prévoir quantitativement la fréquence. Cette fréquence varie, d'ailleurs, très rapidement dans l'espace comme l'indique la figure 27 où nous représentons les résultats d'un levé continu sur une distance de 200 m. Le diagramme montre la variation de l'espacement moyen x

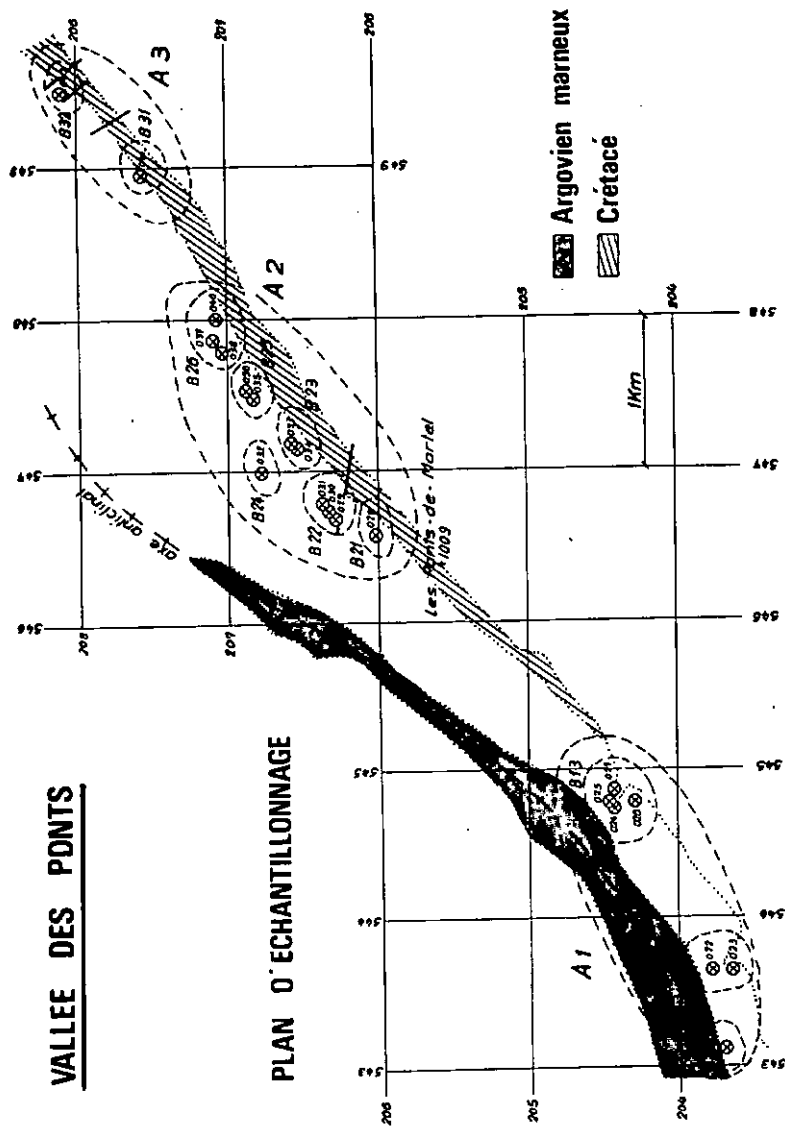


Fig. 24

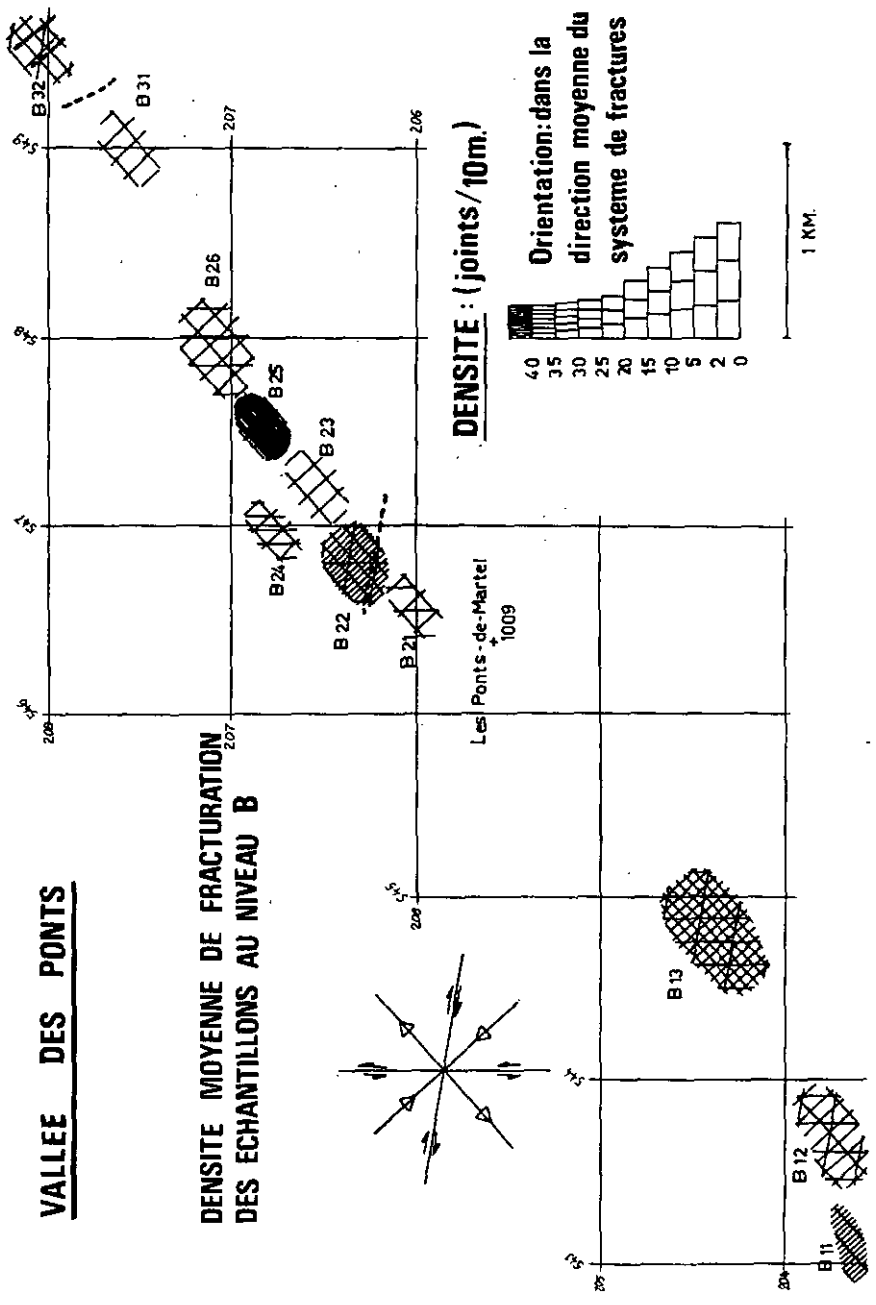
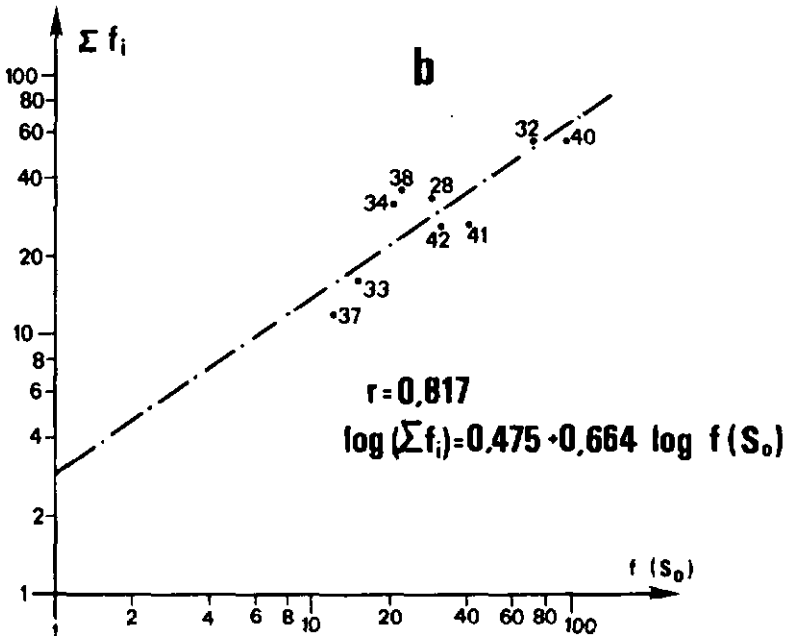
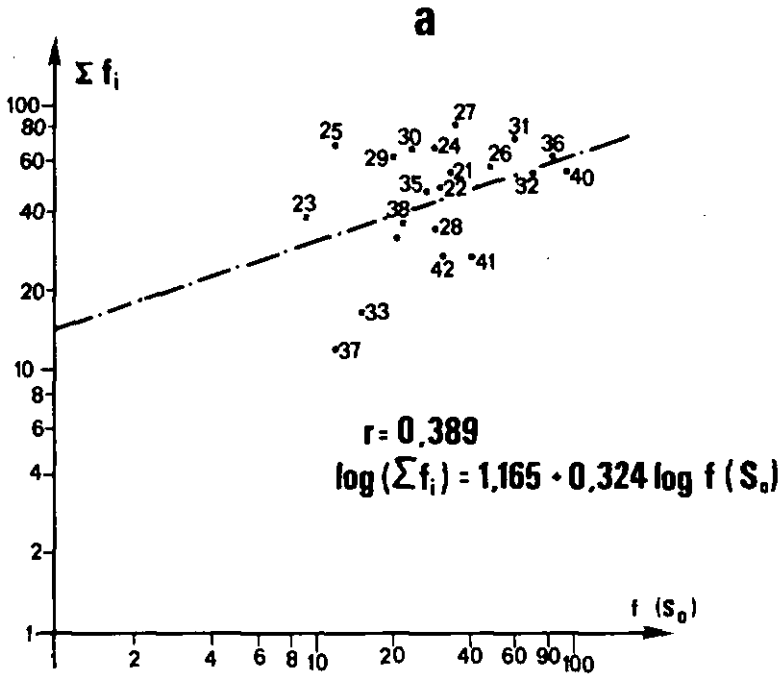
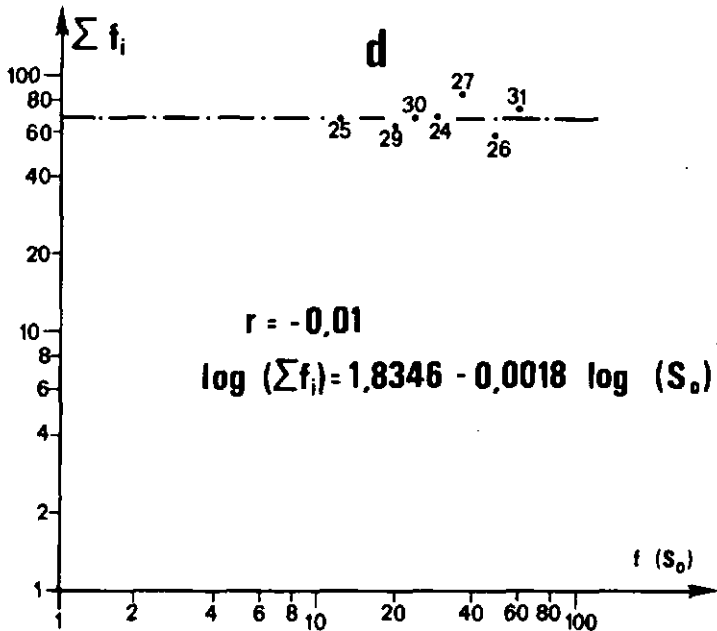
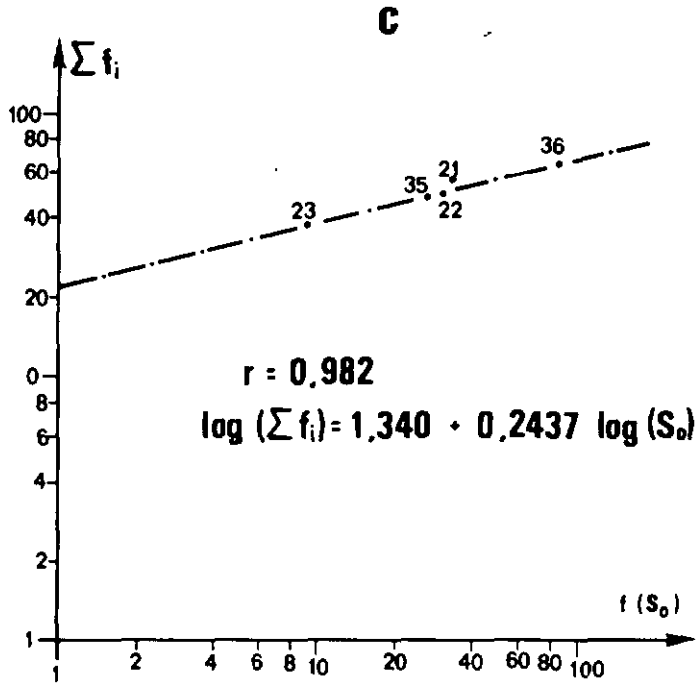


Fig. 25

Fig. 26 Relations entre fréquence des bancs et fissuration dans la Vallée des Pans (Jura neuchâtelois). a,b,c,d.





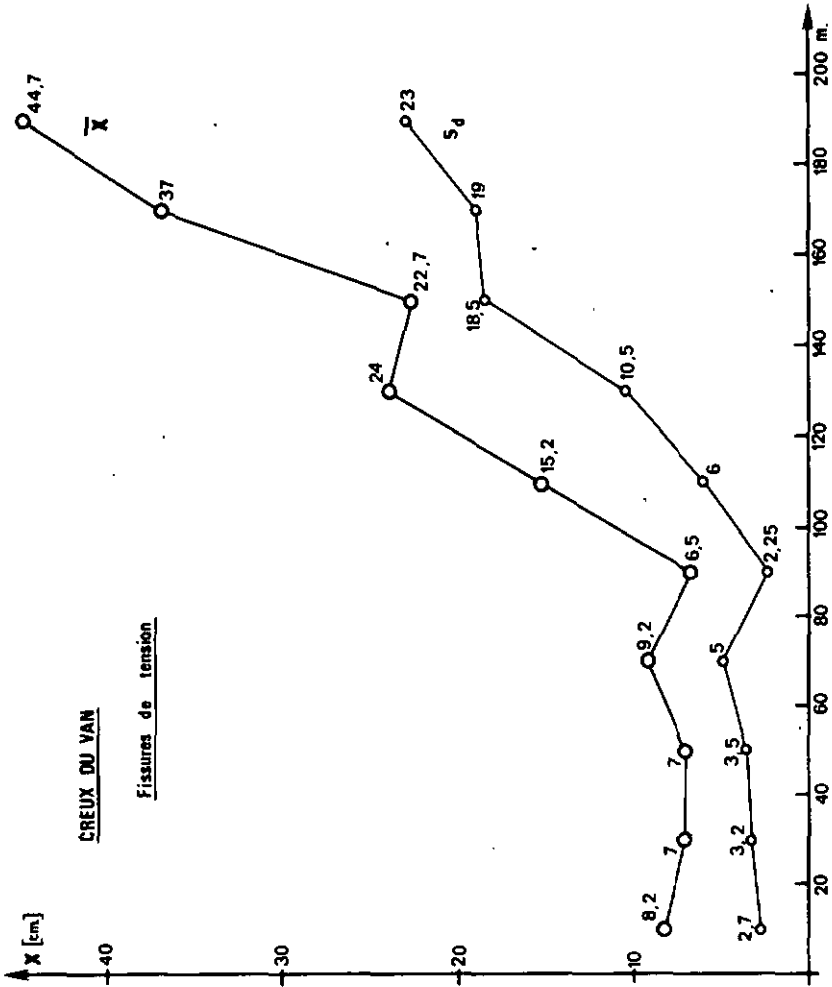


Fig. 27 Variation de la distance mutuelle des fissures de tension S1 près d'un décrochement dextre (Creux-du-Van, Jura neuchâtelois).

des fissures de tension S1 dans le voisinage d'un décrochement dextre (Creux-du-Van, Neuchâtel), ainsi que la variation de l'écart-type des distances mutuelles. Il apparaît clairement que la zone très fissurée ($f(S1) > 10$ fissures/mètre!) est relativement étroite (une centaine de m) et la transition vers les fréquences normales ($f(S1) \sim 2$ fissures/m) se fait très rapidement (sur 100 m environ). Cela confirme les résultats de l'analyse de variance par modèle emboîté (voir KIRALY, 1969a) dont le plan d'échantillonnage est représenté sur la figure 24. Le problème était de savoir où se situe la plus grande variabilité: entre les stations de mesure rapprochées, entre les moyennes des groupes de stations B_{ij} ou entre les moyennes des régions A_i . La réponse était très nette: pour les quatre groupes de fissures déjà mentionnés (S1, S2, S3-S5 et S4-S6) la variabilité maximale de la fréquence se situe entre les stations de mesure voisines (distantes de quelques dizaines de mètres les unes des autres) et la fissuration peut être considérée comme homogène au niveau des régions A_i d'extension kilométrique. Autrement dit, il est facile de prévoir la fréquence moyenne régionale, mais il est pour ainsi dire impossible de prédire la fréquence locale. La figure 28 montre la distribution des fréquences pour les quatre systèmes S1, S2, S3-S5 et S4-S6 d'après les résultats de 70 stations de mesure. La distribution semble être log-normale et, sauf pour les fissures de tension S1, les fréquences inférieures à 2 fissures/m dominent. La figure 29 indique la valeur moyenne régionale et l'écart-type de l'espacement des fissures pour les quatre groupes mentionnés, ainsi que la distance mutuelle des fissures de tension S1 dans le voisinage du décrochement de Creux-du-Van. Les conclusions les plus importantes que l'on peut dégager de ces diagrammes sont:

- la prédominance des fissures de tension S1, S2 qui forment, avec la stratification S0; un réseau de fissures mutuellement perpendiculaires et régionalement développé
- l'augmentation très nette de la fréquence de fissures de tension S1 dans le voisinage des décrochements

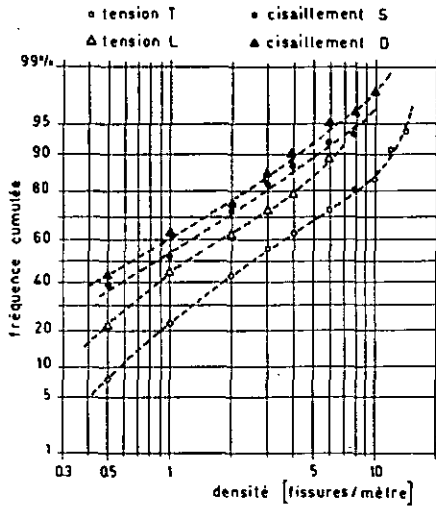


Fig. 28 Distribution de la densité des fissures dans le Jura suisse pour quatre groupes de fissures (70 stations de mesure).

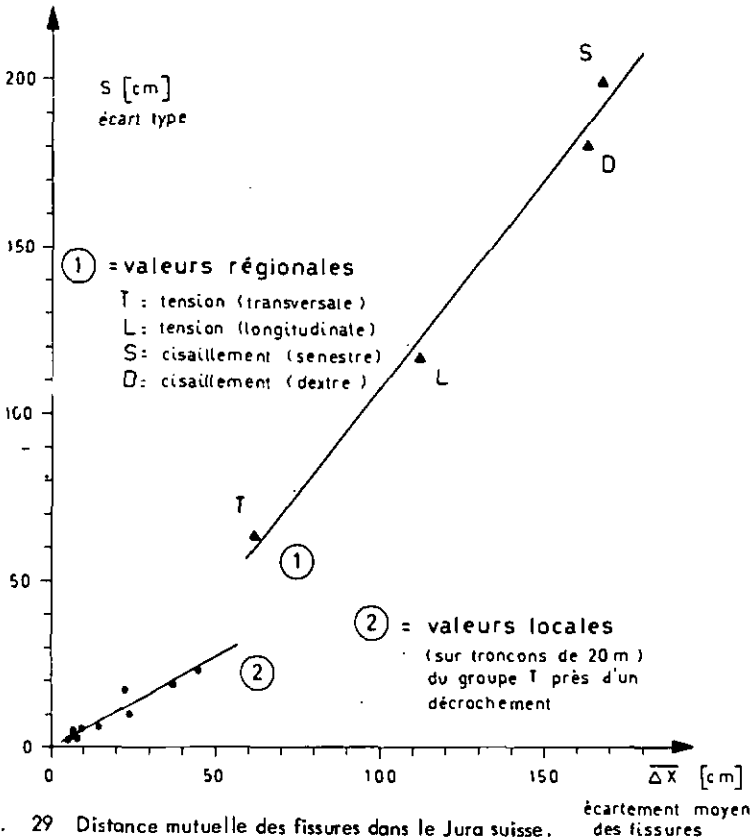


Fig. 29 Distance mutuelle des fissures dans le Jura suisse.

- une certaine similitude entre la structure du champ des fréquences et la structure du champ des "faibles perméabilités": une grande hétérogénéité locale des valeurs à l'échelle métrique ou décimétrique et une relative homogénéité des valeurs moyennes des régions d'extension kilométrique
- parmi tous les "facteurs" géologiques énumérés seule la structure (décrochement, faille, flanc renversé) permet de prévoir les régions où les fissures (en particulier le groupe S1) ont une grande fréquence.

En ce qui concerne la variation de la fréquence des fissures avec la profondeur, nous admettons une diminution de 40 % à 60 % pour tous les systèmes (voir KRAUSE, 1966; JAMIER, 1975).

L'ouverture d

D'après RATS et CHERNYASHOV (1967) l'ouverture moyenne d_m des fissures dans les grès augmente avec l'épaisseur E des bancs selon une équation du type

$$\log d_m = a \cdot \log E + b \quad (a, b = \text{constantes})$$

Etant donné que les mêmes auteurs proposent une relation semblable pour la distance moyenne x_m des fissures:

$$\log x_m = a' \cdot \log E + b' \quad (a', b' = \text{constantes})$$

il est tout naturel de combiner les deux équations pour exprimer l'ouverture moyenne d_m des fissures en fonction de leur distance moyenne x_m :

$$\log d_m = a'' \cdot \log x_m + b'' \quad (a'', b'' = \text{constantes})$$

Cette dernière relation implique que l'ouverture moyenne des fissures augmente avec leur distance moyenne, c'est-à-dire dans un banc très fissuré l'ouverture moyenne des fissures sera très faible. A notre avis, cette manière de voir les choses

n'est, peut-être, pas la meilleure car elle ne rend pas compte de l'existence des réseaux de fissures emboîtés, de maille x_i et d'ouverture d_i (voir paragraphe 6.4.). Pour l'hydrogéologue il serait beaucoup plus important de connaître la distance mutuelle x_i entre les fissures de "même ouverture" d_i dans différentes situations géologiques (lithologie, épaisseur des bancs, structure, etc).

BOCKER (1973) établit une telle relation statistique basée sur l'étude des microfissures ayant des ouvertures inférieures à 0,03 mm:

$$\log x_i = 0,92 \cdot \log d_i + 3,1$$

En admettant la validité de cette relation pour les macro-fissures on trouve, par exemple, une distance moyenne de 20 m environ entre les ouvertures centimétriques et une distance moyenne de 1,26 km entre les ouvertures de 1 m. La formule ne dit rien sur l'extension des ouvertures, mais malgré cela, son importance paraît évidente et de telles relations statistiques devraient être établies pour plusieurs régions du Jura.

Dans les roches carbonatées c'est certainement la dissolution qui influence le plus fortement l'ouverture des fissures ou le diamètre des intersections et la meilleure "fonction d'interpolation" serait une théorie génétique qui prévoit la distribution spatiale de l'intensité de la karstification. Il existe beaucoup de théories sur la karstification, mais la plupart d'entre elles se limitent à l'explication de phénomènes particuliers déjà localisés et elles ont peu de valeur quand il s'agit de prévoir les endroits où l'élargissement des fissures par la dissolution est particulièrement important. Notre préférence va aux idées développées dans le chapitre IV et nous admettons avec MANDEL (1967) et BEDINGER (1966) que, en première approximation, l'élargissement des fissures par dissolution est proportionnel au débit qui s'écoule parallèlement à ces fissures, pour autant que la direction générale des écoulements reste la même pendant assez longtemps. BEDINGER (1966) examine les conséquences d'une telle hypothèse à l'aide de modèles électriques et il arrive aux conclusions suivantes:

- a) La zone de dissolution la plus active se situe à faible profondeur sous la surface de la nappe (les vitesses de filtration \vec{q} sont généralement grandes).
- b) Les chenaux de dissolution augmentent en dimension (diamètre) et diminuent en nombre depuis la région alimentaire vers l'exutoire du système d'écoulement.
- c) L'orientation des chenaux de dissolution est déterminée par la direction régionale du mouvement de l'eau souterraine.

Le modèle de Bedinger simule, en fait, l'évolution du système autorégulateur de la figure 3 et les conclusions a, b, c décrivent le résultat des auto-réglages successifs entre le champ des vecteurs vitesses \vec{q} et le champ des perméabilités K dans des conditions "géologiques", "morphologiques" et "climatiques" très simples:

- les perméabilités sont homogènes et isotropes au départ de la simulation, donc on admet une "lithologie" uniforme et une "fissuration" homogène pour l'aquifère initial
- il n'y a qu'un seul système d'écoulement, donc l'aquifère ne possède qu'un seul exutoire
- l'altitude de l'exutoire, le débit d'alimentation et l'extension de la région alimentaire restent constants dans le temps, donc il n'y a pas de changements dans les conditions "morphologiques" et "climatiques" pendant l'évolution du système d'écoulement
- l'élargissement des fissures ou des chenaux est proportionnel au débit, donc "l'agressivité" des eaux souterraines est homogène dans l'aquifère.

Si l'on peut admettre, en première approximation, des conditions aussi simples pour un aquifère réel, les résultats de Bedinger peuvent être utilisés comme des fonctions d'interpolation qualitatives et assez grossières, mais somme toute "utiles", pour la répartition spatiale des ouvertures (et des perméabilités):

a) L'ouverture des vides devrait être plus grande près de la surface de la nappe que dans les zones profondes de l'aquifère. Signalons que d'autres considérations théoriques renforcent cette hypothèse, notamment l'agressivité théoriquement plus élevée des eaux souterraines près de la surface de la nappe et une certaine augmentation de l'ouverture des fissures (même en l'absence de la dissolution) dans la zone de "décompression" des roches, par la suite de la diminution des contraintes effectives vers la surface topographique. La diminution rapide de la perméabilité avec la profondeur dans les "blocs peu perméables" (BORELLI et PAVLIN, 1967; LOUIS, 1974; SIMEONI, 1976) semble confirmer ces hypothèses:

b) La deuxième conclusion de Bedinger, c'est-à-dire la diminution du nombre et l'augmentation de l'ouverture des chenaux de dissolution vers la région d'exutoire, doit être appliquée à deux échelles différentes, pour deux réseaux emboîtés:

- à l'échelle du bassin hydrogéologique pour le réseau karstique très perméable (ouvertures décimétriques ou métriques) avec la source karstique comme exutoire
- à l'échelle des blocs à faibles perméabilités où l'exutoire direct des chenaux de dissolution (ouvertures millimétriques ou centimétriques) n'est pas la source, mais le réseau karstique principal qui les draine.

c) La troisième conclusion de Bedinger doit être nuancée. S'il est vrai que l'orientation générale des branches principales du réseau karstique est déterminée par la forme du bassin et par la position de la source (donc par la direction moyenne du gradient hydraulique), il est tout aussi vrai que, localement, l'orientation des gradients et des lignes d'écoulement est profondément modifiée autour de chaque zone très perméable (voir chapitre V). Cela signifie que l'orientation des branches secondaires du réseau karstique et l'orientation des chenaux de dissolution dans les blocs peu perméables pourraient être complètement différentes de la "direction régionale" du mouvement de l'eau souterraine. Autrement dit, tant que la théorie génétique ne permet pas de prévoir l'emplacement et l'orientation des segments très per-

méables du réseau karstique, elle sera inutilisable comme "fonction d'interpolation" pour l'orientation des chenaux de dissolution (et pour l'anisotropie de la perméabilité) dans les blocs peu karstifiés. Dans le cas des aquifères "réels" l'évolution du système karstique autorégulateur est, généralement, plus complexe et seule une théorie génétique, basée sur l'étude géologique, géomorphologique et climatique de la région, permet de comprendre les changements des "conditions aux limites" (vitesse et durées) et d'évaluer, qualitativement et grossièrement, l'effet de ces changements sur les systèmes d'écoulement et sur l'élargissement des fissures et des chenaux par dissolution.

Résumé

Le problème de la détermination indirecte des paramètres de la fissuration à l'aide des facteurs géologiques peut être résumé de la façon suivante:

orientation \vec{n} : Une théorie génétique vérifiée par des études statistiques permet de prévoir, avec une exactitude suffisante, l'orientation des principaux groupes de fissures dans le Jura à partir de la structure géologique cartographiée (plis, décrochements, orientation des couches, etc.).

fréquence f : Seule l'étude statistique permet de prévoir quantitativement les fréquences moyennes régionales (échelle kilométrique) des principaux groupes de fissures dans le Jura. La prévision quantitative des valeurs ponctuelles est empêchée par la grande hétérogénéité locale du champ des fréquences. Les facteurs géologiques sont utilisables pour une estimation qualitative des fréquences (localement aussi!): augmentation de la fréquence dans la zone des décrochements; diminution de la fréquence avec l'augmentation de l'épaisseur des bancs dans les régions peu tectonisées.

Il arrive que la cartographie de la fissuration permette de mettre en évidence des zones particulièrement fracturées même là où la carte géologique n'indique ni décrochement, ni faille, ni déformations importantes des strates. La figure 30

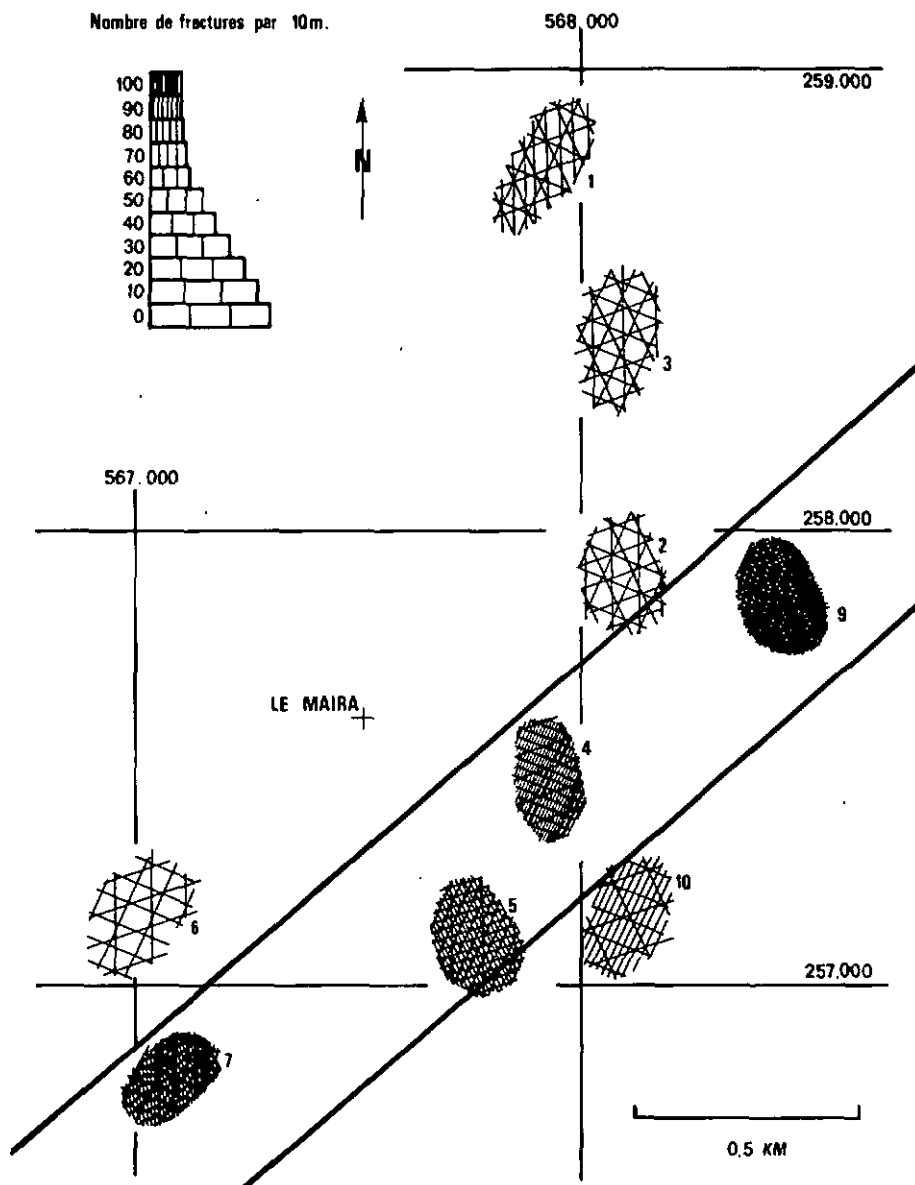


Fig. 30 Fissuration dans la région de la Grotte de Milandre (Ajaie, Jura tabulaire).

représente les résultats du lever de fissuration à 10 stations de mesure dans le jura tabulaire, en Ajoie (région de la Grotte de Milandre) d'après KIRALY - MATHEY - TRIPET (1971). La représentation cartographique de la fréquence réelle des fissures fait apparaître une zone fracturée d'orientation NE - SW où la "prédiction" des grandes fréquences est relativement facile pour tous les points situés entre les stations de mesure 7, 5, 4 et 9. Il faut remarquer qu'aucun des groupes de fissures représentés n'est strictement parallèle à la zone fracturée.

ouverture d: Seuls les modèles statistiques permettent de prévoir la "densité moyenne probable" des différentes ouvertures dans une région (BOCKER, 1973). Les théories génétiques, basées sur l'interaction des facteurs géologiques, morphologiques et climatiques avec les systèmes d'écoulement et les processus de dissolution, donnent des prévisions qualitatives sur la distribution des chenaux karstifiés. Dans ces prévisions, la karstification est une "fonction" du lieu dans le système d'écoulement général (BEOINGER, 1966). Il y a une très nette corrélation entre l'orientation des branches principales du réseau karstique et l'orientation des intersections fissures-strates subparallèles au gradient hydraulique général (KIRALY, 1968; KIRALY - MATHEY - TRIPET, 1971).

6.6. Les problèmes liés à la détermination indirecte du réseau très perméable

La détermination directe de la densité et de l'organisation du réseau karstique dans un aquifère calcaire est impossible dans l'état actuel de nos connaissances.

Certaines méthodes indirectes (géologiques, géomorphologiques, géophysiques) permettent parfois de localiser, sur une courte distance et à faible profondeur, quelques segments du réseau karstique, mais les renseignements ainsi obtenus sont beaucoup trop fragmentaires pour pouvoir les utiliser dans les modèles de simulation.

L'impossibilité de déterminer, directement ou indirectement, la densité et la structure réelles du réseau très perméable dans un aquifère karstique nous a amenés à proposer l'utilisation des modèles de simulation pour la détermination indirecte d'un "réseau équivalent" (KIRALY, 1975; KIRALY - MOREL, 1976 a et 1976 b).

Cette méthode donne des résultats satisfaisants dans un aquifère bien délimité par des séries peu perméables et ne possédant qu'un seul exutoire principal. On doit connaître la perméabilité moyenne dans les blocs peu perméables (mesurée dans les forages ou estimation indirecte "raisonnable"), ainsi que l'hydrogramme de l'exutoire et le niveau de la nappe en quelques endroits de l'aquifère. Avec les données disponibles, on construit un modèle mathématique de l'aquifère et l'on y introduit un réseau hypothétique très perméable, de maille plus ou moins régulière, la conductivité hydraulique variant entre 10^{-1} m/s et 10 m/s. En utilisant un programme de calcul pour écoulement transitoire, on simule, dans la mesure du possible, l'hydrogramme de la source karstique pour une alimentation isolée (orage) de la nappe.

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 tarissement de la partie exponentielle) permet de corriger l'hypothèse initiale sur la densité et la conductivité hydraulique du réseau. Dans la plupart des cas, on doit admettre qu'un certain pourcentage des infiltrations arrive de façon déjà "concentrée" à la zone saturée.

En employant cette méthode (KIRALY - MOREL, 1976 a), nous avons trouvé une "maille" variant de 0,8 à 1,5 km pour le réseau karstique "équivalent" de l'aquifère calcaire de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois).

L'analyse de l'hydrogramme des sources karstiques et l'utilisation des modèles de simulation sont apparemment les

seules méthodes indirectes qui permettent de contrôler, dans une certaine mesure, les hypothèses que l'on fait sur la structure du champ des propriétés physiques de l'aquifère et sur la structure des "systèmes d'écoulement karstiques".

CHAPITRE VII

C O N C L U S I O N S

Etant donné que nous connaissons peu de chose sur l'emplacement et la forme exacte du réseau karstique réel, il serait tentant de conclure que "dans l'état actuel de nos connaissances il est impossible de déterminer les systèmes d'écoulement dans le Jura" et de nous consoler en disant que, finalement, l'important n'est pas tellement d'arriver au but, mais d'avoir fait un beau voyage à travers les problèmes hydrogéologiques du karst. Pourtant, il reste de ce "voyage" un enseignement précieux: si les restrictions imposées par les problèmes de calcul, par la connaissance approximative des conditions aux limites et par l'ignorance de la géométrie réelle du réseau karstique ne permettent pas la détermination "exacte" des systèmes d'écoulement, ces restrictions ne nous empêchent pas pour autant de mettre en modèle un aquifère avec les données que nous possédons et de déterminer les potentiels ou les débits au niveau et avec l'exactitude de nos connaissances. Or, la mise en modèle d'une nappe exige, selon l'expression de A. Burger, la synthèse de tous les renseignements, empiriques ou théoriques, que nous avons sur l'aquifère. Quel que soit le niveau ou "l'exactitude" de ces renseignements, ils doivent s'ordonner d'une façon cohérente dans le modèle de simulation et tester la cohérence des renseignements ou des hypothèses sur le champ des caractères physiques et sur les conditions aux limites est un des buts de l'emploi des modèles. L'utilisation des modèles est possible dès que l'on formule les premières hypothèses sur la géométrie, sur le champ des perméabilités et sur les conditions aux limites de l'aquifère. Que ces hypothèses reposent sur des théories génétiques expliquant la karstification, sur l'intuition et l'expérience d'un hydrogéologue ou sur une carte des perméabilités obtenue par krigeage à partir d'un réseau de forage, le modèle donnera une "réponse"

qui représente les conséquences vérifiables des hypothèses utilisées. Finalement c'est la vérification de la réponse du modèle, c'est-à-dire la comparaison de la réponse avec le comportement réel de la nappe qui permettra de décider si les hypothèses sont acceptables ou non. Cela signifie que les modèles peuvent être employés pour la détermination approximative des systèmes d'écoulement déjà avant que tout soit prêt pour la "grande simulation finale et infaillible" et les premiers résultats hypothétiques pourraient suggérer la marche à suivre pour obtenir des renseignements plus précis sur le champ des caractères physiques, sur les conditions aux limites et sur la géométrie de l'aquifère.

Ainsi, la détermination des systèmes d'écoulement et des autres unités hydrogéologiques définies (UHG-2, UHG-3, UHG-4, UHG-5) devrait être considérée comme un processus dans l'acquisition des connaissances de plus en plus précises, de plus en plus "exactes" sur l'aquifère. Dans ce processus 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 d'une région progresse.

Le point de départ pour la détermination des unités hydrogéologiques dans une région est fourni par les théories génétiques (chapitre IV) et par la connaissance des facteurs géologiques, morphologiques et climatiques. À l'aide des théories génétiques et des relations qualitatives entre facteurs géologiques et distribution des vides (paragraphe 6.5. et schéma général de la figure 3) on transforme l'image géologique (morphologique, climatique) de la région en une répartition hypothétique (mais plus ou moins probable) et qualitative des perméabilités, des porosités, des régions alimentaires et des régions d'exutoire. Les unités hydrogéologiques les plus importantes sont esquissées et déjà à ce niveau de la connaissance on peut songer à estimer l'ordre de grandeur des alimentations, des perméabilités ou des porosités efficaces et des débits aux exutoires en vue de tester la cohérence de toutes ces hypothèses à l'aide de modèles.

Très souvent le manque d'observations pertinentes sur le comportement réel de la nappe (niveau piézométrique dans les calcaires, régime des exutoires) limite singulièrement l'efficacité de la vérification des résultats du modèle car on ne peut pas faire un choix strictement univoque parmi toutes les hypothèses compatibles avec les données observées. Malgré cette indétermination, le résultat général doit être considéré comme positif. En effet, à ce stade "initial" la région est structurée par les cinq types d'unités hydrogéologiques "fondamentales", hypothétiques certes, mais qui sont organisées en un système interactif cohérent par l'intermédiaire du modèle d'écoulement et qui forment un cadre général où l'on peut intégrer chaque information complémentaire, chaque nouvelle donnée, chaque nouvelle relation entre les variables et chaque amélioration des techniques de simulation. Avec l'augmentation progressive du nombre des données disponibles (niveau de la nappe; valeurs de perméabilité, de porosité, de débits; régime thermique et chimique des eaux souterraines) qui doivent être cohérentes entre elles, l'incertitude concernant la valeur et l'extension réelles ("exactes") des unités hydrogéologiques diminuera aussi. En définitive, dans une région donnée et à un moment donné, il peut y avoir plusieurs unités hydrogéologiques du même type (par exemple des "unités de perméabilité" UHG-2), juxtaposées ou superposées, mais qui ont été déterminées à des niveaux différents, avec des méthodes différentes, avec des exactitudes différentes. L'important est de ne pas les confondre, de ne pas leur donner la même signification et de ne pas les utiliser pour la résolution de problèmes qui exigeraient un autre niveau de précision.

En guise d'exemple concret nous mentionnons la carte hydrogéologique du Canton de Neuchâtel (KIRALY, 1973) où nous représentons la géométrie des principaux aquifères du Jura neuchâtelois, leurs régions alimentaires, leurs exutoires, la distribution des perméabilités dans les calcaires fissurés, ainsi que l'effet d'échelle dû à la présence du réseau karstique. Certains des aquifères représentés sur la carte hydrogéologique sont "mis en modèle" actuellement (KIRALY-MOREL, 1976).

R E M E R C I E M E N T S

Mes remerciements les plus sincères vont à Monsieur le professeur A. BURGER, directeur du Centre d'Hydrogéologie, pour m'avoir donné la possibilité de réaliser ce travail et pour l'intérêt bienveillant qu'il témoignait à l'égard de mes recherches, ainsi qu'à Monsieur le professeur J.-P. SCHAER pour ses encouragements constants et patients.

L'appui financier du Fonds national suisse de la recherche scientifique était indispensable pour mener à bien les travaux de recherche. Que cette institution trouve ici l'expression de ma gratitude..

Monsieur le professeur BANDERET, directeur du Centre de calcul de Neuchâtel, m'a considérablement facilité l'accès à l'ordinateur et le travail avec les modèles mathématiques; qu'il en soit vivement remercié.

Je tiens à remercier également, Madame J.-G. GREMAUD pour la dactylographie du texte, ainsi que M.-A. BETRIX pour le dessin de certaines figures et pour sa contribution à la présentation définitive de ce travail.

Enfin, j'aimerais exprimer mes remerciements les plus sincères à tous mes collègues du Centre d'Hydrogéologie, en particulier à J.-P. TRIPET et à J.-P. SIMEONI, pour les discussions tonifiantes qui étaient souvent, à l'origine des idées développées dans les chapitres précédents.

BIBLIOGRAPHIE

- ASHGIAEI, G.D. (1963) - *Strukturgeologie*. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1963, 572 a., 369 abb., 22 taf.
- AUROUZE, J. (1966) - Les conditions d'existence des nappes aquifères et la notion de piège aquifère. *Sciences de la Terre*, TX1 (1966), No. 1, p. 19-40, 6 fig., 1 tabl., Nancy.
- BEAR, J., ZASLAWSKY, D., IRMAY, S. (1968) - Physical principles of water percolation and seepage. UNESCO; 465 p.
- BEDINGER, M.S. (1966) - Electric analog study of cave formation. *Nat. speleol. Soc. Bull.* Vol. 28, no 3, pp. 127-132, 4 fig.
- BERKALOFF, E. (1967) - Limite de validité des formules courantes de tarissement de débit. *Chronique d'Hydrogéologie*, 10 : 31-41.
- BORELLI, M., PAVLIN, B. (1967) - Approach to the problem of underground water leakage from the storages in karst regions. *AIH publ.* 73 : 120-138.
- BOCKER, T. (1973) - Theoretical model for karstic rock. "Karst és Barlangkutatas" 7 : 93-104.
- BRAITSCH, O. (1956) - Quantitative Auswertung einfacher Gefügediagramme. *Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr.* 5 : 210-226.
- BURGER, A. (1956) - Interprétation mathématique de la courbe de décroissance du débit de l'Areuse, Jura neuchâtelois (Suisse). *Bull. Soc. neuch. Sc. nat.* 79 : 49-54.
- (1959) - Hydrogéologie du bassin de l'Areuse. *Bull. de la Soc. neuch. de Géographie. Nouvelle série*, no. 11/Tome LII, fasc. 1., 1959. pp. 5-304, 29 fig., 6 pl.
- CASTANY, G. (1963) - *Traité pratique des eaux souterraines*. Dunod, Paris, 1963, 658 p.
- (1968) - *Prospection et exploitation des eaux souterraines*. Dunod, Paris, 717 p.

- CLOOS, E. (1955) - Experimental analysis of fracture patterns.
Bull. Geol. Soc. Amer. 66/3, 241-256, 8 pl.,
11 fig., 21 réf.
- DECLAROSIERE, O. (1968) - Contribution à l'étude du Bassin du Oouba.
Thèse, Paris. Faculté des sciences.
- DESAI, S.C., ABEL, J.F. (1972) - Introduction to the finite element
method. Van Nostrand Reinhold Co., London, 477 p.
- DROGUE, C. (1967) - Essai de détermination des composantes de
l'écoulement des sources karstiques. Chronique
d'Hydrogéologie 10 : 42-47.
- (1972) - Analyse statistique des hydrogrammes de
décrues des sources karstiques. J. of Hydrology,
15 : 49-68.
- ERGATOUDIS, B. et alii. (1968) - Curved, isoparametric, "quadri-
lateral" elements for finite element analysis.
Int. J. Solids Structures 4 : 31-42.
- FORKASIEWICZ, J., PALOC, H. (1967) - Le régime de tarissement de
la Foux de la Vis. Chronique d'Hydrogéologie 10 :
59-73.
- FREEZE, A.R., WITHERSPOON, P.A. (1966-1967) - Theoretical analysis of
Regional groundwater flow. Water Resources Research
(1) : 2/4, pp. 641-656, 9 fig.; (2) : 3/2, pp.
623-634, 6 fig.
- GISSLER, A. (1957) - Das unterirdische Wasser. VEB Deutscher
Verlag der Wissenschaften Berlin, 1957, 187 p.,
82 fig.
- GILES, R.V. (1962) - Fluid mechanics and hydraulics. Schaum Publ.
Co., New York, 274 p.
- HITCHON, B. (1969) - Fluid flow in the Western Canada Sedimentary
Basin. Effect of Topography. Water Resources Research
5/1 : 186-195.
- HURBERT, M.K. (1940) - Theory of groundwater motion. Jour. Geol. 48,
pp. 785-944.
- (1967) - Darcy's law and the field equations of the
flow of underground fluids. Bull. AIHS, 1957/No. 5,
pp. 24-59, 11 fig.

- I.S.R.M. (1975) - Suggested methods for the description of rock masses, joints and discontinuities. Second draft of ISRM Working Party, Oslo.
- JAMIER, D. (1975) - Etude de la fissuration, de l'hydrogéologie et de la géochimie des eaux profondes des massifs de l'Arpille et du Mont Blanc. Thèse, Neuchâtel, 153 p.
- JAVANOEL, I., WITHERSPOON, P.A. (1968) - Application de la méthode des éléments finis aux écoulements transitoires en milieu poreux. Revue I.F.P. Vol. XXIII No. 12, 1509-1529.
- KARL, F. (1964) - Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. Tektonische Hefte 5; 142 p; Clausthal-Zellerfeld.
- KIRALY, L. (1968) - Eléments structuraux et alignement de phénomènes karstiques (Région du gouffra du Petit-Pré de St. Livres. Jura vaudois). Bull. Soc. Neuch. Sc. nat. 91 : 127-146; 10 fig.
- (1969)a - Statistical analysis of fractures (orientation and density). Geol. Rundschau, 59/1 : 125-151.
 - (1969)b - Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés. Eclogae Geol. Helv.
 - (1970) - L'influence de l'hétérogénéité et de l'anisotropie de la perméabilité sur les systèmes d'écoulement. Bull. Ver. schweiz. Petrol. Geol.-v. Ing., vol. 37., Nr. 91 : 50-57.
 - (1971) - Groundwater flow in heterogeneous, anisotropic fractured media: a simple two-dimensional electric analog. Journal of Hydrology 12 : 255-261.
 - (1973) - Notice explicative de la courbe hydrogéologique du canton de Neuchâtel. Suppl. Bull. soc. neuch. Sc. nat. 96; 15 p., 6 fig., 1 tabl. 1 carte.
- KIRALY, L., MATHEY, B., TRIPET, J.P. (1971) - Fissuration et orientation des cavités souterraines: région de la Grotte de Milandre (Jura tabulaire). Bull. Soc. neuch. Sc. nat., 94 : 99-114

- KIRALY, L., SIMEONI, G.-P. (1971) - Structure géologique et orientation des cavités karstiques: la grotte de Chez-le-Brandt (Jura neuchâtelois). Bull. Soc. neuch. Sc. nat., 94 : 91-97.
- KIRALY, L., MOREL, G. (1976a) - Etude de la régularisation de l'Areuse par modèle mathématique. Bull. Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel 1: 19-35.
- KIRALY, L., MOREL, G. (1976b) - Remarques sur l'hydrogramme des sources karstiques simulées par modèles mathématiques. Bull. Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel 1: 37-60.
- KLINGBEIL, E. (1966) - Tensorrechnung für Ingenieure. Bibl. Institut. Mannheim, 194 p.
- KNORING, L.D. (1968) - Relations entre orientation des fractures et éléments de la structure géologique (en russe). In: "Problèmes de géologie mathématique", Leningrad.
- KRAUSE, H. (1966) - Oberflächennahe Auflockerungserscheinungen in Sedimentgesteinen Baden-Württembergs. Jahreshefte geol. Landesamt Baden-Württemberg, B, 269-323 S., Abb. 56-69, Tafel 15-23, Tab. 51, Freiburg im Breisgau 1966.
- KRUSEMAN, G.P., DE RIDDEN, 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.
- 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.
- LEINFELLNER, W. (1965) - Einführung in die Erkenntnis- und Wissenschaftstheorie. B. I. Mannheim, 207 p.
- LIAKOPDULOS, A. (1965) - Variation of the permeability tensor ellipsoid in homogeneous anisotropic soils. Water Resources Research 1/1, pp. 135-151, 3 fig.
- LIPSCHUTZ, S. (1968) - Linear algebra. Mc. Graw-Hill, 334 p.

- 214 LOUIS, E.L. (1974) - Introduction à l'hydraulique des roches.
Bull. B.R.G.M. (2), III/4 : 283-356.
- MANDEL, S. (1966) - A conceptual model of karstic erosion by ground water. Bull. AIHS, XI/1 : 5-7.
- MANGIN, A., (1975) - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse, Institut des sciences de la Terre de l'Université de Dijon.
- MAXEY, G.B. (1964) - Hydrostratigraphic units. Jour. of Hydrology 2/2, pp. 127-129, 2 fig., 3 réf.
- MEYBOOM, P. (1966) - Current trends in Hydrogeology. Earth-Science Reviews 2 : 345-356.
- MIJATOVIĆ, B. (1970) - A 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. Res., ser. B, No 8 : 41-74.
- MORRIS, D.A., JOHNSON, A.I. (1967) - Summary of hydrologic and physical properties of rock and soil material as analysed by the Hydrologic Laboratory of the U.S. Geological Survey 1948-60. Geol. Survey Water-Supply Paper 1839-D; 42 p.
- MULLER, L. (1963) - Der felsbau. 1 Bd. Theoretischer Teil. 624 S., 307 Abb, 22 Taf. Stuttgart 1963.
- NEWBERRY, B (1968) - The perched water table in the Upper limestone aquifer of Malta. J. Inst. Water Engineers; 22/8 : 551-570.
- PALDC, H. (1964) - Caractéristiques hydrogéologiques des dolomies de la région languedocienne. Mém. Centre d'Études et de Rech. Hydrogéol., Montpellier, 1 : 123-127.
- PAPADOPOULOS, I.S. (1967) - Nonsteady flow to a well in an infinite anisotropic aquifer. AIHS publ. No 73 : 21-31.
- PAVONI, N. (1961) - Faltung durch Horizontalverschiebung. EGH 54, pp. 513-534, 9 fig.
- PRICE, N.J. (1966) - Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon Press, Oxford, etc., 1966, 176 p., 58 fig.
- RATS, M.V., CHERNYASHOV, S.N. (1967) - Statistical aspect of the problem on the permeability of the jointy rocks. Publication AIHS No. 73 (Colloque de Dubrovnik 1965, Hq. des roches fissurées) pp. 227-236.

- RHODES, R., SINACORI, M.N. (1941) - Pattern of ground-water flow and solution. *J. of Geology* 49/8 : 785-794
- SCHEIDEGGER, A.E. (1960) - The physics of flow through porous media. University of Toronto Press, 313 p.
- (1965) - On the statistics of the orientation of bedding planes, grain axes and similar sedimentological data. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 525-C : 164-167.
- SCHOLLER, H. (1962) - Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources. Masson & Cie., Paris, 1962, 642 p., 187 fig.
- (1967) - Hydrodynamique dans le karst. (Ecoulement et emmagasinement). Publications AIHS No. 73, (Hydrologie des roches fissurées, Dubrovnik 1965) pp 3-20, 7 fig., et: Chronique d'Hydrogéologie 10 : 7-21, 7 fig. (1967).
- SIMEONI, G.P. (1976) - Etude de la perméabilité des formations calcaires du Jura neuchâtelais. Bull. Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel, 1 : 9-18.
- (1977) - Analyse statistique des perméabilités ponctuelles des calcaires aquifères du Jura neuchâtelais. Ann. scient. Univ. Besençon, Fasc. 25, 3ème série.
- SNOW, D.T. (1968) - Rock fracture spacings, openings, and porosities. *Jour. of the Soil Mechanics and foundations division*, Vol. 94, no. SM1, January 1968; pp. 73-91, 7 fig.
- (1969) - Anisotropic permeability of fractured media. *Water Resources Res.*, 5 : 1273-1289.
- SWINNERTON, A.C. (1949) - Hydrology of limestone terrains. (in: Meinzer, D.E. editor, *Hydrology, Physics of the Earth*; New York, Dover Publ.: 656-677.
- TEICHMANN, H. (1964) - Physikalische Anwendungen der Vektor- und Tensorrechnung. *Bibl. Inst. Mannheim*, 231 p.
- THOMAS, H.E., LEOPOLD, L.B. (1964) - Groundwater in North America. *Science*, 143 : 1001-1006.

- ULLMO, J. (1967) - Les concepts en physique. In: Logique et connaissance scientifique, Encyclopédie de la pléiade, p. 623-705.
- TRIPET, J.-P. (1972) - Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse. Université de Neuchâtel, thèse, 183 p.
- VISTELIUS, A.B. (1966) - Structural Diagrams. Pergamon Press Ltd., Oxford, London 1966, XI + 178 p., 47 fig. 16 tabl., réf.
- WEGMANN, E.C. (1961) - Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (le Jura plissé). Reprinted from the Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala Vol. XL: 196-182, 2 fig.
- WITKE, W., LOUIS, Cl. (1968) - Modellversuche zur Durchströmung klüftiger Medien. Felsmech. u. Ing. Geologie, Suppl. IV: 52-78, 24 fig.
- ZIENKIEWICZ, D.C. (1971) - The finite element method in engineering science. Mc. Graw-Hill, London; 521 p.
- ZDTL, J. (1961) - Die Hydrographie des nordostalpinen Kerstes. Steierische Beiträge zur Hydrogeol., (1960/61: Heft 2).