



**HAL**  
open science

# Caractérisation géotechnique des massifs rocheux par étude structurale et essais in situ : applications aux sites de barrages

Andre Giraud

► **To cite this version:**

Andre Giraud. Caractérisation géotechnique des massifs rocheux par étude structurale et essais in situ : applications aux sites de barrages. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1986. Français. NNT: . tel-00745632

**HAL Id: tel-00745632**

**<https://theses.hal.science/tel-00745632>**

Submitted on 26 Oct 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

*P. Nolas*

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

# THÈSE

présentée à

l'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

et à

l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES-SCIENCES

par

**André GIRAUD**

S U J E T

**CARACTÉRISATION GÉOTECHNIQUE  
DES MASSIFS ROCHEUX  
PAR ÉTUDE STRUCTURALE ET ESSAIS IN SITU.  
APPLICATIONS AUX SITES DE BARRAGES.**

---

Soutenu le 26 Septembre 1986 devant la Commission d'Examen

M. R. BARBIER	Président
M. P. ANTOINE	Directeur de thèse
M. R. HOUPERT M. P. LONDE	Rapporteurs
M. J. BIAREZ M. P. DUFFAUT	Examineurs
M. J. LETOURNEUR	

*Titre de l'ouvrage :*

**CARACTÉRISATION GÉOTECHNIQUE  
DES MASSIFS ROCHEUX  
PAR ÉTUDE STRUCTURALE ET ESSAIS IN SITU**  
applications aux sites de barrages

*Nom de l'auteur :* André GIRAUD

**RÉSUMÉ**

Le comportement géotechnique des massifs rocheux est principalement régi par leurs discontinuités. Celles-ci ont pour cause les déviateurs de contrainte et de déformation appliqués au massif tout au long de son histoire géologique.

On en conclut que les caractéristiques mécaniques et hydrauliques actuelles d'un massif dépendent à la fois de ses particularités structurales acquises et éventuellement de contraintes s'exerçant de nos jours, notamment par suite du mouvement des plaques lithosphériques.

L'appréciation de la qualité d'un site doit s'efforcer de combiner l'analyse structurale, les mesures in situ et, si possible, les données acquises par la sismologie.

Une telle démarche permet de généraliser les résultats de reconnaissances par nature ponctuelles et de mieux comprendre certaines anisotropies mécaniques et hydrauliques.

Des études de sites de fondation de barrages, en terrains cristallins et cristallophyliens, effectuées en Arabie Séoudite et dans les Pyrénées-Orientales illustrent la démarche méthodologique qui vient d'être proposée.

**MOTS-CLÉS**

Analyse structurale ; Failles ; Fractures ; Contraintes ; Essais in situ ; Anisotropie ; Barrages ; Arabie Séoudite ; Pyrénées-Orientales.

*Title of the work :*

**DETERMINATION OF GEOTECHNICAL FEATURES  
OF ROCK MASSES THROUGH  
STRUCTURAL STUDY AND IN-SITU TESTS**  
application to dam sites

*Name of the author :* André GIRAUD

**ABSTRACT**

The geotechnical behaviour of rock masses is mostly governed by their discontinuities. These are caused by deviatoric stresses and strains applied to the massif throughout its geological history.

It may be inferred that the existing mechanical and hydraulic characteristics depend on inherited structural particularities and also on present stresses, where applicable, especially those induced by lithospheric plate movements.

In order to estimate the properties of a site the geotechnician must do his best to combine structural analysis, in situ measurements and, if possible, seismological data.

Such an approach allows a generalization of the results of necessarily localized reconnaissance surveys and better understanding of mechanical and hydraulic anisotropies.

Several studies of dam-foundation sites, over crystalline and foliated crystalline formations, in Saudi Arabia and the Eastern Pyrenees (France) illustrate the method suggested above.

**KEY WORDS**

Structural analysis ; Faults ; Fractures ; Stresses ; In-Situ tests ; Anisotropy ; Dams ; Saudi Arabia ; Eastern Pyrenees (France).

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

# THÈSE

présentée à

l'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

et à

l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES-SCIENCES

par

**André GIRAUD**

S U J E T

**CARACTÉRISATION GÉOTECHNIQUE  
DES MASSIFS ROCHEUX  
PAR ÉTUDE STRUCTURALE ET ESSAIS IN SITU.  
APPLICATIONS AUX SITES DE BARRAGES.**

---

Soutenu le 26 Septembre 1986 devant la Commission d'Examen

M. R. BARBIER	Président
M. P. ANTOINE	Directeur de thèse
M. R. HOUPERT M. P. LONDE	Rapporteurs
M. J. BIAREZ M. P. DUFFAUT M. J. LETOURNEUR	Examineurs

Ce travail a débuté en 1977,  
en Arabie Séoudite, et a été  
achevé en 1986, au Claret.

## A V A N T - P R O P O S

Au moment où je termine ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui m'ont permis de le mener à bien.

Tout d'abord Monsieur Reynold BARBIER, Professeur émérite à l'U.S.T.M.G., Membre de l'Institut, qui m'a initié puis fait accéder à la vie professionnelle et qui, depuis de nombreuses années, me fait profiter de son expérience exceptionnelle dans le domaine de la géologie appliquée au génie civil, et en particulier aux grands barrages.

Monsieur Pierre ANTOINE, Professeur à l'U.S.T.M.G., à l'E.C.P. et à l'E.N.T.P.E. m'a donné l'occasion de me consacrer à un travail s'échelonnant sur plusieurs années en Arabie Séoudite. Qu'il soit remercié pour son aide et les échanges fructueux que nous avons pu avoir tant sur le terrain qu'à l'I.R.I.G.M.

Ce mémoire n'aurait pu être mené à bien sans l'appui de mes rapporteurs. Monsieur René HOUPERT, Professeur à l'I.N.P.L., a accepté de me consacrer du temps pris sur ses nombreuses activités et a exprimé, dans le jugement de ce texte, sa sensibilité de mécanicien des Roches. Quant à Monsieur Pierre LONDE, Président honoraire de la Commission Internationale des Grands Barrages, dont les nombreux articles ont largement inspiré mes propres réflexions, il doit être particulièrement remercié pour avoir participé au jury en dépit de ses nombreuses missions internationales.

Je tiens à exprimer ma gratitude, pour leurs conseils et suggestions, à :

- Monsieur Jean BIAREZ, Professeur à l'Ecole Centrale des Arts et Manufactures, qui s'est toujours préoccupé de maintenir le dialogue entre mécaniciens et géologues ;
- Monsieur Pierre DUFFAUT, Ingénieur Civil des Mines, qui m'a chaleureusement accueilli dans sa retraite du Vercors ;
- Monsieur Marcel ARNOULD, Professeur à l'Ecole des Mines de Paris.

Enfin, je ferai mention particulière de Monsieur Jean LETOURNEUR, Professeur émérite à l'Ecole des Mines de Saint Etienne, dont les commentaires précis, les critiques constructives et les corrections minutieuses et patientes m'ont été une aide aussi précieuse que l'intérêt et l'amitié qu'il m'a témoignés tout au long de cette thèse.

Un tel travail n'aurait pu être effectué sans le concours d'organismes extérieurs à l'Université. Il m'est particulièrement agréable de les mentionner :

- S.O.G.R.E.A.H., et plus spécialement mes complices de mission Jean ANSELMINO, Pierre JANTET, Pierre-Yves MOULLARD et Robert HUBER ;
- G.T.M.-ENTREPOSE, et tout particulièrement Monsieur François LEMPERIERE, Directeur Général Adjoint ;
- S.E.E.E., et plus précisément Mademoiselle Claude BESSIERE, Ingénieur en Chef ;
- E.D.F., où mes interlocuteurs privilégiés ont été Messieurs Robert THEROND, Jean-Pierre BOZONNET et Thierry DOUCERAIN ;
- Le B.R.G.M., pour l'accueil qui m'a été réservé par Lucien BERTRAND, Jean-Louis BLES et Bernard FEUGA.

Je remercie aussi mes collègues et amis Daniel CORDARY, Michel DAYRE, Denis FABRE, Yves FAURE, Jean-Pierre GOURC, Henri LOUBAT, Gilles MENARD et François THOUVENOT pour leur aide morale et professionnelle.

Je tiens enfin à souligner que la création de l'I.R.I.G.M. en 1977, en réunissant dans un même Institut, sous la direction fédératrice de Pierre VIALON, des équipes de spécialisations variées, m'a permis de conduire cette recherche avec davantage d'efficacité.

## Table des matières

<u>Introduction</u>	9
PREMIERE PARTIE - OUTILS ET METHODES UTILISES POUR LA DETERMINATION DES CARACTERISTIQUES GEOTECHNIQUES D'UN MASSIF ROCHEUX	
<u>Chapitre I - Analyse de la fracturation d'un massif rocheux</u>	13
1 - Le massif rocheux : un milieu discontinu	13
1-1- Discontinuités indépendantes d'un plan d'anisotropie	13
1-1-1- Les fractures d'extension	15
1-1-2- Les failles de rupture par cisaillement	15
a- Les fractures T	
b- Les fractures élémentaires synthétiques R	
c- Les fractures élémentaires antithétiques R'	
d- Les fractures P	
e- Synthèse	
1-2- Discontinuités utilisant une anisotropie planaire	19
1-2-1- Cas du site de barrage de Turkwel (Kenya)	20
1-2-2- Origine mécanique de ces discontinuités	21
a- Fissuration liée au retrait avec refroidissement	
b- Fissuration liée à la décompression	
c- Fissuration d'origine tectonique	
2- Description de la fracturation	22
2-1- Description géométrique	22
2-2- Nature des fractures	22
2-3- Description du mouvement et sens du déplacement	23
2-4- Appréciation du rejet	24
2-5- Modes de représentation	24
2-5-1- Les diagrammes en rosace	24
2-5-2- La projection stéréographique	25
2-5-3- La carte de fracturation	25

3- Interprétation de la fracturation	25
3-1- Reconstitution des directions principales de la déformation globale discontinue	26
3-2- Hiérarchisation de la fracturation	27
3-3- Chronologie relative des différentes familles de fractures	28
<u>Chapitre II</u> - Mesures de l'état de contrainte d'un massif rocheux	29
1- Les méthodes de mesure directe des contraintes	30
1-1- Méthode du vérin plat	31
1-2- Méthode du surcarottage	32
1-3- Méthode de la fracturation hydraulique	34
1-4- Conclusions	35
2- Les méthodes de mise en évidence de l'état de contrainte	36
2-1- Détermination du mécanisme au foyer des séismes	36
2-2- Les cas d'anisotropie de vitesse de propagation des ondes sismiques provoquées	38
2-2-1- Pratique des mesures sur le terrain et exploitation des résultats	40
2-2-2- Comparaison des mesures in situ et au laboratoire	41
2-2-3- Influence des caractères structuraux du rocher : cas du site de Grand-Maison (Alpes)	43
a- Prospection sismique	
b- Mesures de laboratoire	
2-2-4- Influence de la fracturation	47
a- Anisotropie des vitesses sismiques dans un massif calcaire	
b- Anisotropie des vitesses sismiques dans la zone de faille d'El Asnam (Algérie)	
2-2-5- Influence de l'état de contrainte	49
2-2-6- Conclusions	50
2-3- Les mesures au dilatomètre	51
2-3-1- Principe de la mesure	51
2-3-2- Réalisation et interprétation	51
2-3-3- Conclusions	52

2-4- Apport des caractéristiques hydrauliques à l'évaluation des directions de contrainte	53
2-4-1- Mesures de perméabilité	53
a- Essai Lugeon classique	
b- Essai Lugeon amélioré	
c- Essai d'eau au moyen d'une sonde hydraulique triple	
d- Essai d'eau mettant en oeuvre plusieurs techniques opératoires	
2-4-2- Observation des fractures drainantes	56
2-4-3- Conclusions	56
DEUXIEME PARTIE - LES SITES DE BARRAGES ETUDIES DANS LE BOUCLIER PRECAMBRIEN D'ARABIE SEOUDITE	
<u>Chapitre I</u> - Sismicité de la partie SW du bouclier arabe	63
1- La macrosismicité	63
2- La microsismicité	67
3- Synthèse	67
<u>Chapitre II</u> - Cadre géologique et structural de la partie occidentale du bouclier arabe	69
1- Géologie régionale	69
2- Aperçu de l'évolution structurale	69
3- Schéma de fracturation	71
<u>Chapitre III</u> - Contexte géologique et structural des sites étudiés dans la région de Taïf	77
1- Cadre géologique	77
1-1- Les séries métamorphiques	77
1-2- Les batholites	77
2- Indications générales sur les systèmes de fracturation observés	79
3- Incidences du schéma de fracturation sur les caractéristiques géotechniques	82
<u>Chapitre IV</u> - Pétrographie et comportement mécanique en laboratoire des granodiorites de Buwrah et d'Aridah	85
1- Le pluton de Wadi Buwrah	85

1-1- Pétrographie et géochimie	85
1-2- Essais de laboratoire	86
1-2-1- Vitesse des ondes longitudinales	87
1-2-2- Compression monoaxiale	93
1-2-3- Traction indirecte	93
2- Le pluton de Wadi Aridah	96
2-1- Pétrographie et géochimie	96
2-2- Essais de laboratoire	97
2-2-1- Vitesse des ondes longitudinales	99
2-2-2- Compression monoaxiale	99
2-2-3- Traction indirecte	102
2-2-4- Compression triaxiale	102
3- Comparaison avec d'autres granodiorites	105
3-1- La granodiorite de Louvigné-du-Désert	105
3-2- La granodiorite de Lanhélin	106
4- Conclusions sur le comportement mécanique des granodiorites en laboratoire	106
<u>Chapitre V - Le site de barrage de Wadi Aridah</u>	109
1- Cadre géologique du site	109
1-1- Les ensembles métamorphiques	109
1-1-1- L'unité m3	109
1-1-2- L'unité m4	111
1-2- Les roches plutoniques	111
1-2-1- Les granodiorites	111
1-2-2- Les granites	111
2- Cadre tectonique	111
2-1- Le décrochement senestre F	113
2-2- Le décrochement senestre F <sub>1</sub>	113

3- Le site du barrage	115
3-1- Morphologie	115
3-2- Fracturation	115
4- Résultats apportés par la campagne de reconnaissance	118
4-1- La prospection géophysique	118
4-1-1- Valeur des vitesses sismiques	118
4-1-2- Anisotropie des vitesses de propagation	119
4-1-3- Valeur des modules d'élasticité dynamique	119
4-2- Les essais d'eau	119
4-2-1- Résultats	121
4-2-2- Indications générales retirées des essais d'eau	122
5- Conclusions	122
<u>Chapitre VI - Le site de barrage de Wadi Buwrah</u>	125
1- Le site du barrage	125
1-1- Nature du substratum rocheux	125
1-2- Structure géologique	125
1-2-1- Les accidents chevauchants	127
1-2-2- Les fractures verticales	127
1-3- Place du site dans le contexte régional et genèse possible des failles chevauchantes	127
2- Conséquences au niveau des caractéristiques géotechniques du site	130
2-1- Perméabilité des appuis	130
2-2- Les qualités mécaniques du rocher de fondation	132
3- Conclusions	133
<u>Chapitre VII - Le site de barrage de Mudhiq</u>	135
1- Sismicité	135
2- Géologie régionale	137

2-1- Pétrographie	137
2-2- Tectonique	137
3- Le site du barrage	140
3-1- Pétrographie et caractéristiques mécaniques du substratum rocheux	140
3-2- Fracturation	142
3-2-1- Types de fractures	142
3-2-2- Orientation des fractures	144
3-2-3- Chronologie des fractures	144
3-2-4- Incidence pour l'interprétation des propriétés du site	145
4- Estimation des directions de compression du massif d'après les essais réalisés sur le site	145
4-1- Résultats de la prospection sismique	145
4-2- Résultats des essais dilatométriques	146
4-3- Remarques sur les essais d'eau et le voile d'injection	148
5- Conclusions	148
<u>Chapitre VIII</u> - Synthèse des études effectuées sur les sites d'Arabie Séoudite	151
1- Apports de l'analyse structurale	151
2- Apports des mesures in situ	151
2-1- Célérité des ondes sismiques	151
2-2- Mesures dilatométriques	152
2-3- Perméabilité déduite des injections	152
3- Apports de la tectonique globale	152
3-1- Utilisation de modèles calculés	153
3-2- Utilisation de données cinématiques	153
4- Conclusions	155

## TROISIEME PARTIE - DEUX SITES DE BARRAGES DES PYRENEES-ORIENTALES

1- Données générales	159
1-1- Cadre géologique et structural	159
1-2- Sismicité	161
1-3- Conclusion	161
2- Etude du site de barrage de Lapanan	162
2-1- Etude structurale régionale	162
2-2- Fracturation du site	162
2-3- Résultats des essais in situ	164
2-3-1- Etude des vitesses sismiques	164
2-3-2- Etude des contraintes	165
2-3-3- Mesures au dilatomètre	165
2-3-4- Perméabilité du massif	166
2-4- Conclusion	167
3- Etude du site de barrage de Vinça	167
3-1- Etude structurale régionale	168
3-2- Fracturation du site	168
3-3- Fracturation du fond de fouille	170
3-4- Résultats des essais in situ	172
3-4-1- Vitesses sismiques	172
3-4-2- Perméabilité du massif	172
3-5- Conclusion	172
4- Synthèse	172

## QUATRIEME PARTIE - SYNTHESE

1- Les discontinuités et leur origine	177
2- Le champ des discontinuités et son comportement actuel	179
2-1- Analyse de la fracturation	179
2-2- Appréciation de l'état de contrainte	180

2-2-1- Les mesures directes des contraintes	181
2-2-2- Les mesures indirectes des contraintes	182
2-3- Interprétation des résultats	182
3- Comportement ultérieur des discontinuités	186
<u>Conclusions</u>	189

## INTRODUCTION

Beaucoup d'auteurs ont déjà signalé l'intérêt d'inscrire l'étude d'un site de barrage dans son cadre géologique régional, c'est-à-dire à une échelle définie entre "l'analyse minutieuse du pétrographe" et "la description grandiose du tectonicien" (P. LONDE, 1973).

En effet "la structure d'un site ne pourra être vraiment comprise qu'en la replaçant dans son cadre géologique régional" (R. BARBIER, 1974), car ses caractéristiques géotechniques sont en grande partie héritées de l'histoire géologique.

Ces dernières années, le grand essor des techniques de reconnaissance a montré une nette orientation vers la recherche des données quantitatives. Parallèlement, les géologues structuralistes ont bien progressé dans l'analyse microtectonique de la déformation des massifs rocheux et dans la compréhension des mécanismes qui y conduisent (MATTAUER, 1973 ; VIALON et al., 1976 ; BLES et FEUGA, 1981 ; GOGUEL, 1983 ; NICOLAS, 1984 ; GAMOND, 1985).

Les études structurales indispensables pour la reconnaissance géotechnique d'un massif se limitent en général à une analyse purement descriptive de la fracturation (géométrie, remplissage, fréquence, etc.), faisant abstraction des mécanismes qui l'ont engendrée. Cette analyse descriptive est certes importante, mais il convient d'insister aussi sur le fait que les caractéristiques mécaniques et hydrauliques d'un massif fissuré dépendent également des états de contrainte successifs ayant provoqué la déformation observée et, en tout état de cause, des contraintes s'exerçant de nos jours (mouvement des plaques lithosphériques) ou d'une modification récente de celles-ci (progression de l'érosion, séquelles de la déglaciation, etc.).

On voit encore bien souvent, lors d'une campagne de reconnaissance, exécuter une profusion de sondages et d'essais sans but clairement défini et, en tout cas, sans autre justification que routinière. Ces investigations, souvent complexes et toujours coûteuses, ne doivent à notre avis être entreprises qu'après une bonne compréhension des caractéristiques structurales du site.

En fonction de quoi, nous pensons que les reconnaissances géotechniques sur un site de barrage doivent s'efforcer de réaliser la synthèse d'une étude microstructurale replacée dans le cadre des grandes structures régionales, des résultats de mesures in situ et, si possible, des données acquises par la sismologie.

Une telle démarche permet de généraliser les résultats des reconnaissances, par nature discontinues, et de mieux définir certaines anisotropies mécaniques et hydrauliques des massifs rocheux.

Au cours de ces dernières années nous avons été amené à étudier des sites de fondation de barrages en terrains cristallins et cristallophylliens dans divers pays et contextes structuraux. A cette occasion nous avons recueilli des observations multiples qui nous permettent d'avancer à notre tour une synthèse de ce sujet.

Dans la première partie de ce mémoire, nous allons tenter de faire l'inventaire des outils disponibles pour effectuer un tel travail.

Ensuite, des exemples d'études de fondations de barrages, effectuées en Arabie Séoudite (deuxième partie) et dans les Pyrénées-Orientales (troisième partie) illustreront l'intérêt géotechnique de la démarche méthodologique qui vient d'être proposée.

## PREMIERE PARTIE

### OUTILS ET MÉTHODES UTILISÉS POUR LA DÉTERMINATION DES CARACTÉRISTIQUES GÉOTECHNIQUES D'UN MASSIF ROCHEUX

## Chapitre I - Analyse de la fracturation d'un massif rocheux

La matrice rocheuse des massifs cristallins ou cristallophylliens auxquels nous nous sommes intéressé a été d'abord définie sur les plans pétrographique et géochimique, puis caractérisée par des essais de laboratoire classiques effectués sur des échantillons de petite dimension, statistiquement homogènes (mesures de vitesse, compression monoaxiale et triaxiale, essais de traction indirecte). Cette matrice montre très généralement des caractéristiques mécaniques satisfaisantes.

Quant au massif lui-même, c'est un assemblage de blocs très rigides par rapport aux discontinuités, ce qui justifie les modèles mathématiques par éléments distincts (CUNDALL, 1980). Dans ces conditions, les particularités géotechniques globales d'un massif et notamment sa perméabilité, dépendent exclusivement de la répartition spatiale des fractures et des contraintes qu'elles subissent actuellement.

### 1 - Le massif rocheux : un milieu discontinu

Un massif rocheux ne possède pas de discontinuités aléatoires, car elles ont toutes une explication génétique. En général, il présente plusieurs grandes familles de fractures engendrées par la tectonique. Qu'il s'agisse de fractures décimétriques ou d'accidents majeurs plurikilométriques, les discontinuités cinématiques naturelles peuvent être rangées en deux grandes catégories selon leur attitude par rapport à un plan d'anisotropie de structure de la roche :

- les discontinuités indépendantes d'un plan d'anisotropie,
- les discontinuités qui utilisent un plan d'anisotropie préexistant.

#### 1-1 - Discontinuités indépendantes d'un plan d'anisotropie

Ce sont les fractures qui se développent soit dans un matériau homogène exempt de plan d'anisotropie de structure, soit dans un matériau présentant une anisotropie planaire mais avec des directions indépendantes de cette dernière.

On notera d'autre part que les fractures induites en laboratoire (essais triaxiaux) se rattachent en première approximation à deux grands types de ruptures élémentaires :

- les ruptures par extension (parallèles à  $\sigma_1$  et orthogonales à  $\sigma_3$ )
- les ruptures par cisaillement qui font avec  $\sigma_1$  un angle dont l'ordre de grandeur est voisin de  $\frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$ .

Ces ruptures par cisaillement se produisent à la surface de la croûte terrestre (fig. 1) où le champ de contrainte est sensiblement horizontal, par suite du mouvement des plaques lithosphériques. On aura ainsi des ruptures par cisaillement :

- A - avec raccourcissement vertical et allongement horizontal (faille normale),
- B - avec raccourcissement horizontal et allongement vertical (faille inverse),
- C - avec raccourcissement et allongement dans le plan horizontal (faille de décrochement).

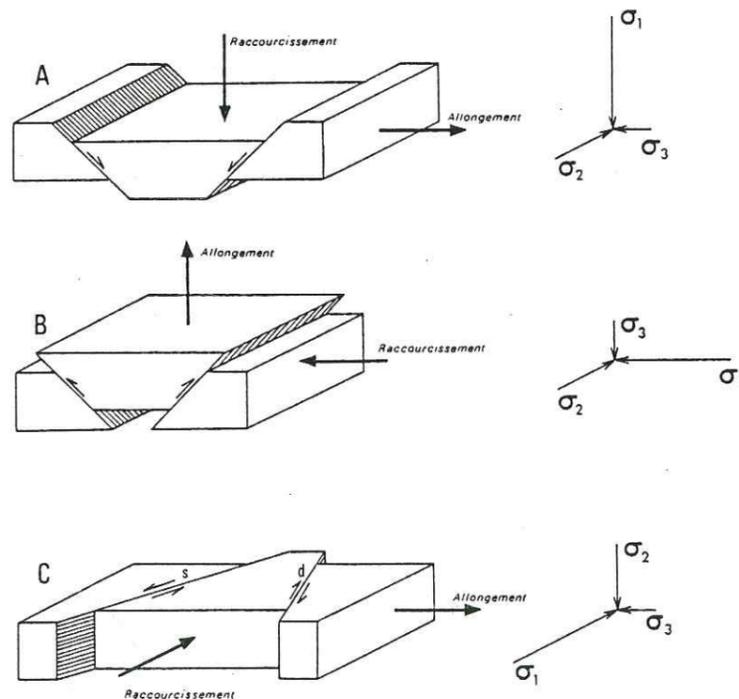


Fig. 1. - Ruptures par cisaillement (d'après BLES et FEUGA, 1981).

### 1-1-1 - Les fractures d'extension

- Ces fentes ou fractures se sont formées sous l'effet d'une extension, à l'image des fissures qui apparaissent dans certains essais de laboratoire.

- L'ouverture de ces fractures est très variable, et leur dimension peut varier de quelques centimètres à plusieurs mètres et parfois même quelques décimètres.

- Ces fractures d'extension sont parfois ouvertes mais, dans la plupart des cas, se cicatrisent par des cristallisations secondaires (calcite ou quartz).

- Ces fractures d'extension peuvent, dans certains cas, constituer des fentes et des filons parallèles, souvent associés suivant un système en échelon lié à une zone de discontinuité. Un tel système s'inscrit parfois à l'intérieur d'une zone de cisaillement (cf. 1-1-2).

### 1-1-2 - Les failles de rupture par cisaillement

Parmi les ruptures par cisaillement que l'on peut observer sur le terrain (fig. 1), les failles normales sont liées aux phénomènes de distension tandis que les failles inverses et les décrochements sont liés à des phases de compression horizontale lors des périodes de tectogenèse.

Sur les divers sites étudiés, parmi les ruptures par cisaillement observées, les failles de décrochement sont prépondérantes. Elles apportent d'autre part de nombreuses informations très directement utilisables pour les études géotechniques, aussi en parlerons-nous en détail.

Les failles sont rarement des surfaces uniques, mais plutôt constituées par l'association de divers types de fractures élémentaires, d'orientation différente de celle de l'ensemble de la rupture, et dont l'anastomose matérialise l'existence d'une zone de cisaillement d'une certaine largeur, de part et d'autre de la discontinuité principale (HANCOCK, 1972 ; FABRE et ROBERT, 1975 ; GAMOND et GIRAUD, 1982).

De nombreux travaux effectués depuis ceux de W. RIEDEL (1929) ont permis d'identifier, à partir d'essais mettant en oeuvre le cisaillement direct de sable, d'argile ou de roche, un nombre restreint de types

de fractures de petites dimensions, disposées obliquement (fig. 2) par rapport à la discontinuité générale :

- les fractures T, dues à une rupture par extension, qui se disposent parallèlement à la direction de contrainte principale ( $\sigma_1$ ) réorientée à l'intérieur de la zone de faille ;

- les fractures R, R' et P, dues à une rupture par cisaillement.

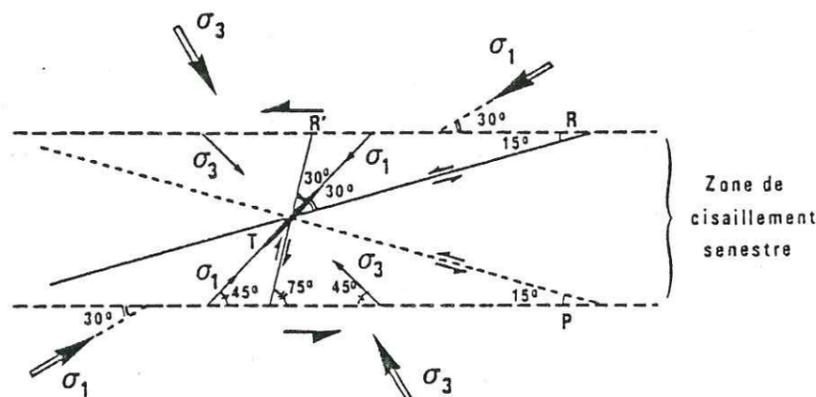


Fig. 2. - Relations entre les différentes fractures en échelons d'une zone de cisaillement. Réorientation des directions de contrainte à l'intérieur de la zone (cas où  $\phi = 30^\circ$ ) (d'après VIALON et al., 1976).

Tous ces types de fractures n'apparaissent pas forcément lors de chacun des essais : selon les conditions expérimentales, on aboutira souvent à une association constituée seulement d'une partie d'entre eux.

Chacune de ces fractures subordonnées est caractérisée par l'angle qu'elle fait avec la direction du cisaillement majeur et par le sens de son mouvement propre.

Sur le terrain, les analyses de fracturation concernant les zones de discontinuité cinématique permettent d'identifier ces types de fractures et de les assimiler à celles que l'on obtient au laboratoire.

#### a - les fractures T

Ces fractures, disposées en échelon selon la direction de la zone de cisaillement, sont des fractures ouvertes témoignant d'une extension perpendiculaire à leurs épontes.

Les fissures T, qui se développent par traction indirecte, apparaissent généralement dans les premiers stades de la déformation, à environ  $45^\circ$  de la direction du cisaillement principal, au moment de la rupture. Elles ont été obtenues expérimentalement par H. CLOOS (1955) et R.E. WILCOX et al. (1973) avec de l'argile très humidifiée.

#### b - les fractures élémentaires synthétiques R

Elles ont été décrites pour la première fois par RIEDEL (1929), à l'occasion d'une expérience devenue classique. Elles sont le siège d'un glissement de même sens que le déplacement global de la zone de cisaillement à laquelle elles appartiennent, aussi sont-elles qualifiées de synthétiques (VIALON et al., 1976).

L'angle entre ces fractures et la direction de la zone de cisaillement général varie, selon les expérimentateurs, de  $8^\circ$  (TCHALENKO, 1970) à  $30^\circ$  (WILCOX et al., 1973) mais, dans les modèles analogiques, la valeur moyenne de 15 à  $20^\circ$  est la plus fréquemment observée.

#### c - les fractures élémentaires antithétiques R'

Au laboratoire, les fractures R' sont fréquemment observées dans les expériences du type RIEDEL, et classiquement interprétées comme les conjuguées des fractures R, dont elles sont symétriques par rapport à la direction réorientée de la contrainte principale majeure dans la zone de discontinuité. Le glissement dont elles sont le siège est de sens opposé à celui du déplacement global de la zone de cisaillement, et par conséquent à celui des fractures synthétiques R.

L'angle entre ces fractures et la direction de la zone de cisaillement varie, pour les différents auteurs, entre  $55^\circ$  (RIEDEL, 1929) et  $90^\circ$  (WILCOX et al., 1973) avec une valeur moyenne de  $75^\circ$ . Sur le terrain, les fractures R' sont peu développées en comparaison des fractures R et, dans certaines expériences de laboratoire, elles n'apparaissent pas.

#### d - les fractures P

Ainsi dénommées par SKEMPTON (1966), ces fractures sont considérées par les différents auteurs comme symétriques des fractures R par rapport à la direction générale de la zone de cisaillement, avec un déplacement de même sens que celui-ci.

Elles font avec la zone de cisaillement un angle de 15 à 20°. Les modèles analogiques des zones de discontinuité présentent assez rarement des fractures de type P. Lorsque ces fractures existent, elles apparaissent soit comme des relais entre des fractures élémentaires de première génération de type R (GAMOND, 1983), soit comme des fractures contemporaines de ces mêmes R (BARTLETT et al., 1981).

#### e - synthèse

Dans une zone de cisaillement, les fractures R et R', symétriques l'une de l'autre par rapport à T, avec laquelle elles font un angle approximativement égal à  $\frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$  ( $\phi$  étant l'angle de frottement interne du matériau), sont considérées comme des fractures conjuguées répondant au critère de cisaillement de Mohr-Coulomb dans cette zone où  $\sigma_1$  est réorienté.

Les stades précoces de la déformation ne sont souvent marqués que par la disposition en échelon de quelques fentes de tension (T) ou d'autres fractures élémentaires (R, P). Inversement, lorsque le mouvement se poursuit, les blocs délimités par les différentes fractures élémentaires évoluent vers des formes amygdalaires caractéristiques (ROBERT et VIALON, 1976) et les déformations se trouvent alors concentrées dans des couloirs souvent caractérisés par une structure associant (fig. 3) :

- des corps amygdalaires délimités par les plans de fracture élémentaires du cisaillement initial,
- un domaine de bordure d'amygdales ou "couloir de schistosité", où se concentre sous forme de glissement l'essentiel de la déformation.

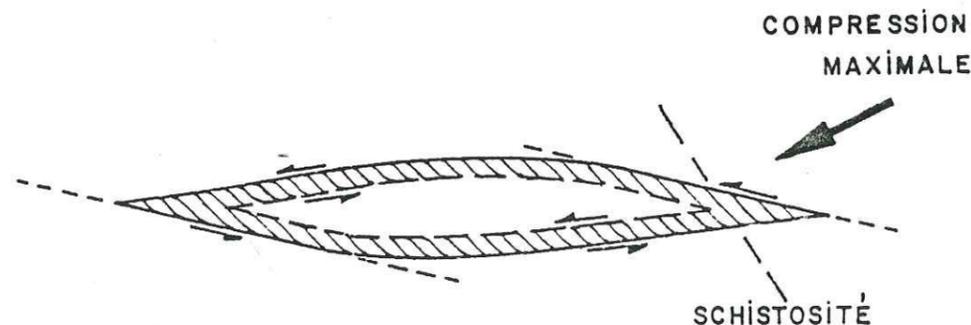


Fig. 3. - Amygdale enveloppée par ses couloirs de schistosité (d'après ROBERT et VIALON, 1976).

Il convient de souligner que d'autres facteurs entrent en jeu et influencent l'évolution d'une zone de cisaillement, à savoir :

- que les fractures élémentaires, souvent disposées en échelons (R, R', T) apparaissent de préférence dans les matériaux fragiles (VIALON, 1979) ;
- que ces différentes fractures ne sont pas activées simultanément et que la possibilité de dilatation de la zone de cisaillement, ou au contraire son blocage, conduit à une évolution différente (VIALON, 1979 ; NICOLAS, 1984).

En effet, lorsque la dilatation de la zone de cisaillement est possible, il semble que ce soient les fractures élémentaires P et T qui se forment de préférence. Lorsque la dilatation perpendiculaire au plan de cisaillement est impossible ou limitée, ce sont au contraire essentiellement les fractures de Riedel (le plus souvent R) qui apparaissent, associées aux fractures parallèles à la direction générale de la zone de discontinuité.

#### 1-2 - Discontinuités utilisant une anisotropie planaire

Une roche qui possède un plan d'anisotropie de structure préexistant présente soit des feuillets de comportement différent, soit des feuillets de mêmes caractéristiques dont les interfaces constituent des plans de faiblesse mécanique potentiels.

Nous prendrons comme exemple le plan de fluidalité des roches plutoniques. En effet, un magma à l'état fluide est sujet à un écoulement, lequel, vu la faiblesse des vitesses mises en jeu, peut être considéré comme laminaire. Il en résulte que les divers éléments figurés que contient le magma adoptent une orientation préférentielle qui se trouvera figée en fin de cristallisation.

Puisque l'on a affaire à un écoulement laminaire et que le plus souvent les "feuillets d'écoulement" sont parallèles au contact de l'intrusion et de son encaissant, on va observer des ségrégations de minéraux selon des plans plus ou moins parallèles à la limite du massif.

De par leur extension, ces plans d'anisotropie constituent des surfaces de faiblesse potentielles, qui vont guider l'apparition des discontinuités macroscopiques lors de l'évolution ultérieure du massif (MARRE, 1982).

Ces discontinuités seront donc parallèles au contact de l'intrusion et de son encaissant et auront un pendage variable, fonction de la géométrie de l'intrusion.

1-2-1 - Cas du site de barrage de Turkwel (Kenya)

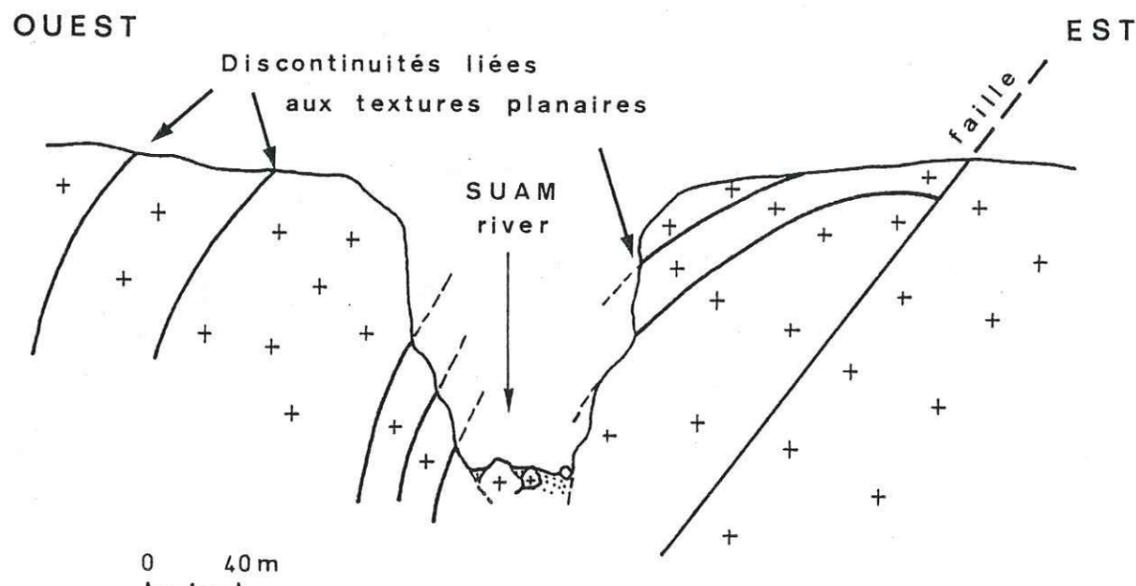


Fig. 4. - Profil en travers de la gorge sur le site (d'après P. ANTOINE).

Ce site de barrage, étudié à la demande de SOGREAH par l'I.R.I.G.M, se situe sur un pluton de granite de forme lenticulaire, intrusif au sein d'une série métamorphique précambrienne.

A l'échelle régionale, les roches métamorphiques présentent une structure anticlinale dont le coeur est occupé par l'intrusion granitique. Si l'on observe le pluton dans le détail, il dessine une structure antiforme, au sein de laquelle on peut différencier un flanc ouest, un flanc est, ainsi que des charnières bien visibles.

La gorge de Turkwel est creusée à la naissance de la retombée ouest de cette structure antiforme.

L'analyse du réseau de fractures qui affecte ce pluton semble indiquer que la majorité des discontinuités actuellement observables sont liées aux textures planaires de la roche, induites par la mise en place du magma à l'état visqueux. Ceci explique l'existence d'un grand nombre de fractures faiblement pentées en rive est du site, alors que ces discontinuités sont fortement pentées en rive ouest (fig. 4).

1-2-2 - Origine mécanique de ces discontinuités

Quant à la genèse de ces fractures, on peut évoquer divers mécanismes :

a - fissuration liée au retrait par refroidissement

Lorsqu'une roche éruptive cristallise à partir d'un magma liquide, celui-ci est, à l'origine, soumis à une distribution hydrostatique des contraintes. Mais son refroidissement s'accompagne d'un retrait qui modifie la distribution des contraintes et peut se traduire par une fissuration qui se développe suivant le plan principal d'anisotropie de la roche (GOGUEL, 1983).

b - fissuration liée à la décompression

Ces discontinuités sont aussi classiquement interprétées comme résultant de la décompression naturelle des massifs soumis à l'érosion. En effet, lorsqu'une roche plutonique est progressivement exhumée par l'érosion, la composante verticale de la contrainte décroît et la déformation élastique de la roche conduit à une détente dans cette même direction.

Il apparaît alors un réseau de joints parallèles à la surface topographique et d'autant plus fréquents qu'on se rapproche de celle-ci. A côté de ces joints, présents sur quelques dizaines de mètres de profondeur, la décompression favorise aussi l'ouverture de discontinuités existantes et donc tout particulièrement des plans de fluidalité des roches plutoniques.

c - fissuration d'origine tectonique

Pour un certain nombre de ces fractures, qui utilisent ou non un plan d'anisotropie préexistant, une origine tectonique peut être aussi envisagée.

Ainsi, l'étude de la fracturation d'un massif granitique (Auriat-Creuse) à l'aide d'un sondage de 1 000 m de profondeur (GROS, 1982), a montré que les fractures faiblement pentées sont très nombreuses et constituent plus du tiers des fractures recensées. Or, une fois franchie la zone superficielle (0 - 110 m) soumise à la décompression, on n'observe pas que leur fréquence diminue de façon significative avec la profondeur. La cause de ces fractures est donc très probablement tectonique et doit être recherchée dans une des phases tardives de déformation cassante qui ont affecté le massif.

D'autre part, l'étude détaillée de plutons en Arabie Séoudite (IIe partie) nous a montré que certaines fractures faiblement pentées portent des stries, ce qui semble indiquer qu'elles ont joué en cisaillement.

Les deux remarques précédentes nous amènent à considérer que certaines de ces discontinuités ont pu prendre naissance dans un régime de compression horizontale.

## 2 - Description de la fracturation

Pour les applications pratiques, il faut s'efforcer de préciser les éléments suivants.

### 2-1 - Description géométrique

On définira tout d'abord la direction et le plongement du plan moyen des fractures.

L'extension de ces plans est généralement difficile à préciser, faute de pouvoir les observer de façon suivie dans les trois directions de l'espace. On s'efforcera cependant de repérer les fractures qui sont à l'échelle de l'ouvrage ou du site.

La densité de la fissuration est par ailleurs une donnée dont la connaissance est indispensable quand on se préoccupe des caractéristiques mécaniques d'un matériau rocheux.

### 2-2 - Nature des fractures

Les répercussions mécaniques qu'entraîne l'existence des discontinuités varient dans de larges proportions selon la physionomie propre

de chaque fracture. A cet égard on distingue :

- la fracture ouverte. En fait, il est peu vraisemblable que les lèvres d'une fracture ne soient nulle part en contact sur toute l'étendue d'un accident. On parlera donc, de préférence, de degré d'ouverture d'une fracture. S'il est élevé, ce degré d'ouverture autorisera une circulation généralisée des eaux infiltrées, mais on retiendra aussi qu'au long d'accidents visiblement continus observés en souterrain, on a souvent constaté que les venues d'eau sont ponctuelles (communication orale de P. DUFFAUT), ce qui a amené à parler de "canalicules" (SABARLY, PAUTRE et LONDE, 1970). Dans ce cas, la circulation peut donc accompagner un degré d'ouverture qui n'atteindrait que quelques pour-cent, à la condition que les vides, même réduits, soient par ailleurs communicants ;

- la fracture fermée. Dans ce cas, les deux lèvres de la discontinuité sont partout en contact parfait, et c'est leur état de surface (rugosité à diverses échelles) qui conditionne la résistance au cisaillement.

- la fracture colmatée. La nature et l'épaisseur du remplissage peuvent être variables. Quand le colmatage est constitué de produits d'altération argileux, les caractéristiques mécaniques du contact vont tendre vers celles du matériau intercalaire. Pour saisir l'intérêt de cette particularité, il suffit de se rappeler qu'une argile possède un angle de frottement interne compris entre 8° et 25° et une cohésion négligeable par comparaison avec celle des roches.

- la fracture cicatrisée. La cristallisation de minéraux tels que quartz et calcite réduit, dans des proportions parfois importantes, l'influence de la discontinuité, et la qualité mécanique du massif peut être restaurée. Parfois même, la mise en place d'une minéralisation a cicatrisé les fissures et conforté la roche encaissante, comme dans le cas de l'imprégnation quartzreuse de l'appui rive droite de la voûte de Roselend (LETOURNEUR et MICHEL, 1971).

### 2-3 - Direction du mouvement et sens du déplacement

Dans la mesure où un déplacement a déjà eu lieu selon les surfaces de discontinuité observées, celles-ci peuvent montrer des stries ou des cannelures de friction qui renseignent sur la direction du mouvement.

Quant au sens du mouvement, diverses observations faites sur les miroirs de failles ou au niveau des épontes (PETIT et al., 1983) permettent de recueillir des critères fiables, notamment dans le cas fréquent où

il n'existe pas de marqueur extérieur, pour l'appréhension directe de ce sens.

#### 2-4 - Appréciation du rejet

Cette appréciation est satisfaisante si l'on dispose à la fois de la direction des stries et d'un repère caractéristique (niveau lithologique, filon, etc.) décalé par la fracture : on obtient alors le rejet vrai.

Si des stries ne sont pas observables, le repère permet seulement de définir un rejet apparent, soit dans une direction verticale ou autre, soit dans le plan de fracture.

En l'absence de repère, les stries seules ne fournissent pas d'estimation de la dimension du vecteur déplacement.

#### 2-5 - Modes de représentation

La distribution des fractures dans un volume délimité à l'avance peut être représentée statistiquement au moyen de diagrammes en rosace (à deux dimensions) ou de stéréogrammes (à trois dimensions).

Cette étude statistique complète la carte de fracturation levée à une échelle appropriée au projet.

##### 2-5-1 - Les diagrammes en rosace

Ces diagrammes en rosace représentent les longueurs cumulées des fractures mesurées dans des secteurs directionnels de quelques degrés (par exemple de 5 en 5° ou de 10 en 10°). Les discontinuités sont alors uniquement identifiées par leur direction, c'est-à-dire par l'orientation de leur intersection avec un plan, la plupart du temps horizontal, sans qu'il soit tenu compte de leur pendage.

L'analyseur d'image permet le traitement automatique d'une carte de fracturation, restituée sous forme de diagramme en rosace.

Les diagrammes en rosace ont l'inconvénient de ne pas tenir compte de l'importance relative des différentes fractures (10 fractures de 10 m ont la même représentation qu'une fracture de 100 m).

D'une façon générale ces diagrammes en rosace présentent peu d'intérêt mécanique.

#### 2-5-2 - La projection stéréographique

La projection stéréographique, qui utilise des canevas hémisphériques de type Wulff (projection équiangulaire) ou Schmidt (projection équiaréale), est un mode de représentation classique, plus complet que les diagrammes en rosace puisqu'il permet de représenter simultanément direction et pendage de la fracture.

Sur ces stéréogrammes, les plans de fracture sont représentés soit par leur trace cyclographique, soit par leur pôle (trace de la normale au plan). Cette deuxième représentation (un plan représenté par un point) est plus couramment utilisée quand on traite un grand nombre de mesures.

La projection stéréographique permet de figurer graphiquement par divers symboles d'autres informations que la simple attitude des plans de fracture (dimension, remplissage...).

##### 2-5-3 - La carte de fracturation

Pour appréhender la fracturation globale d'un site, il reste cependant nécessaire de raisonner sur une représentation cartographique détaillée à l'échelle du projet, elle seule permettant de visualiser la disposition spatiale des différentes fractures, de les hiérarchiser et de fixer la chronologie de leur apparition.

Aussi, sur les différents sites étudiés avons-nous privilégié ce mode de représentation, qui nous semble compléter efficacement tous les autres.

Cependant, avec la carte de fracturation, la visualisation n'est quand même pas tridimensionnelle, d'où l'intérêt de réaliser une maquette quand cela est possible (LONDE, 1973).

#### 3- Interprétation de la fracturation

Il faut toujours replacer l'étude de la fracturation d'un site dans son contexte structural régional.

Cette démarche permet de constater que les fractures mineures ne sont en général pas indépendantes des accidents majeurs, et que les microstructures fournissent des informations de nature géométrique et mécanique, au même titre que les autres structures de plus grandes dimensions (failles d'échelle kilométrique). Ces informations sont très utiles pour l'analyse cinématique de la déformation (MATTAUER et MERCIER, 1980).

### 3-1 - Reconstitution des directions principales de la déformation globale discontinue

A la suite des travaux de F. ARTHAUD (1969), qui fonde l'analyse des déformations sur l'examen du jeu d'un ensemble de failles, plusieurs méthodes de détermination des directions de déformation principales ont été proposées.

Une méthode de calcul, permettant de construire l'ellipsoïde de la déformation globale d'une masse rocheuse à partir de l'orientation des discontinuités cinématiques et des stries qu'elles portent, est la méthode des dièdres droits (ANGELIER et MECHLER, 1977). Cette méthode repose sur la constatation que lors de chaque jeu d'une faille, on peut matérialiser, en fonction du sens du rejet, quatre dièdres droits d'arête commune (deux en compression, deux en extension).

Depuis longtemps, les sismologues utilisent systématiquement ce découpage de l'espace (fig. 5) pour étudier les mécanismes au foyer d'un séisme. Dans ce cas, les deux plans limitant les dièdres jouent le même rôle, et il n'est pas possible de savoir lequel est plan de faille, lequel plan auxiliaire.

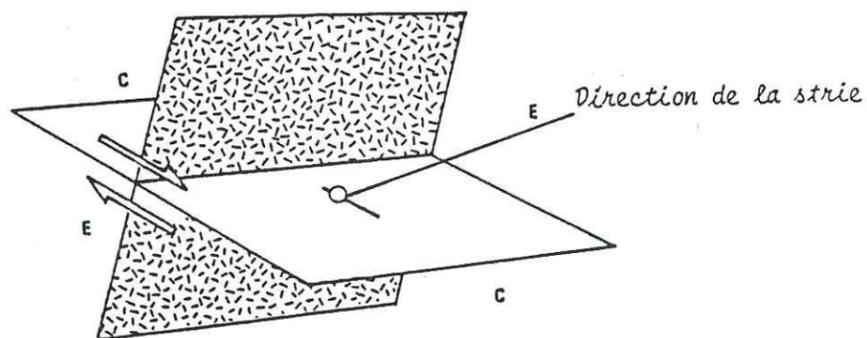


Fig. 5. - Définition des dièdres droits d'extension (E) et de compression (C) pour le jeu d'un plan de faille (d'après ANGELIER et MECHLER, 1977).

Pour une population de failles se rapportant au même épisode tectonique, c'est-à-dire relevant d'un même système de contraintes, la contrainte principale majeure  $\sigma_1$  se localise dans l'espace occupé par les dièdres de compression, et la contrainte principale mineure  $\sigma_3$  dans les dièdres en extension. La contrainte principale intermédiaire est alors figurée par l'intersection des deux plans.

Nous avons appliqué la méthode des dièdres droits, sur les sites étudiés dans les Pyrénées-Orientales (IIIe partie), à des lots de failles constitués sur la base des observations de terrain et d'une première interprétation. Cette précaution étant prise, sur les deux sites appartenant au même contexte structural nous avons obtenu des résultats homogènes, et cohérents avec les données déjà établies par d'autres auteurs quant à la structuration de la chaîne pyrénéenne jusqu'au début du Tertiaire.

### 3-2 - Hiérarchisation de la fracturation

Cette opération revient finalement à se fixer une échelle convenable de représentation cartographique, qui dépend à la fois de la précision du levé topographique et du type d'ouvrage envisagé sur le site étudié.

D'une manière générale, on doit éviter de tomber dans deux tendances excessives, soit la simplification à outrance, qui risque de donner une idée fautive de la structure du massif, soit la profusion de mesures, qui finit par noyer ses caractéristiques essentielles.

Il paraît donc important de définir une stratégie de reconnaissance adaptée aux conditions locales et aux dimensions de l'ouvrage envisagé (BARBIER et LETOURNEUR, 1975). Pour définir cette stratégie de reconnaissance, on sera guidé par les deux types de mécanisme de rupture des massifs rocheux :

- l'existence d'un dense réseau de discontinuités peut entraîner des écroulements volumineux de blocs d'assez petite taille ;
- quelques fractures majeures peuvent délimiter un grand panneau rocheux et autoriser le déplacement en masse de celui-ci.

Les fissures correspondant au premier cas seront inventoriées collectivement en fonction de la densité du réseau qu'elles dessinent, car elles

peuvent en outre introduire une hétérogénéité mécanique dans le rocher de fondation.

Dans le second cas, on localisera les accidents majeurs, c'est-à-dire délimitant des masses rocheuses qui sont à l'échelle d'une portion importante de l'ouvrage projeté.

Outre les problèmes de stabilité et en fonction de leur ouverture, ces fractures peuvent aussi favoriser les circulations hydrauliques dans le massif.

### 3-3 - Chronologie relative des différentes familles de fractures

C'est la somme des détails fournis par les relations entre fractures qui permet de reconstituer de façon cohérente l'histoire de la déformation, et d'abord de coordonner les résultats de l'ensemble des observations.

Mais cette étude apporte aussi des informations géotechniques : les fractures qui s'interrompent et se décalent les unes les autres créent des redans. La géométrie de ces dispositifs d'accrochage mécanique par rapport à l'orientation des versants d'appui ou à la direction des efforts engendrés par l'existence et l'exploitation futures de l'ouvrage, peuvent avoir une action positive sur la stabilité de l'ensemble constitué par le barrage et sa fondation (cf. appui rive gauche du barrage de Mudhiq, IIe partie). Des constatations de ce type ont aussi été faites par P. ANTOINE sur le site du barrage de Selingué (Mali).

Sur le plan hydraulique, l'effet du décrochement des fractures, parfois évoqué en tant qu'obstacle à la circulation souterraine, n'est pas aussi évident, car le maillage des discontinuités est au moins aussi important que l'extension individuelle de celles-ci. D'autre part, il peut exister des fissures étanches au départ, par suite de colmatage, et qui deviennent perméables une fois soumises à un fort gradient de pression.

Enfin on doit toujours considérer que la faible perméabilité d'un réseau de fractures n'est nullement un obstacle au développement de pressions interstitielles élevées. La seule parade à ce risque réside dans un drainage que, justement, les connaissances acquises ici permettront d'implanter plus efficacement.

## Chapitre II - Mesures de l'état de contrainte

### d'un massif rocheux

L'un des buts de l'étude géotechnique est d'établir les relations qui existent entre les déformations, les champs de forces tectoniques et les caractéristiques mécaniques du massif rocheux.

Notre étude ne concernant que la reconnaissance des massifs rocheux avant toute réalisation d'ouvrage, nous ne prendrons évidemment pas en compte les modifications du champ de contrainte induites ultérieurement par la construction de celui-ci puis son exploitation. Aussi allons-nous essayer d'analyser les différentes méthodes qui permettent d'approcher l'état de contrainte naturel d'un massif fracturé.

Ces dernières années, l'étude du mouvement des plaques qui constituent l'écorce terrestre a suscité un intérêt nouveau pour l'analyse des traces de déformation et la connaissance de la distribution des contraintes dans les masses rocheuses. Or, si la géométrie du mouvement des plaques est généralement assez bien connue, il n'en va pas de même pour les sollicitations qui sont à l'origine de ces mouvements, et encore moins pour les contraintes qu'elles engendrent.

La mécanique des milieux continus suggère que ces mouvements seraient dus à deux types de forces :

- les forces de volume (exemple, la gravité),
- les forces de surface, qui s'exercent aux limites des volumes.

L'analyse des contraintes dans la lithosphère est peu avancée alors que celles-ci sont la cause de toutes les déformations observées. Cela vient en premier lieu du fait que les contraintes ne sont jamais observables directement, et ne peuvent être appréhendées sur le terrain que par le biais des déformations qu'elles engendrent. D'autre part, leur définition mathématique impose le recours au concept de tenseur, et elles sont représentées en un point par un tenseur symétrique (six paramètres indépendants) dont la détermination est toujours difficile.

Il est donc le plus souvent hors de portée pratique, pour des raisons de coût, de déterminer l'état de contrainte en un grand nombre de points, ce qui en toute rigueur est indispensable car la distribution des contraintes dans les massifs rocheux est loin d'être homogène. Par contre des mesures directes et ponctuelles de l'état de contrainte sont réalisées en surface, en galerie ou dans des forages, par mesure de déformation après relaxation de la contrainte ou par fracturation hydraulique.

Une approche indirecte de l'état de contrainte peut être obtenue par l'observation des mécanismes au foyer des séismes, là où s'effectue la dissipation mécanique des contraintes accumulées localement. Les mécanismes au foyer permettent de situer le dièdre droit contenant la contrainte majeure.

L'interprétation d'autres catégories d'essais (prospection sismique, essais dilatométriques, essais hydrauliques) peut également donner des indications sur l'état de contrainte. En effet, lorsqu'un massif rocheux est soumis à un état de contrainte déviatoire, les fractures préexistantes plus ou moins orthogonales à la contrainte principale majeure, ont tendance à se fermer, alors que celles qui lui sont parallèles ont tendance à s'ouvrir. Ainsi peut-on déduire, de manière indirecte, des indications sur l'état de contrainte, en relevant les variations de certains paramètres physiques mesurés lors des essais in situ :

- anisotropie de la vitesse de propagation des ondes longitudinales ( $V_p$ ),
- anisotropie des modules de déformation de la roche,
- anisotropie de la conductivité hydraulique du massif.

### 1 - Les méthodes de mesure directe des contraintes

S'il peut être facile de mesurer les contraintes dans un échantillon de laboratoire soumis à des forces extérieures bien connues, ces mesures sont beaucoup plus délicates in situ.

Un article récent de L. BERTRAND et E. DURAND (1983) fait le point sur l'expérience acquise dans le domaine de la mesure in situ des contraintes, et s'attache à définir les avantages et les inconvénients des trois différentes méthodes généralement utilisées.

### 1-1 - Méthode du vérin plat

Cette méthode, déjà ancienne, consiste à provoquer un relâchement partiel des contraintes dans la roche en y exécutant une saignée. La déformation créée est ensuite annulée en exerçant dans la saignée, à l'aide d'un vérin hydraulique, un effort suffisant.

Pour réaliser cet essai, on procède de la façon suivante (fig. 6) :

A - On scelle des plots de repère de part et d'autre du tracé de la future saignée et on mesure l'écartement  $L_1$ ,  $L_2$ ,  $L_3$  de ceux-ci.

B - On pratique la saignée au moyen d'une scie diamantée. Le relâchement des contraintes présentes dans le massif provoque un rapprochement des plots. On introduit dans la saignée le vérin plat.

C - Le gonflage du vérin plat permet une annulation des déformations, c'est-à-dire un retour aux valeurs initiales  $L_1$ ,  $L_2$ ,  $L_3$ . On admet que la pression du vérin fournit une mesure de la contrainte normale initiale.

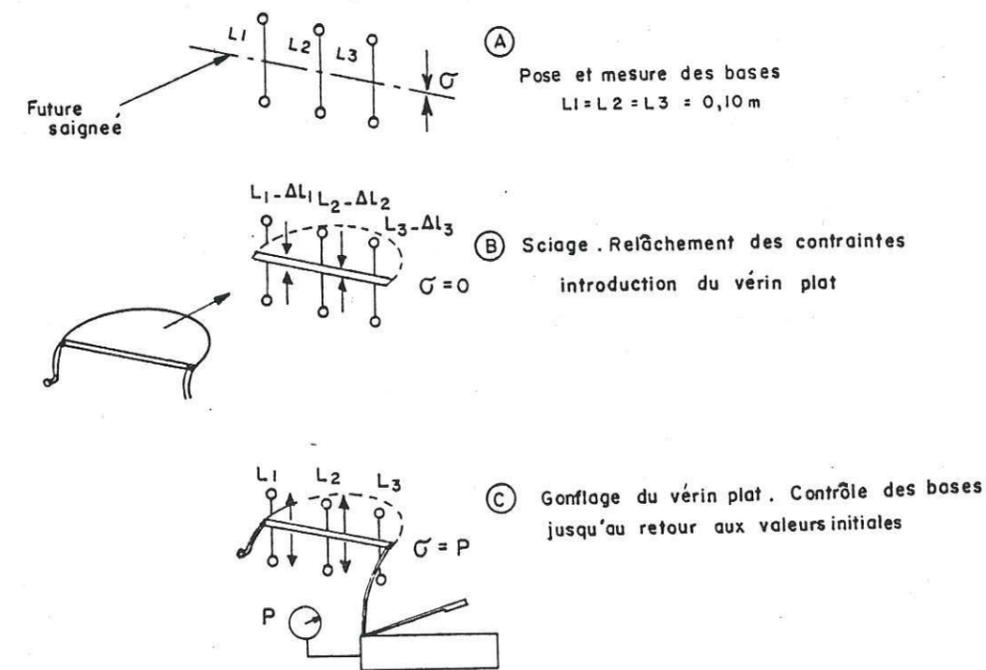


Fig. 6. - Principe de la méthode du vérin plat (d'après BERTRAND et DURAND, 1983).

L'application de cette méthode de mesure par rétablissement des contraintes suppose une bonne réversibilité de la relation contrainte-déformation.

Des essais de ce type ont été réalisés en surface, sur des planchers de carrières peu fissurés (FROIDEVAUX et al., 1980), dans des conditions pour lesquelles les corrections de relief sont négligeables. Ces mesures, faites pour déterminer les valeurs des contraintes principales  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  dans le plan horizontal, ainsi que leurs azimuts, ont été réalisées dans des carrières calcaires de Bourgogne, du Poitou et du Bassin Aquitain. Sur chaque site, on a multiplié le nombre de mesures en effectuant plus de trois saignées verticales diversement orientées.

Cette campagne de mesure, qui a porté sur huit sites différents, a permis de mettre en évidence un champ de contrainte régional sensiblement orienté NNW - SSE.

Toutefois, des résultats quantitatifs fiables ne peuvent être obtenus qu'en profondeur, en faisant des mesures en galerie. Il est alors nécessaire d'implanter ces essais dans des zones saines, purgées, et l'existence d'une zone décomprimée doit être prise en compte pour une interprétation rigoureuse de l'essai. En effet, l'ouverture de la galerie modifie l'état de contrainte à son voisinage d'une façon qui n'est bien connue que si l'on se trouve dans le cas, relativement théorique, d'un milieu mécaniquement élastique.

#### 1-2 - Méthode du surcarottage

Cette méthode permet indirectement de déterminer la valeur des trois contraintes principales qui s'exercent en un point donné. On provoque artificiellement dans la zone de mesure un relâchement local des contraintes, et on observe les déformations induites dans la roche.

La technique de mesure est la suivante (fig. 7) :

a - forage d'un avant-trou permettant d'accéder à la profondeur désirée (diamètre 80 à 100 mm).

b - au centre du fond de l'avant-trou, exécution d'un forage court de plus faible diamètre (40 mm environ).

c - mise en place de la sonde de mesure. Cette sonde peut être équipée soit de capteurs de déplacement, soit de jauges extensométriques (collées contre la paroi du trou). On applique les formules permettant de calculer les contraintes en fonction des déplacements ou des déformations suivant le type de sonde utilisé.

c - surcarottage pour libérer les contraintes autour de la sonde de mesure et relevé continu des déformations ou des déplacements enregistrés par celle-ci.

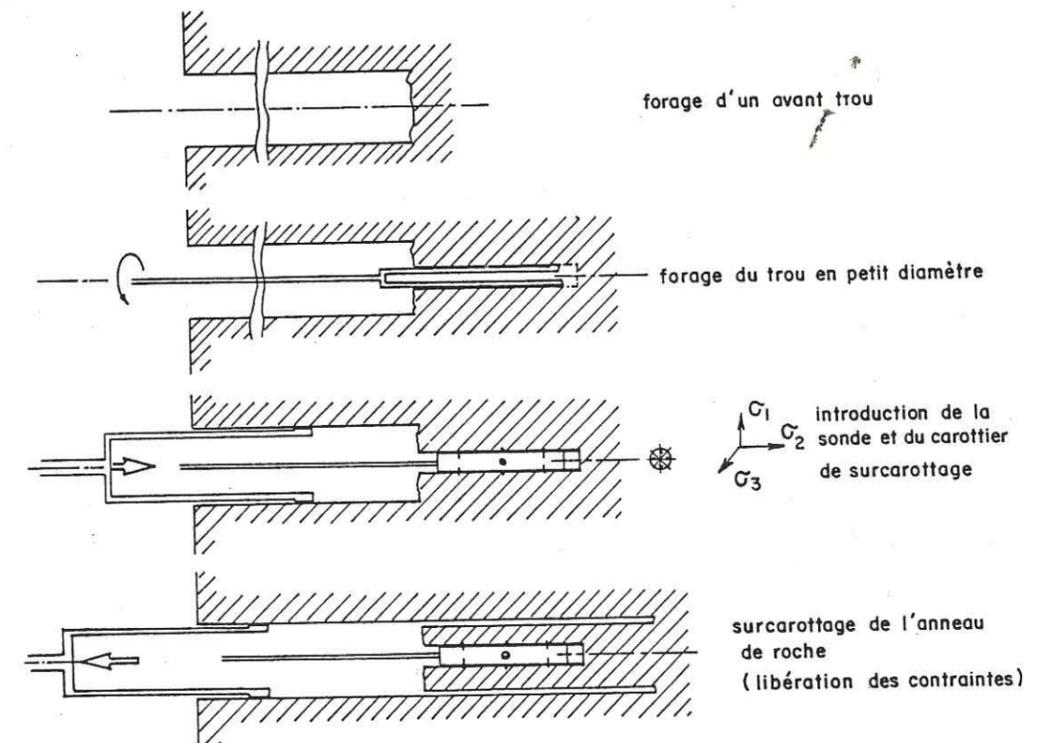


Fig. 7. - Les différentes étapes d'un surcarottage (d'après BERTRAND et DURAND, 1983).

Cette méthode suppose un comportement élastique du massif et une bonne connaissance des caractéristiques élastiques du matériau.

Si les mesures sont suffisamment nombreuses dans un secteur donné, et les résultats suffisamment cohérents, cette méthode présente l'avantage

de définir dans son intégralité le tenseur des contraintes de la zone prospectée. Effectuée en forage, à partir d'une galerie, elle permet de s'éloigner de la zone décomprimée due au creusement de celle-ci.

### 1-3 - Méthode de la fracturation hydraulique

Cette méthode, introduite plus récemment que les deux précédentes, est la seule actuellement disponible pour les mesures profondes des contraintes (CORNET, 1978).

La technique de la fracturation hydraulique, mise au point depuis longtemps pour la stimulation des gisements pétroliers peu perméables, consiste à isoler une portion de forage entre deux obturateurs gonflables et à tester le comportement d'une fracture existante ou à provoquer l'apparition d'une fissure artificielle par injection de fluide (généralement de l'eau) jusqu'à des pressions provoquant l'ouverture (Pfr) ou la réouverture (Pr) de la fracture.

En maintenant une pression d'injection constante ( $P_e$ ), on favorise la propagation de la fracture jusqu'à ce que sa dimension supposée soit jugée satisfaisante (quelques mètres).

Les pompes d'injection sont alors arrêtées et la pression se stabilise autour d'une valeur constante, appelée pression de fermeture (Pf), comme l'indique schématiquement une courbe-type de fracturation hydraulique (fig. 8).

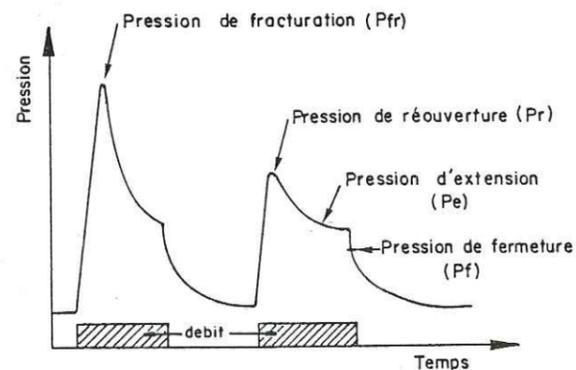


Fig. 8. - Représentation schématique du comportement d'une fracture lors d'un essai de fracturation hydraulique (d'après BERTRAND et DURAND, 1983).

On doit noter que, pour un essai réalisé sur une fracture existante, la courbe présente un pic de pression de réouverture (Pr) beaucoup moins important que le pic correspondant à la fracturation (Pfr). Ce pic peut même, dans certains cas, ne pas exister. On procède à des mesures sur un nombre minimal de fractures d'orientations différentes, repérées soit à l'aide d'une caméra de sondage dotée d'un dispositif d'orientation, soit par prise d'empreinte à l'aide d'un packer d'impression.

Les méthodes d'interprétation utilisées actuellement ne prennent en compte que la pression de fermeture et il est possible de remonter aux directions principales du tenseur des contraintes régionales ainsi qu'à la valeur de ses composantes.

Plus d'une vingtaine de résultats de mesures par fracturation hydraulique, répartis sur toute l'Amérique du Nord, ont été comparés aux résultats obtenus par d'autres techniques de mesure directe ainsi qu'aux solutions fournies par les mécanismes au foyer des séismes.

Cette confrontation a permis de constater une bonne cohérence des résultats obtenus à l'échelle de ce continent (HAIMSON, 1978).

En conclusion, nous pouvons dire que la fracturation hydraulique est une des rares méthodes qui permette de faire des mesures de contrainte à grande profondeur. Relativement faciles à mettre en oeuvre, les essais donnent des résultats moins ponctuels que ceux obtenus par surcarottage. Dans ce type d'essai, on mesure en premier lieu la contrainte mineure et on peut calculer la contrainte majeure, si l'on dispose de pressions de fermeture pour des fractures naturelles et artificielles d'orientation différente.

Cette méthode, utilisée généralement entre 100 m et 1 000 m de profondeur, s'applique à des profondeurs d'investigation qui dépassent celles des reconnaissances d'ouvrages, aussi est-elle peu utilisée en Génie Civil.

### 1-4 - Conclusions

Nous venons de décrire brièvement les méthodes les plus classiques utilisées pour les mesures directes des contraintes, sans entrer dans

le détail de l'interprétation des mesures, que l'on trouvera dans les publications spécialisées.

Bien que n'ayant jamais mis en oeuvre personnellement ces techniques, nous avons par contre utilisé les résultats qu'elles fournissent, ce qui nous suggère quelques remarques.

Notre avis d'utilisateur rejoint celui de M. PANET (1978). Notons d'abord que les mesures directes des contraintes sont souvent délicates et onéreuses. En général, la dispersion de ces mesures rend difficile leur interprétation, et il faut les multiplier pour obtenir des résultats significatifs. D'autre part, de telles mesures intéressent de faibles volumes et il est délicat d'extrapoler ces résultats ponctuels à l'échelle du massif.

Cette dispersion des résultats étant due essentiellement à la discontinuité du matériau, il nous semble que les méthodes de mesure indirectes devraient être plus adaptées à une appréhension globale de l'état actuel d'un massif, c'est-à-dire simultanément de ses caractéristiques physiques et des contraintes qu'il subit.

## 2 - Les méthodes de mesure indirecte des contraintes

En préambule, on doit noter que ces mesures indirectes ne donnent que des indications approximatives relativement aux directions principales du déviateur des contraintes. Toutefois, elles rachètent cette imperfection relative par le fait qu'elles permettent une approche plus globale d'un massif rocheux.

### 2-1 - Détermination du mécanisme au foyer des séismes

Lors d'un séisme, la manière dont l'énergie est libérée renseigne sur le mécanisme élémentaire du mouvement qui se produit au foyer. En utilisant cette méthode, l'erreur commise sur les directions principales du tenseur des contraintes ne dépasse pas 35 à 40° (ZOBACK et ZOBACK, 1980).

Pour obtenir le mécanisme au foyer, on note le sens du premier mouvement des ondes P à différentes stations sismologiques. Les sens du premier mouvement de l'onde P se répartissent généralement dans l'espace à l'intérieur de quatre quadrants : deux en compression (le premier mouvement

se fait du foyer vers la station), deux en dilatation (le premier mouvement se fait de la station vers le foyer).

Ces groupements compressifs (c) ou extensifs (d) sont délimités par deux plans perpendiculaires appelés plans nodaux, dont l'un est le plan de la faille qui joue lors du séisme, et l'autre le plan auxiliaire (fig. 9).

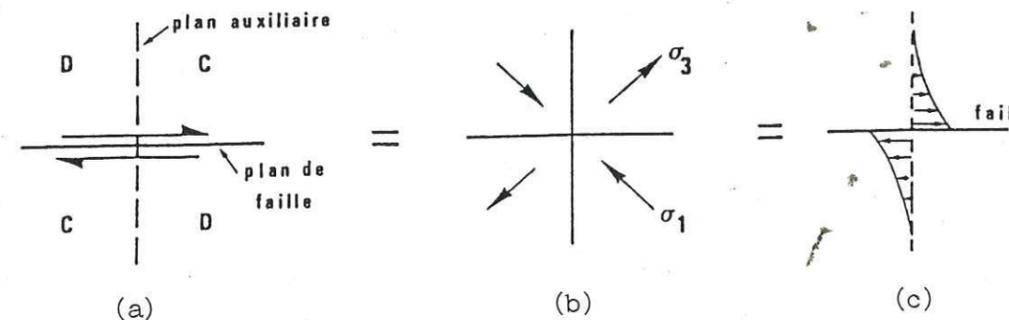


Fig. 9. - Correspondance entre premiers mouvements à la source (a), directions de contraintes principales (b) et déplacements sur la faille (c), dans un mécanisme au foyer (extrait de PERRIER, 1985).

Les axes P et T correspondent aux bissectrices des dièdres déterminés par les plans nodaux, P étant situé dans les quadrants en dilatation et T dans les quadrants en compression (fig. 10).

On admet classiquement, en milieu homogène et isotrope, que les directions des axes P et T correspondent aux directions des contraintes principales  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ .

Il faut d'autre part noter que le mécanisme au foyer ne permet pas de préciser lequel des plans nodaux est le plan de faille, d'où l'importance de l'étude géologique et de la répartition spatiale des répliques pour fournir cette précision.

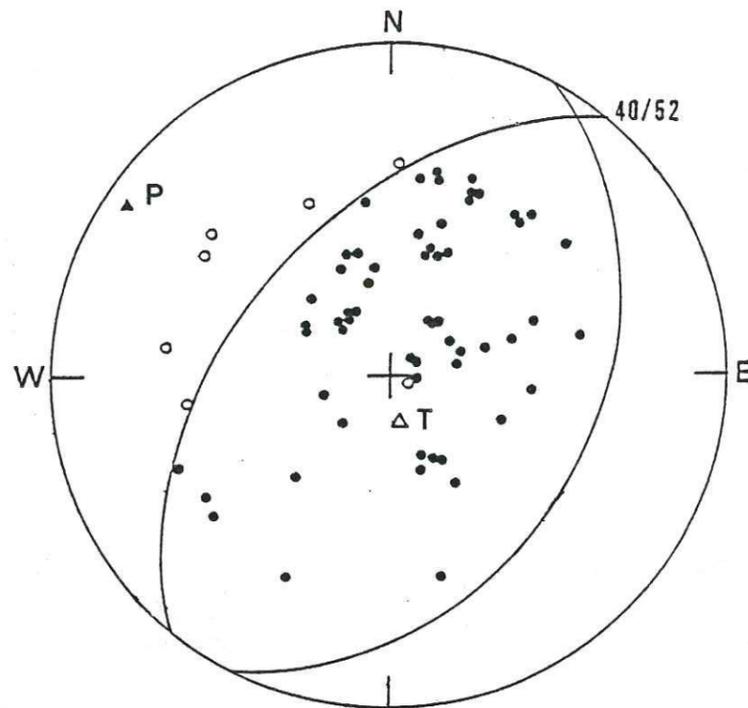


Fig. 10. - Solution focale du séisme principal d'El Asnam du 10 octobre 1980 en projection de Schmidt de l'hémisphère inférieur (d'après M. OUYED, 1981).

Les cercles noirs représentent les compressions, les cercles blancs les dilatations. Les triangles noir et blanc sont respectivement les axes P et T.

La faille, de direction N 40°, pentée de 52° NW, joue en faille inverse.

Le mécanisme au foyer des séismes intraplaques doit théoriquement représenter, si le séisme étudié est d'une magnitude importante ( $> 5$ ), les directions de contrainte régionale.

#### 2-2 - Les cas d'anisotropie des vitesses de propagation des ondes sismiques provoquées

La sismique réfraction est une méthode qui permet, à partir de la surface, de mesurer les vitesses de propagation d'ondes d'ébranlement qui

traversent, en profondeur, des formations de caractéristiques physiques et élastiques homogènes.

En géotechnique, elle trouve ses applications les plus courantes, dans la détermination des épaisseurs ou l'estimation de certaines caractéristiques des terrains, en se basant sur le fait que les vitesses de propagation les plus faibles correspondent aux matériaux les plus poreux ou les plus discontinus.

Cette méthode, très utile pour la comparaison rapide de plusieurs sites ou de divers secteurs d'un même site, fournit un zonage qualitatif en fonction de la profondeur.

Une première approche de l'intérêt de la "petite sismique" pour l'étude des massifs rocheux a été tentée par B. SCHNEIDER (1967), qui a montré que l'on pouvait établir des corrélations quantitatives entre paramètres sismiques et mécaniques. Dans le même ordre d'idées, sur le site de barrage d'El Cajon (Honduras), implanté sur un massif calcaire karstifié, nous avons pu constater une bonne corrélation entre la fracturation (évaluée à partir de l'indice R.Q.D.) et les modules d'élasticité dynamique calculés à partir des résultats de la prospection sismique (GIRAUD, 1974).

Le plus souvent, de telles corrélations sont interprétées en postulant une isotropie des vitesses de propagation au sein des massifs rocheux. Or, depuis de nombreuses années, les arguments s'accroissent en faveur d'une anisotropie systématique des vitesses sismiques au sein de la croûte terrestre (BAMFORD et CRAMPIN, 1977).

En effet, l'anisotropie des vitesses de propagation des ondes élastiques dépend essentiellement :

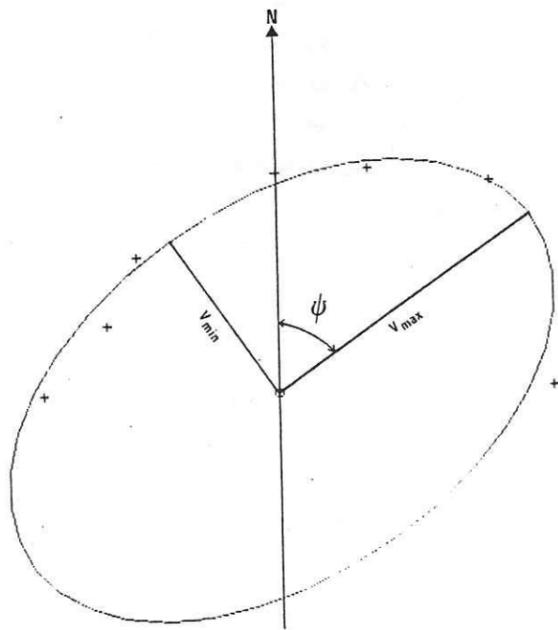
- des discontinuités affectant le massif rocheux à toutes les échelles, c'est-à-dire de la texture de la roche (orientation préférentielle des grains, foliation métamorphique) et de la fracturation ;
- de l'état de contrainte régnant au moment de la mesure. Il semble donc intéressant d'étudier, à l'échelle du site et de l'échantillon, la signification géomécanique de cette anisotropie ainsi que l'exploitation que l'on peut en faire en géotechnique, afin de nuancer les interprétations classiques.

2-2-1 - Pratique des mesures sur le terrain et exploitation des résultats

Pour juger de l'anisotropie des vitesses dans un massif rocheux, il convient tout d'abord de se définir une échelle de travail, c'est-à-dire la base de distance  $D$  sur laquelle les mesures de vitesse seront pratiquées. Ces vitesses doivent pouvoir ensuite être mesurées avec précision selon plusieurs azimuts et si possible dans un même plan horizontal, ceci afin d'éviter l'influence des conditions locales de relief (effet de versant notamment).

Il arrive souvent qu'il soit difficile de respecter cette dernière condition : dans ce cas on peut tolérer un écart d'altitude  $\Delta z$  relativement minime entre les points de mesure, tel par exemple que  $\Delta z < \frac{D}{10}$ .

Les résultats des mesures selon plusieurs azimuts sont ensuite rapportés à un point central de mesure, et l'on peut construire une rosace des valeurs de vitesse en reportant selon chaque azimut un segment proportionnel à la vitesse mesurée. On peut ensuite chercher à approcher chaque rosace par une ellipse des moindres carrés (fig. 11).



$$V_{\max} = 2\ 271 \quad V_{\min} = 1\ 410 \quad \Psi = 54.5$$

Fig. 11. - Exemple d'une rosace et de son ajustement par une ellipse des moindres carrés. Détermination des axes principaux  $V_{\max}$  et  $V_{\min}$  et de l'azimut  $\psi$  du grand axe. Le cas figuré se rapporte aux valeurs mesurées en une station dans la région d'El Asnam (cf. 2-2-4 b).

D'après la dimension de la base de distance  $D$ , il est commode de définir trois échelles de résultats :

- les "macro-rosaces" sont établies à partir de tirs réalisés sur des bases de distance assez grandes (plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres) à l'aide d'appareils de sismique lourde utilisant l'explosif comme source des ébranlements ;

- les "méso-rosaces" correspondent aux mesures faites sur des bases de distance plus courtes (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) à l'aide d'un appareillage de sismique légère avec impact par choc d'un marteau sur une plaque métallique ;

- les "micro-rosaces" sont obtenues enfin en utilisant des bases de distance très courtes (quelques dizaines de cm) avec des appareils de sismique s'apparentant à ceux employés pour la mesure des vitesses en laboratoire ou pour le contrôle non destructif des bétons.

Nous n'avons pu utiliser que des résultats obtenus in situ par l'une ou l'autre des deux premières méthodes (exceptionnellement l'une et l'autre). Il est clair cependant que la réalisation conjointe des trois types de rosaces présentées ci-dessus serait souhaitable chaque fois que possible.

2-2-2 - Comparaison des mesures in situ et au laboratoire

Les valeurs obtenues in situ sont fréquemment comparées à celles obtenues en laboratoire sur des carottes. Cette comparaison (de même que celle entre macro, méso et micro-rosaces), intéressante a priori pour analyser un éventuel effet d'échelle, n'est pas aussi simple qu'il y paraît.

Il importe de rappeler en effet que les phénomènes physiques mis en oeuvre et les conditions aux limites des essais réalisés sur le terrain et au laboratoire peuvent être très différents :

- propagation d'un front d'onde unique, engendré par une explosion ou le choc d'un marteau sur une plaque dans un milieu semi-infini, pour la prospection sismique classique ;

- entretien de vibrations de très haute fréquence à l'aide de sources piézoélectriques dans un milieu de dimensions finies (cylindre, cube...) pour les mesures de laboratoire et les mesures de terrain sur bases très courtes.

En ce qui concerne la géométrie du volume concerné par la mesure, il faut rappeler que la vitesse n'en est pas totalement indépendante. Ainsi, la vitesse des ondes longitudinales dans un milieu élastique semi-infini s'exprime par la formule :

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1 - \nu}{(1 - 2\nu)(1 + \nu)}} \quad \text{avec :}$$

E: module d'élasticité  
 ρ: masse volumique  
 ν: coefficient de Poisson

Avec les mêmes notations cette vitesse ne vaut plus que :

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho}}$$

dans un barreau de dimensions limitées (BRUHAT, 1934).

Avec les valeurs usuelles de  $\nu$ , la vitesse mesurée sur le barreau peut être jusqu'à 20 % inférieure à la vitesse dans le milieu semi-infini.

En ce qui concerne l'influence de la fréquence sur les vitesses sismiques dans un milieu non purement élastique, on peut utiliser l'approximation classique (AKI et RICHARDS, 1980) :

$$\frac{V(f_1)}{V(f_2)} = 1 + \frac{1}{\pi \cdot Q} \text{Log} \frac{f_1}{f_2}$$

où Q est le facteur de qualité tenant compte de cette caractéristique du milieu.

En utilisant les valeurs usuelles de ce coefficient, on aboutit à des écarts n'excédant pas quelques pour-cent sur la vitesse lorsque la fréquence varie de quelques Hz à 1 MHz. Cependant, il nous semble que l'influence des fréquences doit être nettement plus grande lorsque le milieu est fissuré.

Enfin, il est important de souligner que la précision des mesures de laboratoire dépend beaucoup du mode de mesure et de la qualité des trains d'onde émis, c'est-à-dire à la fois du caractère quasi instantané de l'impulsion électrique initiale et de la fonction de transfert du capteur utilisé.

Il importe de tenir compte des facteurs que nous venons d'évoquer avant de comparer trop directement les mesures de laboratoire ( $V_{pl}$ ) et celles de terrain ( $V_{pt}$ ). Si néanmoins l'écart entre  $V_{pl}$  et  $V_{pt}$  est jugé significatif, deux possibilités se présentent :

- $V_{pl} > V_{pt}$  : c'est le résultat le plus classique, que l'on explique usuellement par l'influence des fractures plus nombreuses et plus importantes dans le massif que dans l'échantillon.
- $V_{pl} < V_{pt}$  : ce cas peut également se présenter. Il s'explique par l'existence sur le terrain de contraintes de compression qui se sont relâchées dans l'échantillon, ce qui a pu entraîner l'ouverture de certaines des microfissures qu'il contient.

#### 2-2-3 - Influence des caractères structuraux du rocher :

##### cas du site de Grand-Maison (Alpes)

Le barrage de Grand-Maison, sur l'Eau d'Olle, est implanté sur un verrou de gneiss en contact, à la faveur d'une faille (N 30°), avec des schistes liasiques également présents sous les fondations de l'ouvrage. La direction de la foliation des gneiss varie de N 30° à N 45° et son pendage est vertical.

Les schistes du Lias sont affectés par une schistosité de direction N 40°, pentée 80° W.

L'étude de la fracturation du massif cristallin du Rissiou (GOURGAN, 1983), sur lequel est fondé ce barrage, a permis de mettre en évidence, par photointerprétation (échelle 1/20 000) et par l'observation des galeries ouvertes pour l'aménagement, trois grandes familles de fractures.

Un levé minutieux du fond de fouille (échelle 1/200) confirme qu'au niveau du site sont présentes, outre l'accident ancien majeur (N 30°) ces trois mêmes grandes familles de discontinuités :

- des failles N 170° à N 10°, à fort pendage E, le plus souvent remplies de quartz, de longueur plurihectométrique, d'espacement pluridécamétrique ;

- des failles N 80° à N 100°, à fort pendage N, le plus souvent mylonitisées, de longueur au moins hectométrique, d'espacement décimétrique à pluridécimétrique ;

- de nombreuses fractures ouvertes N 120° à N 150°, de faible longueur (métrique à décimétrique).

a - Une prospection sismique à l'aide d'un appareil monotrAce-mar-teau de type BISON 1550 (fig. 12) a été réalisée au niveau de trois secteurs du fond de fouille, en rive droite du site.

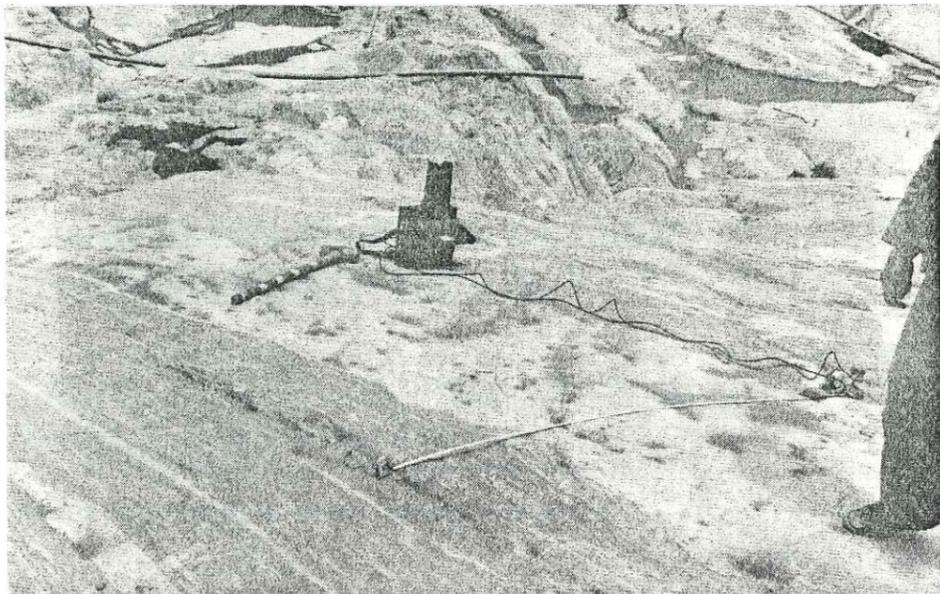


Fig. 12. - Mesures de vitesses sur les gneiss du site de Grand-Maison.

Les deux premiers secteurs étudiés concernent les gneiss, et les mesures ont été effectuées à des distances variables du contact par faille avec les schistes du Lias. Le dernier secteur concerne les schistes du Lias à proximité du plan de faille.

Les mesures ont été réalisées systématiquement selon deux azimuts différents : N 40 - 45° (parallèlement au litage) et N 135° (perpendiculairement). Quelques mesures faites selon un azimut N-S nous ont donné des valeurs intermédiaires entre les vitesses maximales (mesurées parallèlement au litage) et les vitesses minimales (perpendiculairement). Toutes ces mesures ont été faites sur des distances comprises entre 2 et 4 m.

Les résultats présentés dans le tableau 1 font apparaître les points suivants :

- dans les deux terrains, les vitesses parallèles à la fabrique de la roche (litage métamorphique ou clivage schisteux) sont toujours supérieures aux vitesses perpendiculaires.

Ceci est remarquable pour les gneiss car, perpendiculairement à la direction de vitesse maximale mesurée, les fractures de tension (N 120° à N 150°) sont plus ou moins ouvertes en surface. C'est donc que l'anisotropie des mesures de vitesse sismique est davantage influencée par la foliation de la roche que par la fracturation.

- dans les gneiss, le coefficient d'anisotropie (K) semble décroître lorsqu'on s'éloigne de la faille (il passe de 45 % à 6 m du contact à 7 % à 50 m) et il est maximal dans les schistes du Lias (48 %) à proximité de la faille. Cette constatation tendrait à prouver qu'il subsiste un "serrage" à proximité du contact Lias-Cristallin.

Tableau 1

Azimut de la mesure	Secteurs		
	1 (Gneiss)	2 (Gneiss)	3 (Schistes)
N 40 - 45° (parallèle au litage)	2 530	3 330	4 170
N 135° (perpendiculaire au litage)	2 350	1 820	2 170
K %:	7	45	48

Mesure des vitesses (m/s) en trois secteurs du fond de fouille du barrage de Grand-Maison

b - Les mesures de laboratoire (tableau 2) réalisées sur des échantillons de gneiss font apparaître généralement des vitesses faibles (2 100 m/s en moyenne) perpendiculairement au litage (peut-être à cause d'une légère ouverture des fissures liées à celui-ci).

D'autre part le coefficient d'anisotropie (K) est en général plus élevé que pour les mesures in situ.

Tableau 2

Orientation des mesures	Echantillons				
	1	2	3	4	5
parallèlement au litage (dans deux directions perpendiculaires)	3 975	4 330	3 850	4 270	4 485
	et	et	et	et	et
	3 955	4 395	3 825	4 395	4 425
perpendiculairement au litage	3 590	1 210	2 750	1 505	1 435
K %	10	72	28	65	68

Mesure des vitesses (m/s) sur cinq échantillons cubiques de gneiss de Grand-Maison.

Dans le cas du site de Grand-Maison, le rôle essentiel est donc joué par le litage métamorphique des gneiss, qui oriente l'anisotropie de vitesse.

L'existence d'un coefficient d'anisotropie plus faible sur le terrain qu'en laboratoire peut s'expliquer par l'influence des fractures ouvertes (N 120° à N 150°), qui minorent les vitesses mesurées in situ parallèlement à la foliation, mais non toutefois jusqu'à les rendre plus faibles que les vitesses perpendiculaires.

On peut d'autre part noter que sur ce site, à toutes les échelles, l'anisotropie hydraulique est caractérisée par une direction où la perméabilité est plus élevée, suite à la présence des fractures ouvertes N 120° à N 150°.

En effet, B. GOURGAN (1983) a montré que cette famille de fractures oriente les directions préférentielles des écoulements dans le massif. La présence de ces fractures ouvertes bien développées et bien visibles sur le fond de fouille, au niveau de l'appui rive droite, permet sans doute d'expliquer les absorptions ponctuelles plus fortes observées lors de la réalisation du rideau d'injection de l'ouvrage, dans un rocher présentant des absorptions globalement faibles.

Cette constatation rejoint et renforce les conclusions d'une étude faite par C. LOUIS (1972) sur les caractéristiques hydrauliques du premier site de barrage de Grand-Maison prospecté par E.D.F., un kilomètre à l'aval du site actuel.

#### 2-2-4 - Influence de la fracturation

Dans un massif rocheux à matrice isotrope, les vitesses de propagation des ondes élastiques dépendent essentiellement de l'anisotropie naturelle de fissuration (BAMFORD et NUNN, 1979). En effet, les directions des vitesses les plus faibles sont perpendiculaires aux discontinuités, lorsque celles-ci sont ouvertes ou remplies de matériaux peu cohérents.

#### a - Anisotropie des vitesses sismiques dans un massif calcaire

Des mesures ont été réalisées en confrontant les résultats obtenus en sismique réfraction à ceux fournis par la microtectonique (BROQUET et al., 1978), dans les massifs calcaires tabulaires de la région d'Ornans (Jura). L'appareil utilisé était un ABEMTRIO 12 pistes, avec un dispositif de tir en étoile et six lignes de tir faisant entre elles un angle de 30° (fig. 13).

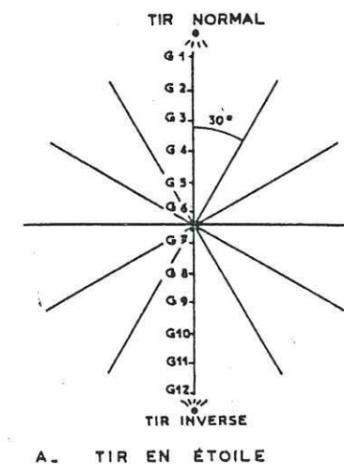


Fig. 13. - Dispositif de tirs sismiques en étoile (d'après BROQUET et al., 1978).

Dans le secteur de Courcelles-les-Quincey, les tirs enregistrés avec des géophones verticaux ont été doublés par un tir avec des géophones horizontaux, de façon à capter respectivement les ondes P et les ondes S (fig. 14).

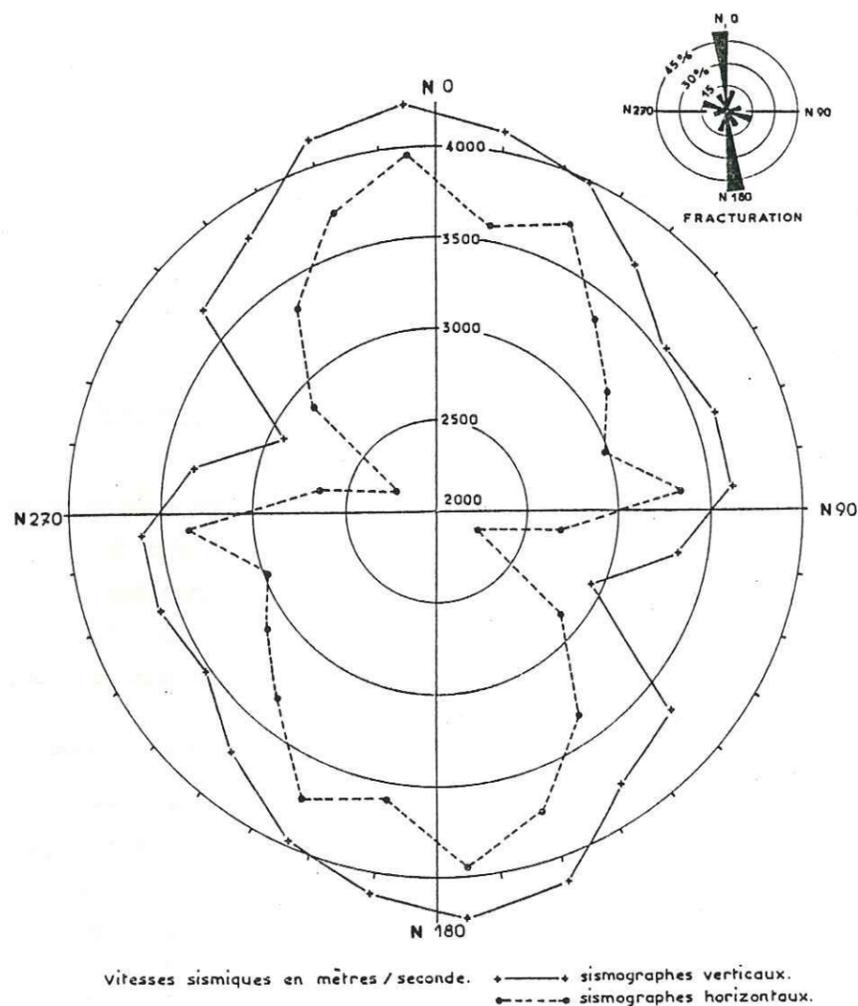


Fig. 14. - Etoile des vitesses sismiques et rosace des fractures relevées en microtectonique (d'après BROQUET et al., 1978).

La comparaison de l'étoile des vitesses sismiques avec la rosace des fractures relevées sur le site montre une correspondance quasi parfaite entre la direction de fracturation majeure de ce site (N 175°) et la vitesse la plus élevée, alors que les vitesses les plus faibles ont été enregistrées selon une direction N 110°, c'est-à-dire sensiblement perpendiculaire à la fracturation.

D'un point de vue technique, il faut remarquer que les sismographes horizontaux ( $V_s$ ) ont apporté de meilleures discriminations que les sismographes verticaux ( $V_p$ ).

b - Anisotropie des vitesses sismiques dans la zone de faille d'El Asnam (Algérie)

Le séisme destructeur du 10 octobre 1980 s'est traduit en surface par l'apparition d'une zone de fracturation et de déformation, d'orientation moyenne SW-NE, qui se développe sur une cinquantaine de kilomètres de longueur et affecte les terrains sédimentaires du Miocène supérieur, du Pliocène et du Quaternaire récent. Cette zone est la trace superficielle d'une faille inverse pentée de 50° vers le NW (fig. 10) avec une composante de coulissage horizontal senestre de quelques mètres (OUYED, 1981).

Des mesures de vitesse de propagation des ondes élastiques directes (P) ont été effectuées en 22 stations réparties dans le secteur SW de la faille d'El Asnam (FABRE et al., 1983), avec un appareillage de petite sismique, type BISON 1550.

Au cours de cette étude, les résultats suivants ont été établis :

- les anisotropies sismiques mesurées sont souvent fortes et ne peuvent être mises au compte de l'erreur relative faite sur la mesure. En effet, dans 13 stations sur 22, le grand axe de l'ellipse est au moins supérieur de 20 % au petit axe ;
- les directions de vitesses maximales mesurées sont pour la plupart parallèles aux grandes directions de fracturation du site ou à la direction présumée de la contrainte principale majeure dans le plan horizontal (déduite des mécanismes au foyer), là où les fractures sont absentes ou plus discrètes.

#### 2-2-5 - Influence de l'état de contrainte

De nombreuses expériences de laboratoire ont mis en évidence une croissance de la vitesse de propagation des ondes avec la pression de confinement.

Le serrage de la roche induit par une contrainte de compression tend à rétablir la continuité du milieu en refermant les fissures qui sont perpendiculaires ou obliques à la contrainte principale majeure.

Au contraire, les fissures qui lui sont parallèles ont tendance à s'ouvrir, et il en résulte une anisotropie induite de fissuration.

Ainsi, NUR et SIMMONS (1969) montrent que dans un granite intrinsèquement isotrope, sollicité en compression monoaxiale, les vitesses de propagation des ondes P augmentent dans toutes les directions avec l'augmentation de la contrainte, mais que l'accroissement de vitesse est plus important dans la direction de compression.

De plus, si un matériau homogène non fissuré et parfaitement élastique est soumis au même état de contrainte que cette précédente roche intrinsèquement isotrope, il en résulte une anisotropie des propriétés élastiques, d'une grandeur cependant très inférieure à l'anisotropie induite de fissuration (DAHLEN, 1972).

En définitive, l'application d'un état de contrainte non isotrope sur un matériau fissuré induit une anisotropie de la vitesse des ondes élastiques qui se superpose aux effets de l'anisotropie naturelle de fissuration, et peut en modifier la direction et les coefficients.

#### 2-2-6 - Conclusions

Pour une roche sans anisotropie de fabrication, la constatation d'une vitesse plus grande des ondes longitudinales ( $V_p$ ) dans une direction donnée peut être interprétée comme résultant de l'effet d'un état de contrainte déviatoire :

- qui, dans un matériau homogène, continu et isotrope, donnerait naissance à une anisotropie des propriétés élastiques,
- qui, dans un matériau intrinsèquement isotrope, provoquerait une anisotropie induite de fissuration,
- et qui, dans un massif présentant une anisotropie naturelle de fissuration, accentuera ou modifiera l'effet de celle-ci.

Ce dernier cas, de beaucoup le plus répandu dans la nature, a été confirmé par les études que nous avons faites sur des sites de barrage en Arabie Séoudite (IIe partie) et dans les Pyrénées-Orientales (IIIe partie).

En effet, pour tous les sites étudiés, les anisotropies de vitesses sismiques mesurées sont gouvernées par les directions principales des états de contrainte actuels, révélés par d'autres mesures in situ.

### 2-3 - Les mesures au dilatomètre

#### 2-3-1 - Principe de la mesure

L'essai au dilatomètre est destiné à mesurer dans un sondage les caractéristiques de déformabilité de la roche au sein du massif. Cet essai consiste à développer, par l'intermédiaire d'une gaine souple, des pressions en paroi de forage et à mesurer les déformations qui en résultent.

Les déformations du rocher sont mesurées (dans trois directions à 120° les unes des autres), par trois extensomètres, situés dans la zone centrale de l'appareil, qui enregistrent les variations de diamètre de la cavité cylindrique du forage en fonction de la pression exercée (fig. 15).

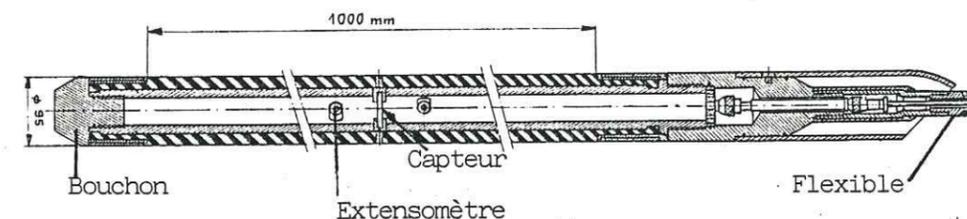


Fig. 15. - Schéma de principe d'un dilatomètre (document MAZIER).

#### 2-3-2 - Réalisation et interprétation

L'essai est conduit par cycles successifs croissants. On procède généralement à 5 cycles de mesures et, à chaque palier, la pression est maintenue pendant trois minutes. Les mesures réalisées par les trois capteurs permettent de tracer, pour chaque essai, trois courbes contrainte-déformation. Le module de déformation élastique, ou module d'élasticité de Young, est donné par la relation de Lamé :

$$E = (1 + \nu) D \frac{\Delta P}{\Delta D}$$

$\nu$  = coefficient de Poisson de la roche, auquel on attribue souvent une valeur de 0,3,

D = diamètre du forage pour la pression  $P_0$ ,

$\Delta P = P_1 - P_0$  = variation de pression (MPa) qui produit un accroissement de diamètre  $\Delta D$ .

### 2-3-3 - Conclusions

Les mesures au dilatomètre peuvent être effectuées à différentes profondeurs dans le même sondage et permettent ainsi d'étudier la variation de la déformabilité du rocher en fonction de ce paramètre.

La mesure simultanée des déformations du sondage suivant trois axes permet de mettre en évidence une éventuelle anisotropie de déformabilité. A ce propos, on doit noter que, lors de chaque essai, il est important de donner à chaque extensomètre une même orientation par rapport au Nord magnétique, cette orientation étant d'autre part la même pour tous les sondages testés sur le même site.

Une anisotropie des mesures peut alors traduire :

- soit une anisotropie de la roche due aux discontinuités de celle-ci (fabrication de la roche et fracturation) ;
- soit un état de contrainte lié à des processus géodynamiques globaux.

C'est ainsi que sur le site de barrage de Laparan (IIIe partie) les mesures au dilatomètre, effectuées dans trois sondages implantés sur chaque rive et au fond de la vallée, montrent, à partir de 20 m de profondeur, une anisotropie du module d'élasticité statique (E).

En effet, suivant les trois directions des extensomètres on obtient toujours :

$$E(N-S) < E(N 240^\circ) < E(N 120^\circ)$$

Dans ce cas, les résultats ne peuvent être expliqués ni par une anisotropie de structure de la roche (dont l'aspect tourbillonnaire garantit une répartition spatiale aléatoire des orientations minérales), ni par une anisotropie de fracturation (les systèmes de fractures sont différents d'une rive à l'autre). Par contre, les directions d'anisotropie du module E relevées sont concordantes avec celles déterminées par d'autres méthodes sur le même site (vitesses sismiques, contraintes in situ, perméabilités).

En prenant en compte les effets d'états de contrainte anisotropes sur un massif rocheux, il est donc possible d'interpréter cette anisotropie des modules E comme la conséquence d'un serrage plus important du rocher selon une direction voisine de NW-SE.

### 2-4 - Apport des caractéristiques hydrauliques à l'évaluation des directions de contrainte

#### 2-4-1 - Mesures de perméabilité

Pour mesurer les caractéristiques hydrauliques des massifs rocheux, plusieurs types d'essais peuvent être envisagés :

##### a - Essai Lugeon classique

Le célèbre essai Lugeon, proposé à l'origine par Maurice Lugeon comme un préalable aux injections de coulis, a le grand mérite de la simplicité. Cet essai consiste à injecter de l'eau à diverses pressions dans une section de forage en maintenant des paliers de 10 minutes.

Cette méthode empirique permet de mesurer de façon normalisée la capacité d'absorption d'eau en divers points d'une même site, connaissant le débit et la pression d'injection, et donc de comparer la "perméabilité" relative des diverses tranches d'essai.

Cet essai est relativement inadapté à la complexité du milieu naturel car, pour chaque mesure, on obtient un résultat global qui intègre l'influence de divers paramètres qui interviennent concurremment en proportions inconnues (LOUIS, 1974 ; ANTOINE et FABRE, 1980). Ceci rend son interprétation souvent difficile (SABARLY, 1968).

Une technique récente (matériel type Lugeograph) apporte un progrès par l'enregistrement continu, en fonction du temps, de divers paramètres (pression dans la tranche essayée, débit d'eau instantané, volume injecté cumulé).

##### b - Essai Lugeon amélioré

Si l'on prend soin d'orienter le sondage dans une direction à peu près perpendiculaire à la famille de fractures dont on veut mesurer la

conductivité, des renseignements importants peuvent être obtenus sur l'ouverture de cette famille, et l'on peut tenter une approche de l'anisotropie hydraulique du massif en introduisant la notion de "conductivité hydraulique directionnelle", parallèle à chaque famille de fractures (LOUIS et MAINI, 1970).

c - Essai d'eau au moyen d'une sonde hydraulique triple

Cet essai, plus perfectionné que les précédents (LOUIS, 1974), consiste à utiliser quatre obturateurs au lieu de deux. Dans ce cas, la section centrale, entre le deuxième et le troisième obturateur, constitue la section de mesure, tandis que les deux sections encadrantes (zones de garde) ne permettent qu'un écoulement de type radial dans la section de mesure.

Les pressions d'injection sont les mêmes dans les trois cavités. Par rapport à l'essai Lugeon classique, cet essai permet théoriquement de s'affranchir de l'influence des débits de fuite par contournement de l'obturateur et de celle des effets de bord aux limites de la cavité.

Dans cet essai à la sonde triple, la pression d'essai est directement mesurée dans la cavité centrale. En outre, un contrôle de la piézométrie est nécessaire autour de la cavité d'essai.

En orientant l'essai en fonction de la fracturation, on peut mesurer les conductivités hydrauliques directionnelles et, quand l'échelle de fracturation le permet, accéder au tenseur anisotrope de perméabilité. Ce type d'essai a notamment été utilisé pour l'étude des caractéristiques hydrauliques du premier site de barrage de Grand-Maison (LOUIS, 1972).

D'une façon générale cet essai est peu pratiqué et on continue à faire des essais Lugeon classiques en valorisant leur interprétation par une étude structurale détaillée.

d - Essai d'eau mettant en oeuvre plusieurs techniques opératoires

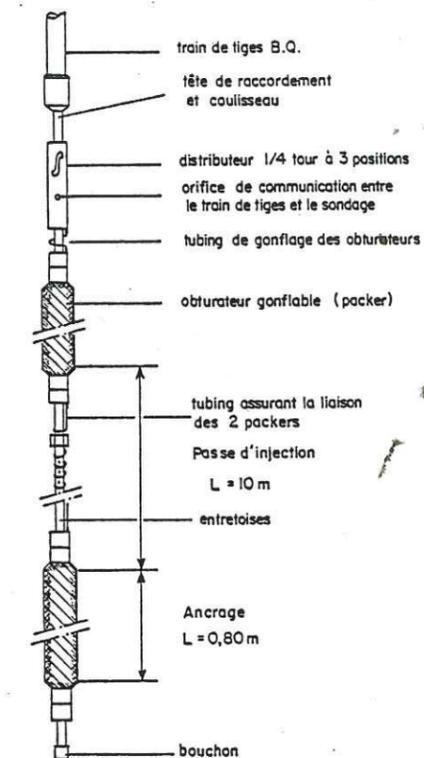


Fig. 16. - Système de double obturateur gonflable utilisé pour les essais de perméabilité (document BRGM).

Cette méthodologie a été mise au point par le BRGM et fait intervenir successivement dans un forage :

1 - des essais Lugeon classiques, à l'avancement, qui permettent de localiser sommairement les tranches absorbantes.

2 - un dispositif à deux obturateurs (fig. 16), dont l'espacement peut varier de 2 à 10 m, qui situe de façon plus précise les zones conductrices.

3 - un pompage, durant lequel on déplace un micromoulinet, qui permet de localiser et de mesurer l'importance des débits fournis par les zones fissurées.

4 - la confrontation des résultats des opérations 2 et 3 permet de voir s'ils sont cohérents et de dresser un profil synthétique des perméabilités.

### 2-4-2 - Observation des fractures drainantes

Si le degré d'ouverture des fractures se trouve bien sous la dépendance des contraintes régionales, on est en droit d'attendre que, d'un site à l'autre, dans un secteur plus ou moins étendu, les conditions varieront peu.

L'observation des fissures drainantes, en divers points du Massif Central au sens large, semble en apporter confirmation.

Sur le site de barrage de Puy-Laurent (Cévennes), nous avons pu observer en galerie, dans les gneiss qui constituent le rocher de fondation, que les fractures sensiblement N-S sont les seules qui montrent des venues ponctuelles.

Une remarque analogue nous a été faite lors de la visite de la mine d'uranium de Saint-Martin-du-Bosc, qui exploite les terrains permien du bassin de Lodève. Dans cette mine, située à 300 m de profondeur, les venues d'eau sont exclusivement localisées au niveau des fractures N-S. Dans ce même secteur, le creusement d'un tunnel (tunnel de la Vierge), dans les dolomies du Permien, a recoupé un grand nombre de fractures N-S ouvertes.

Des études structurales récentes effectuées par le BRGM (FEYBESSE, 1986) dans deux sondages profonds (1 400m) réalisés pour des études géothermiques dans les orthogneiss de la région de Chassole (Cézallier, Massif Central) ont mis en évidence une prédominance de fractures subverticales de direction sensiblement N-S, à ouverture libre, qui sont le siège de venues d'eau.

Toutes ces remarques ponctuelles sont en accord avec les données sismotectoniques (carte sismotectonique de la France, 1981) qui assignent à la contrainte principale majeure au niveau du Massif Central au sens large, une direction NNW-SSE et qui montrent donc que les caractéristiques du champ de contrainte régional sont propices à une réouverture en tension des fractures sub-méridiennes (GODEFROY et LAMBERT, 1984).

### 2-4-3 - Conclusions

La caractérisation des perméabilités des milieux rocheux fracturés doit toujours commencer par une étude détaillée de la fracturation, qui

permet de déterminer l'anisotropie de perméabilité (BERTRAND et al., 1982 ; FEUGA, 1983).

Les mesures de perméabilité ou l'observation des fractures drainantes confirment ensuite l'anisotropie de la conductivité hydraulique du massif rocheux. Cette anisotropie de conductivité, utilisée conjointement avec les résultats apportés par d'autres mesures in situ (directes ou indirectes), constitue un élément d'information supplémentaire qui permet d'augurer, en fonction des directions de fracturation qui se révèlent soit ouvertes soit fermées, quel doit être schématiquement l'état de contrainte actuel.

C'est ainsi que A. CARLSSON et T. OLSSON (1983) ont montré, par des mesures in situ effectuées dans un massif granitique (en appliquant une charge de 3,6 MN sur une surface de 1 m<sup>2</sup> de roche), que les fractures perpendiculaires à l'axe de charge se ferment, leur conductivité se réduit jusqu'à 60-70 % de la valeur primitive. Par contre, la conductivité des fractures se trouvant plus ou moins parallèles à l'axe de charge augmente dans une proportion qui peut atteindre 110 %.

Plus récemment, au laboratoire, l'étude expérimentale du comportement hydromécanique d'une fracture sous contrainte normale (GENTIER, 1986) a permis de mettre en évidence la complexité de l'écoulement, qui est quasi généralisé pour les faibles niveaux de contrainte alors qu'il se chenalise fortement pour les niveaux élevés. En d'autres termes, on voit logiquement, en augmentant la contrainte normale, la transmissivité décroître progressivement. Mais au-dessus d'un seuil d'environ 15 MPa, on observe sa stabilisation, liée à la présence d'un nombre réduit de chenaux, dont le volume, désormais, varie peu. D'autre part, au seuil de 15 MPa, la transmissivité se trouve toujours réduite d'au moins 70 %.

DEUXIEME PARTIE

LES SITES DE BARRAGE ÉTUDIÉS DANS LE BOUCLIER

PRÉCAMBRIEN D'ARABIE SÉOUDITE

La connaissance géologique du bouclier arabe, qui affleure dans l'Ouest de l'Arabie Séoudite, a beaucoup progressé depuis deux décennies. Les recherches ont toutefois porté bien davantage sur la pétrologie des roches ignées et métamorphiques que sur l'analyse des structures, celles-ci n'ayant été décrites que dans leurs très grandes lignes, à l'exception de quelques localités où des gîtes minéraux pouvaient présenter un intérêt économique.

Dans le cadre d'études géotechniques, des investigations très détaillées (cartographie à l'échelle du 1/1000) menées sur trois sites de barrage, et une étude plus générale portant sur onze autres sites, nous ont permis de vérifier, puis de généraliser, l'existence de failles de décrochement résultant des orogénèses antécambriennes, et de proposer un schéma cohérent de leur développement qui reconstitue l'histoire cinématique des structures régionales telle qu'elle peut être déduite de l'étude microtectonique de la fracturation.

Complété par la définition de l'état actuel de contrainte, révélé par la sismologie et les mesures géotechniques in situ, ce schéma permet de mieux appréhender les caractéristiques mécaniques et hydrauliques des massifs rocheux servant de fondation aux ouvrages en projet ou réalisés.

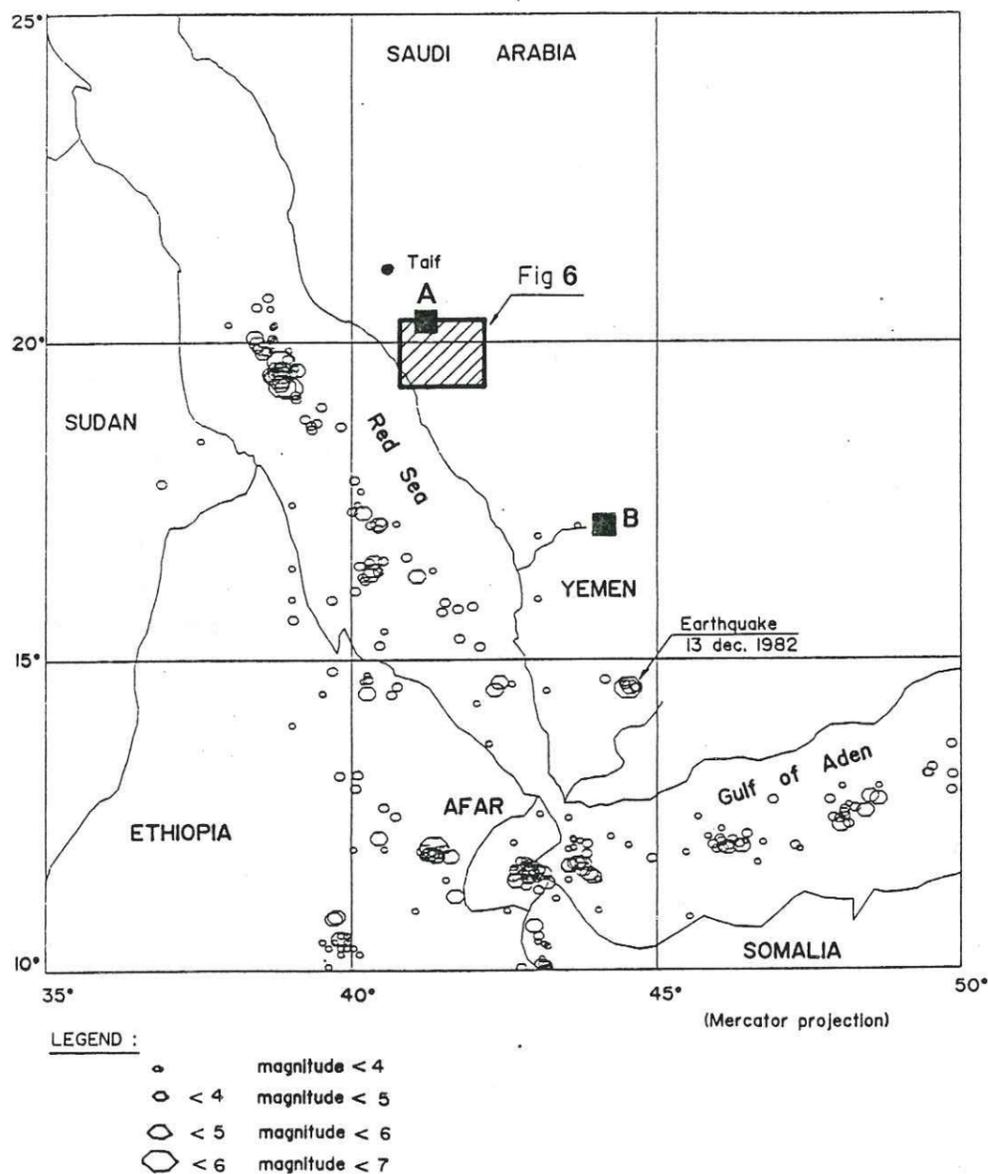


Fig. 1.- Carte de sismicité de la partie SW du bouclier arabe à partir du fichier U.S.G.S. de sismicité mondiale (1911-1984).

On a d'autre part reporté sur cette carte, en hachures, la zone faisant l'objet d'une étude structurale d'ensemble (cf. chapitre II) et en A et B les études détaillées concernant respectivement les barrages de Taïf (chap. III) et de Mudhiq (chap. VII).

## Chapitre I - Sismicité de la partie

### SW du Bouclier Arabe

La sismicité de la Mer Rouge, du golfe d'Aden et de la dépression de l'Afar a été bien étudiée depuis le début du siècle (FAIRHEAD et GIRDLER, 1970).

On avait alors tendance à considérer que la plaque arabe ne présentait pas d'activité sismique, car on ne disposait pas de mesures, ni de données précises.

C'est en 1977 que l'U.S.G.S.<sup>(1)</sup> et le Ministère du Pétrole et des Ressources minérales d'Arabie Séoudite se sont attachés à étudier les microséismes de la partie ouest du bouclier arabe, en liaison avec le développement de l'industrialisation sur la côte ouest du pays.

#### 1 - La macrosismicité

La sismicité de la partie SW de la péninsule arabe, telle qu'on peut l'étudier à partir de la banque de données U.S.G.S (de 1911 à 1984) présente plusieurs traits caractéristiques.

En effet, sur la carte de sismicité (fig.1), les zones axiales de la Mer Rouge et du golfe d'Aden apparaissent bien, et on peut noter :

- une absence quasi totale de sismicité dans la zone axiale de la Mer Rouge, au Nord du 21<sup>e</sup> parallèle,

- une irrégularité de la sismicité dans le golfe d'Aden, où les séismes de magnitude supérieure à 4 se regroupent en essaims serrés.

En outre, de part et d'autre de la Mer Rouge, une asymétrie importante apparaît :

(1) - United States Geological Survey.

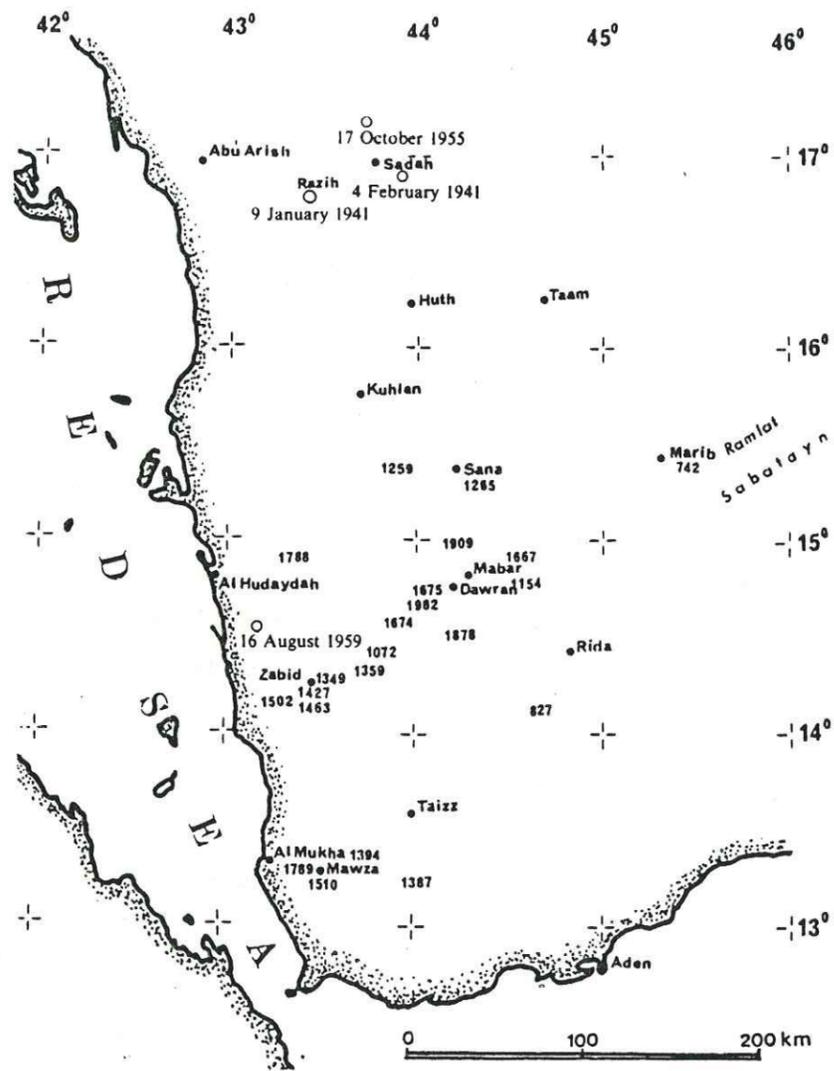


Fig. 2.- Sismicité historique du Yémen. Les millésimes situent approximativement les épicentres des séismes anciens. Les cercles indiquent les localisations télésismiques des séismes survenus au cours du vingtième siècle (d'après N.N. AMBRASEYS et C.P. MELVILLE, 1983).

- à partir de 17 à 18° N et jusqu'à l'Afar se dessine à l'Ouest la plaque Nord Danakil, qui fournit une explication à la sismicité observée en Ethiopie. L'existence de cette plaque a été suggérée pour des raisons purement cinématiques dès 1972 (FRANCHETEAU et LE PICHON, 1972) ;

- du côté arabe, l'examen de la carte peut laisser croire à une complète asismicité de la péninsule.

Or le séisme du Nord Yémen (13/12/82, magnitude  $M_s = 6$ ) et ses répliques (notamment celle du 29/12/82 de magnitude  $M_s = 5$ ) ont récemment attiré l'attention sur le danger de considérer une carte de sismicité comme définitive, en particulier lorsque la période d'observation n'excède pas un siècle. Ce séisme intra-plaque a été enregistré par l'ensemble du réseau sismologique mondial, mais son mécanisme au foyer est mal connu :

- pour l'U.S.G.S, il s'agit d'une faille normale, dont le plan est orienté N 160° avec un pendage de 75° NE. L'axe de compression serait d'azimut 70° plongeant à 60° ENE. Ce mécanisme est en accord avec des fissures d'extension orientées NNW-SSE observées sur le terrain, dans la zone épacentrale, sur des distances de l'ordre de 15 km ;

- si l'on reprend les informations originales fournies par les observations sismologiques, ce pourrait être aussi un mécanisme de coulissage avec un axe de pression quasi horizontal d'azimut N 33°.

Devant une telle divergence des interprétations, il semble peu raisonnable d'utiliser ce mécanisme pour notre argumentation. Tout au plus nous bornerons-nous à remarquer que, dans les deux cas, l'axe de pression proposé se trouve sensiblement orienté dans une direction NE-SW.

Il est d'autre part intéressant de noter que N.N. AMBRASEYS et C.P. MELVILLE (1983), en compilant des données d'archives remontant au huitième siècle, ont montré que, dans cette région du Yémen, la sismicité historique n'est pas négligeable (fig. 2).

A l'heure actuelle, on peut donc dire, du point de vue purement macrosismique, que la partie de la plaque arabe étudiée ici est asismique, sauf dans son extrême Sud-Ouest.

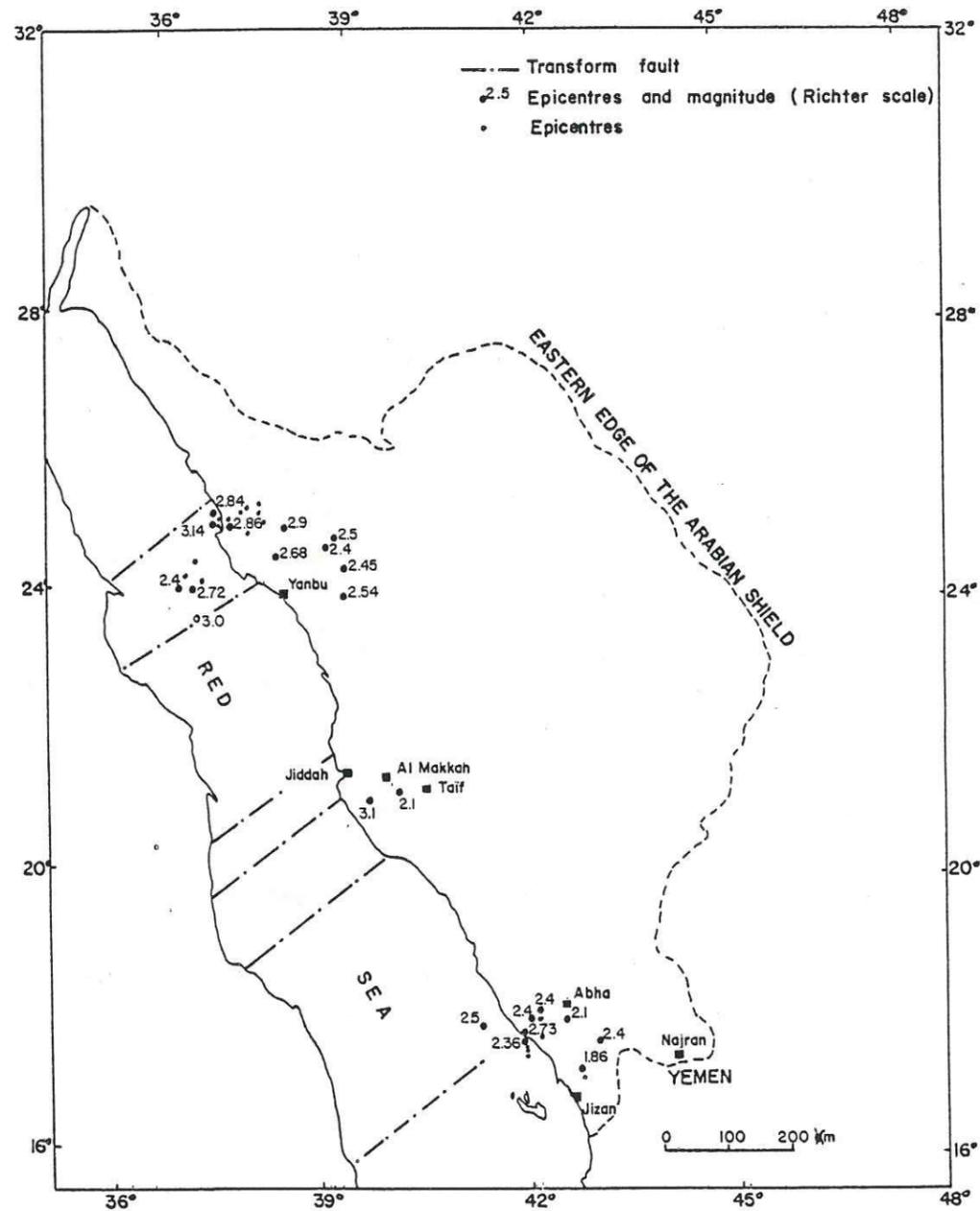


Fig. 3.- Epicentres des microséismes sur la côte W de l'Arabie Séoudite (1978 - 1981).

Pour expliquer cette anomalie, un effet de coin lié à la géométrie des plaques ne doit pas être exclu, les contraintes régionales variant probablement très brutalement sous l'effet conjoint de l'ouverture de la Mer Rouge et du golfe d'Aden.

## 2 - La microsismicité

Les études de microsismicité effectuées dans la partie SW de l'Arabie Séoudite (MERGHELANI et GALLANTHINE, 1980) et dans la région de Yanbu (MERGHELANI, 1981) ont montré une forte activité microsismique non liée à la zone axiale de la Mer Rouge.

La carte synthétique (fig. 3) nous permet de faire un certain nombre de remarques :

- dans les régions de Yanbu, Abha et Jizan, un nombre important de microséismes ont été enregistrés ;
- dans la région de Taïf, les magnitudes maximales ont été enregistrées au niveau d'un accident important qui correspond à l'escarpement de Haddah ;
- il faut enfin noter que les concentrations de ces microséismes semblent se localiser en priorité selon une direction NE-SW qui peut être interprétée comme l'expression de la pénétration, à l'intérieur du bouclier arabe, de failles transformantes existant dans la Mer Rouge et mises en évidence récemment par des campagnes aéromagnétiques (HALL, 1979).

## 3 - Synthèse

Cette étude de la sismicité nous montre que :

- la plaque arabe est très peu active sismiquement, sauf dans son extrême Sud-Ouest,
- une forte activité microsismique observée dans la partie ouest de l'Arabie Séoudite semble liée à la pénétration des failles transformantes de la Mer Rouge dans le bouclier arabe, selon une direction NE-SW,
- au Yémen, la macrosismicité et la sismicité historique sont importantes. A ce propos, on peut noter que N.N. AMBRASEYS et C.P. MELVILLE (1983) mettent eux aussi en évidence l'alignement NE-SW d'un certain nombre d'épicentres supposés de séismes historiques (fig. 2).

Toutes ces informations nous amènent à conclure que la plaque arabe subit des contraintes importantes, au moins au voisinage de sa limite SW.

## Chapitre II - Cadre géologique et

### structural de la partie occidentale du Bouclier Arabe

Le socle ancien du Bouclier Arabe (36 % de la superficie du Royaume) affleure dans l'Ouest de l'Arabie (fig. 3), où il constitue la chaîne côtière de la Mer Rouge, ainsi que le plateau du Najd.

#### 1 - Géologie régionale

Ce bouclier est formé, pour l'essentiel, de séries métasédimentaires et métavolcaniques précambriennes (60 %) dont les âges s'échelonnent approximativement entre 1 000 et 500 millions d'années.

Ces séries sont recoupées, en de nombreux points, par des batholites de roches éruptives, de pétrogenèse complexe, que l'on peut qualifier de granitoïdes (40 %). Les âges de ces plutons intrusifs sont concentrés dans une fourchette de temps plus restreinte, de 800 à 540 millions d'années. Il se sont généralement mis en place à la faveur de deux phases principales qualifiées "d'orogéniques". La plus ancienne est l'orogénèse du Hijjaz, suivie par l'orogénèse du Najd, qui s'est achevée au début du Cambrien moyen. Au Paléozoïque, des roches sédimentaires se sont déposées très localement sur le bouclier. Des coulées de basalte tertiaires et quaternaires sont venues postérieurement recouvrir le socle précambrien.

#### 2 - Aperçu de l'évolution structurale

Il paraît maintenant bien établi (FLECK et al., 1980 ; SCHMIDT et al., 1979) que, durant une très longue phase antécambrienne (les plus anciennes data-

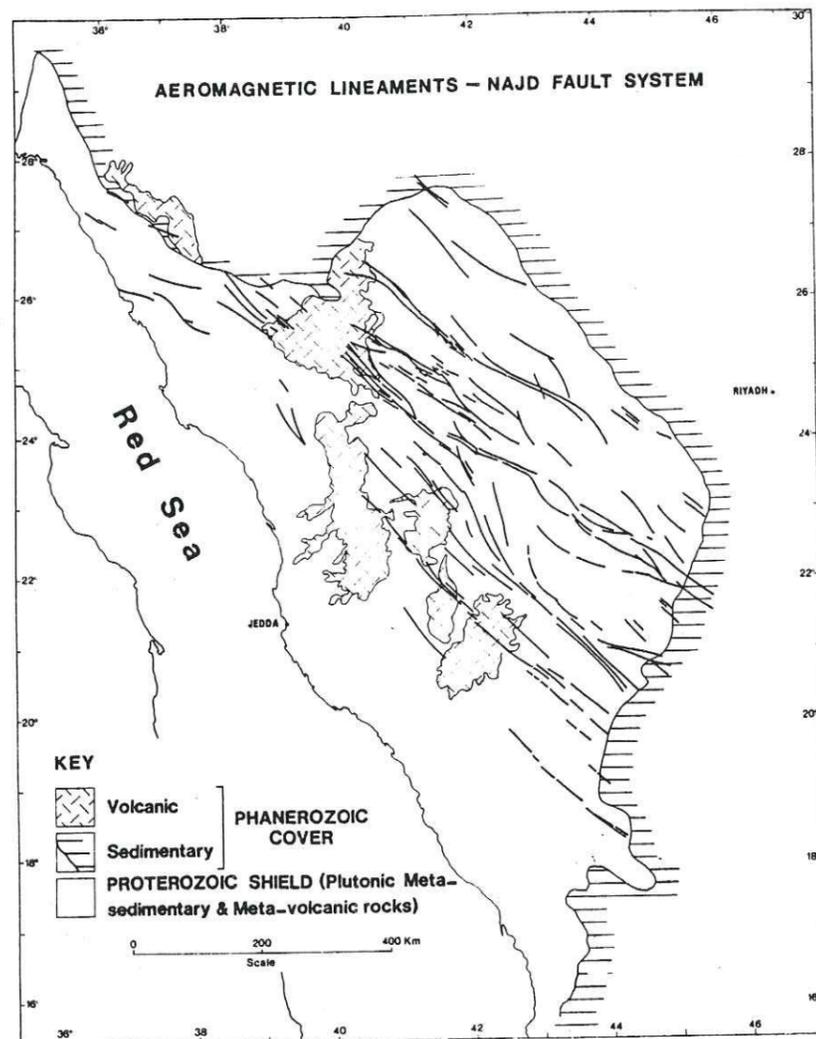


Fig. 4. -Linéaments mis en évidence par les cartes aéromagnétiques et que l'on attribue au système de fractures du Najd (d'après J.Mc.M. Moore, 1979)

tions remontent à un milliard d'années), le bâti du bouclier arabe s'est progressivement constitué par accretion d'une série d'arcs insulaires, selon un modèle maintenant bien connu dans le cadre de la Tectonique des plaques. De multiples phases tectoniques et magmatiques, qui revêtent encore souvent un caractère local, donc discontinu, ont été décelées. Elles traduisent d'une part la migration vers l'Est des zones de subduction, d'autre part une collision de plaques.

Les auteurs distinguent habituellement :

- l'orogénèse du Hijjaz (entre 650 et 610 millions d'années), probablement engendrée par le début de la collision entre la plaque africaine et les arcs insulaires ("Pan African event"). Il en résulte plutonisme, formation de grabens et plissement ;

- l'orogénèse du Najd (entre 590 et 540 millions d'années), qui marquerait l'achèvement de la phase de collision et se traduit essentiellement par le développement d'un imposant système de fractures de décrochement senestres ("Najd fault system") dont les rejets cumulés atteignent 300 km (fig. 4).

Après ces périodes d'intense tectogenèse, le calme s'établit, simplement troublé par de lents mouvements de soulèvement sur l'emplacement actuel de la Mer Rouge (Permien à Jurassique supérieur), suivis, au Crétacé inférieur, d'un bombement d'ensemble du bouclier selon un axe Nord-Sud ("Hail arch") qui semble avoir pris naissance par suite de phénomènes subcrustaux (GREENWOOD, 1973). Enfin, la période la plus récente de l'évolution structurale, la plus courte également, est marquée par la naissance de la Mer Rouge, à l'emplacement de ce qui n'était jusque là qu'une plaque continue. Le début de la formation du graben est situé à l'Eocène, le début du "rifting" à l'Oligocène, et la Mer Rouge s'est principalement développée au cours des cinq derniers millions d'années.

### 3 - Schéma de fracturation

Des investigations très détaillées (cf. zones signalées sur la fig. 1) menées sur les deux sites de barrage de la région de Taïf (chapitre III), ainsi que des études plus générales portant sur onze sites de barrage répartis dans tout le secteur représenté sur la photosatellite (fig. 5) nous ont donné la possibilité de prospector une superficie d'environ 19 000 km<sup>2</sup>.

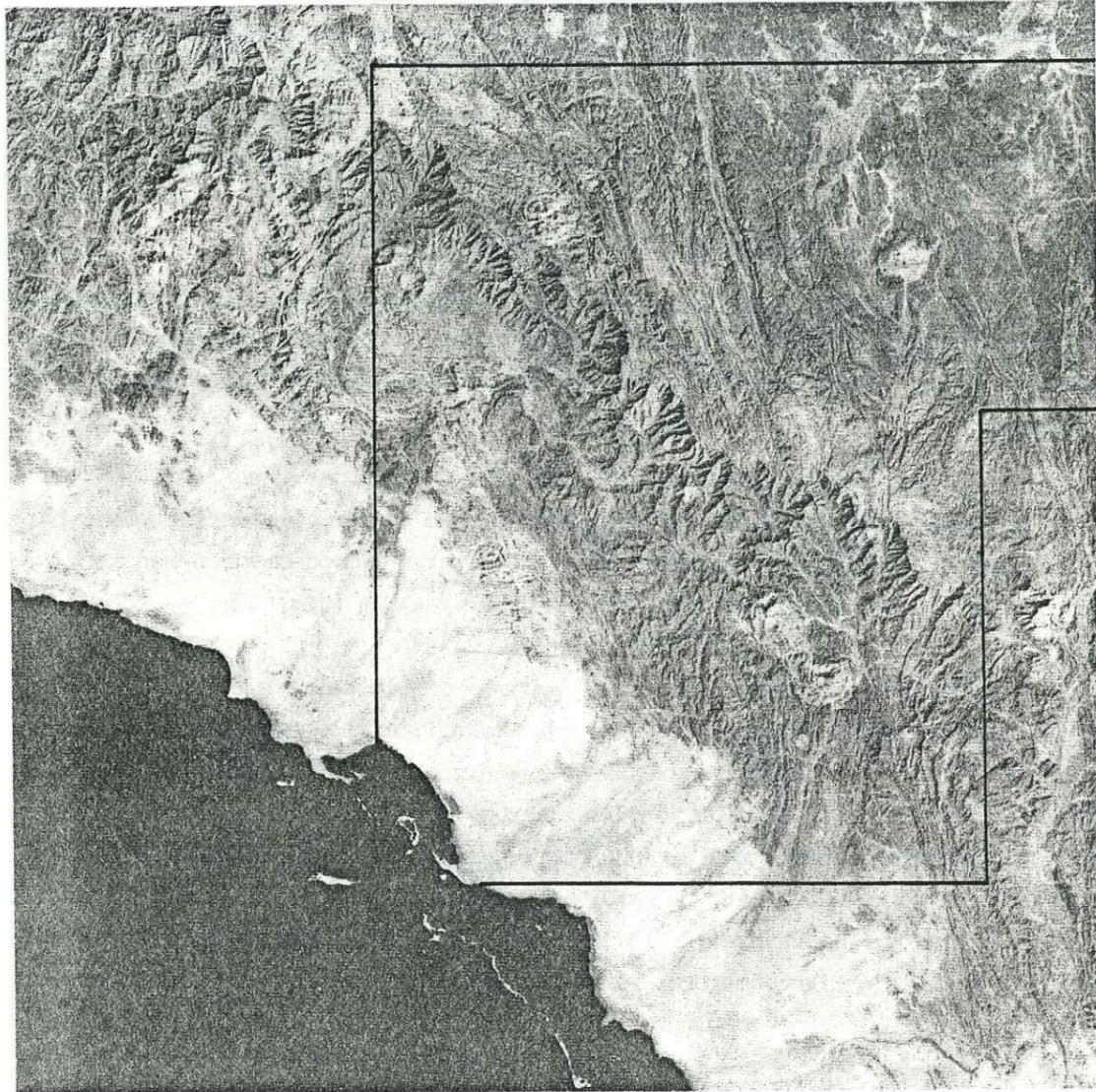


Fig. 5 - Photosatellite (échelle 1/1 000 000)  
du secteur étudié

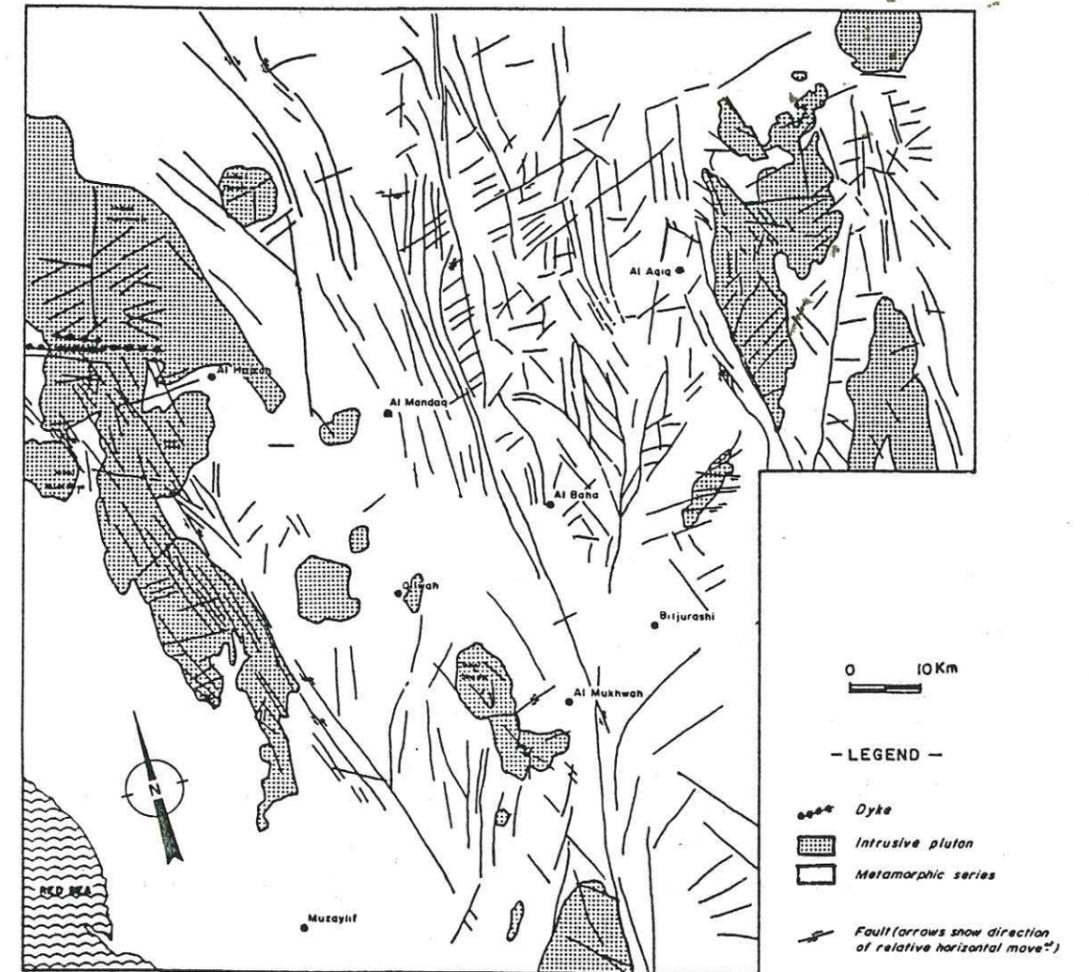


Fig. 6. - Esquisse tectonique régionale (d'après un agrandissement au  
1/100 000 d'une photosatellite LANDSAT).

Les résultats de ces investigations, synthétisés sur un agrandissement de photosatellite LANDSAT (échelle 1/100 000), nous permettent de dresser une esquisse tectonique régionale (fig. 6) qui illustre bien le schéma de fracturation propre à tout le bouclier précambrien.

Dans ce schéma, issu des phases orogéniques anciennes :

- l'orogénèse du Hijjaz a imposé aux ensembles métamorphiques une foliation N-S et toute une série d'accidents eux aussi de direction sensiblement méridienne ;

- l'orogénèse du Najd, qui résulte d'une compression E-W (MOORE, 1979) a produit essentiellement le système de failles de décrochement senestres d'orientation N 130° à N 140°, sensiblement parallèles à la bordure de la Mer Rouge.

A cet épisode du Najd, on doit rattacher les décrochements dextres d'orientation NE-SW et les fractures E-W souvent injectées par des filons.

Dans une interprétation récemment proposée par D.L. SCHMIDT et al. (1979), ce schéma pourrait résulter d'une collision continentale, la plaque arabe rigide-plastique ayant été poinçonnée par un bloc continental rigide venant de l'Est (fig. 7). Ce schéma très séduisant est dérivé de celui de P. MOLNAR et P. TAPPONIER (1977), relatif à la collision Inde-Asie centrale. Il correspond bien aux déformations et réseaux de fractures obtenus en laboratoire par poinçonnement d'un massif d'argile (fig. 8).

A ce propos, on peut noter que les tracés des surfaces de cisaillement obtenues sur ce modèle de laboratoire sont strictement parallèles aux fractures de cisaillement observées sur le terrain.

Dans ce schéma, les décrochements senestres (N 130° à N 140°) et les décrochements dextres (NE-SW) trouvent une explication cohérente. Quant aux fractures E-W (souvent injectées par des filons), elles sont interprétées comme des fractures de tension parallèles à la direction de compression. C'est autour des grandes directions de fracturation précambriennes que nous venons de décrire que s'articule le schéma de fracturation du bouclier précambrien d'Arabie Séoudite, comme l'a montré M. SCHONFELD (1977) en se basant sur l'interprétation des photographies du satellite LANDSAT et comme l'indique la carte tectonique de la péninsule arabe (G.F. BROWN, 1972).

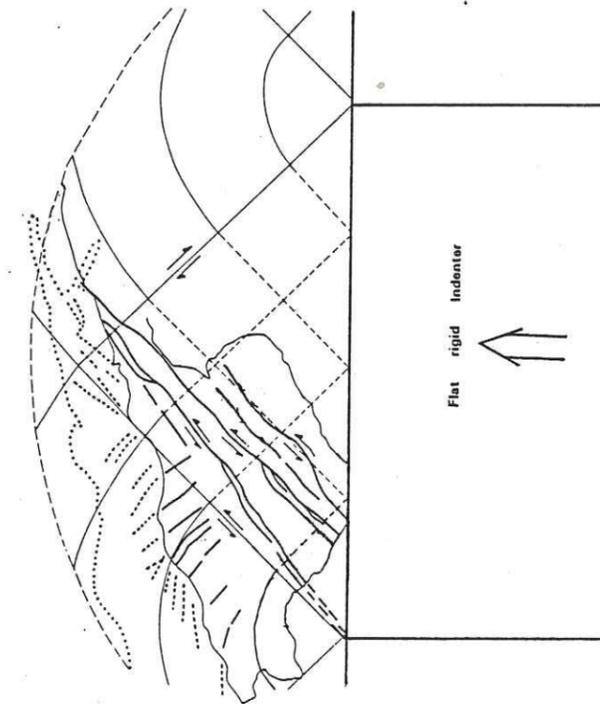


Fig. 7. - Interprétation des fractures de l'orogénèse du NAJD comme le résultat d'une collision continentale venant de l'Est. Sur ce modèle, la Mer Rouge est fermée et la Mer Rouge actuelle est représentée en pointillés fins, (d'après SCHMIDT et al., 1979).

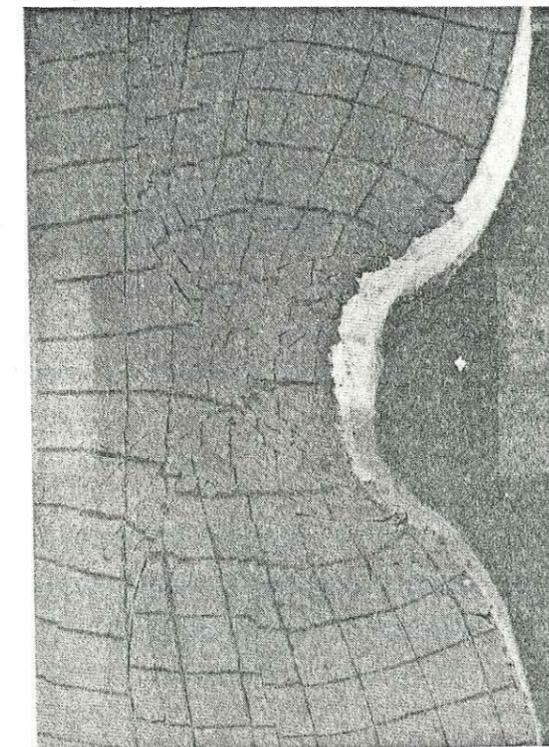


Fig. 8. - Fractures de cisaillement obtenues au laboratoire par poinçonnement d'un massif d'argile (GOURC, 1982).

Les déformations survenues ultérieurement sont récentes (tertiaires), peu importantes et dues essentiellement aux failles transformantes liées à l'ouverture de la Mer Rouge. Ces failles transformantes se prolongent à travers le bâti précambrien prédécoupé, et tout particulièrement selon la direction des fractures transverses existantes (NE-SW), ainsi que le suggèrent M.S. GARSON et K. MIROSLAV (1976) à partir d'une compilation de données géologiques et géophysiques concernant la Mer Rouge. C'est ainsi que l'on a mis en évidence un certain nombre d'anomalies magnétiques entre 20° et 22° de latitude Nord. Une de ces anomalies décelée à 21° de latitude Nord (sensiblement la latitude des sites de barrages étudiés dans la région de Taïf) prend la forme d'une fracture transverse de direction N 60° qui intersecte les fonds minéralisés de la Mer Rouge.

Il n'est donc pas surprenant de constater que les épïcêtres des microséismes sont associés à ces fractures transverses, et que la forte activité microsismique observée dans la partie ouest de l'Arabie Séoudite semble liée à la pénétration de ces failles transformantes dans le bouclier arabique.

Notre étude bénéficie, de ce fait, d'une situation relativement favorable, où aucune phase de déformation récente n'est venue obscurcir les schémas anciens, qui sont donc plus aisément reconstitués. D'autre part, la reconstitution des mécanismes générateurs nous a donné la possibilité de replacer les familles de fractures dans un schéma cohérent et global de la déformation, ce qui n'avait pratiquement jamais été réalisé auparavant. Ce schéma présente, d'autre part, une utilité évidente pour qui cherche à caractériser les massifs rocheux du point de vue géotechnique.

Ce secteur se situe géographiquement aux confins du Hijjaz et de l'Asir, à une centaine de kilomètres au Sud-Est de la ville de Taïf. Les sites étudiés en détail se trouvent sur le Wadi Aridah et le Wadi Buwah, affluents du Wadi Turabah (fig. 9). Géologiquement, cette région est caractérisée par la présence de plutons (diorites et granites), dont l'âge s'échelonne de l'Antécambrien au Cambrien, intrusifs dans les séries métamorphiques précambriennes (GREENE et GONZALEZ, 1979). La structure est surtout caractérisée par un réseau de fractures très dense, bien visible sur les photographies aériennes et souvent représenté de façon très sommaire sur les cartes géologiques existantes.

### 1 - Cadre géologique

#### 1-1 - Les séries métamorphiques

Les ensembles métamorphiques appartiennent aux groupes de Baish et Bahah, qui sont parmi les formations les plus anciennes du bouclier arabique. Cet ensemble, connu également sous le nom de "Hali super group", est d'âge supérieur à 900 millions d'années.

Ces séries métamorphiques ont une foliation de direction sensiblement N-S et un pendage proche de la verticale. Les auteurs tendent à penser que les charnières de plis d'axe N-S (visibles à l'échelle régionale) sont dues, comme la foliation, à l'orogénèse du Hijjaz, qui correspond typiquement à une phase de compression Est-Ouest.

#### 1-2 - Les batholites

Les orogénèses du Hijjaz et du Najd sont accompagnées par la mise en place de plutons dont l'évolution magmatique est particulièrement complexe. Cette mise en place est polyphasée, la déformation débutant précocement (à chaud) et l'évolution magmatique s'achevant par injection et intrusion sous forme de "ring-dykes" et de complexes annulaires. Cette phase tardive est accompagnée d'une intense métasomatose d'un matériel alcalin leucocrate.

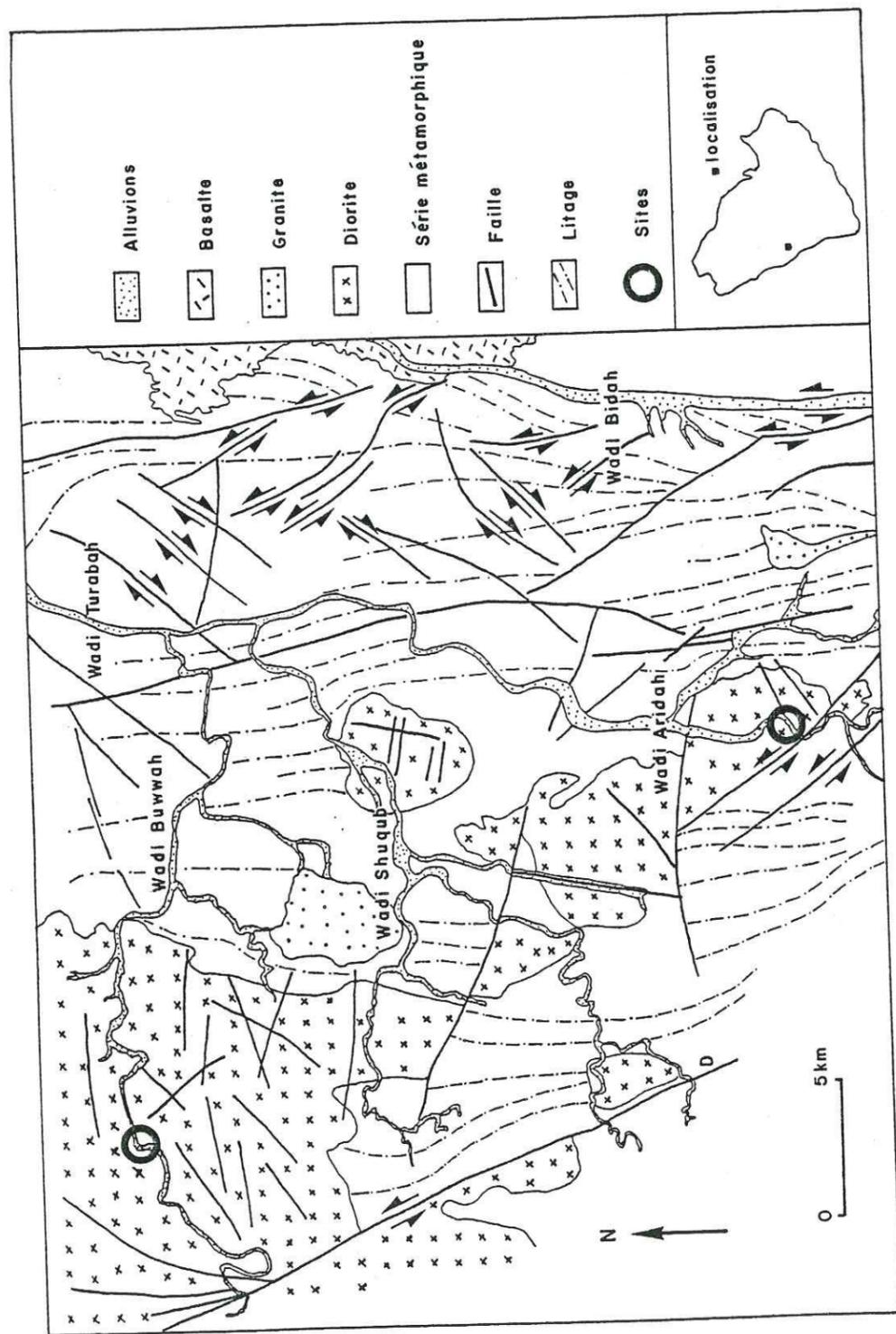


Fig. 9 - Cadre géographique et géologique des sites étudiés dans la région de Taïf.

Le terme ultime de cette évolution est l'apparition d'intrusions annulaires parfaitement circonscrites de granites alcalins très leucocrates. Le pluton granodioritique de Wadi Aridah (fig. 9), qui développe à sa périphérie une auréole relativement mince de cornéennes, engendrée par thermométamorphisme des séries volcano-sédimentaires encaissantes, n'est pas unique dans le secteur étudié. Le batholite de Wadi Buwwah ainsi que d'autres intrusions granodioritiques de petites dimensions ont été mis en évidence dans cette région.

Tout cet ensemble (séries métamorphiques et plutons dioritiques) est recoupé par des intrusions acides et leucocrates plus tardives (intrusion granitique du Wadi Shuqub) qui pourraient trouver leur origine au sein des résidus granodioritiques encore mobiles.

## 2 - Indications générales sur les systèmes de fracturation observés

L'étude d'un site de barrage impose une grande précision dans l'observation des conditions structurales et particulièrement de la fracturation. Aussi, à l'occasion de nos levés très détaillés, nous a-t-il été possible d'établir un modèle de déformation qui paraît s'appliquer correctement à l'échelle du bouclier et dont les principaux éléments sont décrits ci-après.

2.1 - La plupart des fractures correspondent à des déformations par cisaillement. Le secteur étudié nous a permis d'observer les divers stades d'évolution, classiques en pareil cas :

- apparition de fractures de tension disposées en échelon ;
- apparition d'un plan de cisaillement principal et de ses fractures de Riedel associées ;
- développement d'une véritable zone de cisaillement comportant des formes en amygdales caractéristiques. Le faisceau de décrochements senestres du Najd et les fractures de Riedel associées déterminent des structures amygdalaires, bien reconnaissables sur les cartes structurales du bouclier arabe (fig.4). De telles structures en amygdales sont omniprésentes et, notre étude le montre, observables à toutes les échelles, y compris les plus détaillées ;

- développement d'un clivage schisteux perpendiculaire à la contrainte principale, se limitant d'abord à la périphérie des amygdales, mais susceptible d'affecter une tranche de terrain plus ou moins épaisse, déterminant dans la morphologie ce que nous proposons d'appeler un "couloir de déformation".

2.2 - L'observation des stries et des déplacements d'objets ou de niveaux repères montre que la composante horizontale du déplacement prédomine largement. Nos systèmes de fractures sont donc des décrochements, dont les plans sont en très grande majorité verticaux ou subverticaux.

2.3.- Si l'on examine la distribution des directions de fracturation représentées dans le secteur étudié, on observe :

a - des décrochements N-S, souvent bien marqués dans la morphologie régionale (vallée du Wadi Bidah), de mouvement senestre. Ces fractures, les plus anciennes car décalées par les suivantes, sont attribuées à l'orogénèse du Hijjaz ;

Viennent ensuite, rattachés à l'orogénèse du Najd :

b - des décrochements majeurs NE-SW dextres, bien représentés dans le secteur du Wadi Bidah ;

c - des décrochements majeurs N 130° à N 140° senestres, auxquels on peut associer des fractures de Riedel R, N 115° à N 125° senestres, conjuguées avec des fractures de Riedel R', N 50° à N 65° dextres ;

d - des fractures E-W, qui doivent être interprétées comme des fractures de tension (T), parallèles à la direction de compression qui est à l'origine des fractures (b,c) que nous venons de décrire.

On note enfin l'omniprésence des fractures horizontales ou subhorizontales dont l'interprétation est plus délicate. Des considérations régionales nous font admettre qu'il faut les relier non seulement à la mise en place des plutons mais aussi aux systèmes de contraintes engendrant les décrochements. En effet, ces fractures horizontales sont systématiquement présentes dans les séries métamorphiques, et au niveau des plutons certaines de ces fractures sont striées. Aussi doit-on les interpréter comme résultant essentiellement du régime de compression horizontale lié aux décrochements.

Tableau I.- Succession chronologique des événements qui ont marqué l'histoire des sites étudiés dans la région de Taïf

TEMPS 10 <sup>6</sup> a.	PHASES TECTONIQUES	EVENEMENTS SEDIMENTAIRES, MAGMATIQUES ET METAMORPHIQUES	EVENEMENTS TECTONIQUES
60		Coulées de basalte	Ouverture de la Mer Rouge à laquelle est associée, sur le bouclier, une activité sismique
540			
590	Orogenèse du Najd	Mise en place de filons	- Fractures de tension E-W - Décrochements majeurs senestres N 130 à N 140° - Décrochements majeurs dextres NE-SW
610	Orogenèse du Hijjaz	Granite du Wadi Shuqub	- Fracturation N-S - Plissement synschisteux d'axe N-S
650			
800		- Mise en place des granodiorites d'Aridah et Buwwah - Métamorphisme général	
> 900		- Dépôt de la série volcano-sédimentaire	

Le tableau I présente la succession chronologique des événements qui ont marqué l'histoire des sites étudiés dans la région de Taïf, telle qu'elle a pu être établie par l'analyse structurale.

Ce schéma de déformation, étudié en détail dans le secteur du Wadi Bidah au cours de campagnes de prospection minière (EARHART et MAWAD, 1970), se retrouve en de nombreux points du bouclier et tout particulièrement plus au Nord, dans la région d'Umm Hadid située à 550 km à l'ENE de la ville de Jeddah (ANTOINE et al., 1985), ainsi que plus au Sud, à la frontière du Yémen (site de barrage du Mudhiq, chapitre VII).

### 3 - Incidence du schéma de fracturation sur les caractéristiques géotechniques

Si l'on se réfère à l'évolution structurale décrite précédemment, il devient évident que notre schéma de fracturation est fortement influencé par celui du Najd, c'est-à-dire qu'il correspond à la phase ultime des déformations antécambriennes. Nous pouvons dès lors préciser quelques détails de l'évolution structurale régionale, qui vont se révéler de première importance sur le plan géotechnique.

Si l'on considère globalement l'évolution de ce système de fractures, les décrochements majeurs (et leurs Riedel associés) sont des plans de cisaillement, alors que les fractures associées de type T (direction E-W) sont des fractures de tension. Cette simple considération relative au mécanisme suggère la possibilité d'une anisotropie de certaines des caractéristiques géotechniques, telle la perméabilité de fractures. En effet les fractures de traction, généralement ouvertes (ou peu comprimées), pourront alors, localement, provoquer de fortes absorptions lors des essais d'eau.

Cette singularité doit évidemment être constamment présente à l'esprit du géotechnicien qui interprète des essais d'eau dans un tel contexte structural.

Pour être complet, il nous faut mentionner, au sein des plutons et dans leur voisinage immédiat, le rôle joué par les fractures horizontales. Celles-ci, aggravées par la décompression, sont en un sens des fractures de tension, et se révèlent parfois très fortement perméables: nous avons trouvé de telles fractures, ouvertes, sur carotte de sondage, à cinquante mètres de profondeur).

La meilleure illustration du schéma que nous venons de décrire est fournie par le site du barrage d'Aridah (chapitre V), étudié parallèlement à ceux du Buwrah (chapitre VI) et du Mudhiq (chapitre VII).

D'autre part, les sites d'Aridah et Buwrah sont situés sur des massifs de granodiorites homogènes, qui présentent de bonnes caractéristiques mécaniques (chapitre IV), de même que le site de Mudhiq, fondé sur des tufs rhyolitiques. Il est dès lors évident que les caractéristiques géotechniques des massifs de fondation, et notamment la perméabilité (valeurs absolues et répartition spatiale), dépendront exclusivement du réseau de fractures.

Chapitre IV - Pétrographie et comportement  
mécanique en laboratoire des granodiorites  
de Buwwah et d'Aridah

Les granodiorites des plutons de Wadi Buwwah et de Wadi Aridah constituent une famille de roches aux propriétés assez homogènes, aux caractéristiques relativement peu dispersées sur échantillons sains, et très proches de celles des granites. Leurs caractéristiques ont été comparées à celles d'autres granodiorites de pétrogenèse similaire.

1 - Le pluton de Wadi Buwwah

1 - 1 - Pétrographie et géochimie

Les diorites du pluton de Wadi Buwwah sont des roches massives se présentant sous deux faciès différents : des granodiorites et des microdiorites.

Un examen pétrographique nous a permis de définir une composition minéralogique moyenne analogue pour ces deux types de roches :

- Quartz 8 à 20 %
- Feldspaths (surtout plagioclases) 50 à 70 %
- Amphibole (hornblende) 9 à 20 %
- Biotite 1 à 5 %

Les analyses chimiques fournissent quelques indications complémentaires sur la composition de ces roches (tableau II).

ECHANTILLONS	1	2	3	4
Si O <sub>2</sub>	56.57	57.42	58.52	56.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.56	18.00	17.64	16.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.52	7.09	6.93	8.39
MnO	0.10	0.12	0.02	0.13
MgO	3.30	4.17	3.67	4.60
CaO	6.78	6.86	6.64	7.12
Na <sub>2</sub> O	3.39	3.11	3.23	3.16
K <sub>2</sub> O	0.47	0.96	0.99	0.81
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.76	0.74	0.84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.25	0.25	0.30
H <sub>2</sub> O	4.57	1.39	1.60	1.25

Tableau II.- Résultats des analyses chimiques faites sur les diorites de Wadi Buwah (Institut Dolomieu, Grenoble).

#### 1 - 2 - Essais de laboratoire

Une quarantaine d'éprouvettes cylindriques (diamètre 60 mm), provenant de forages carottés verticaux ou inclinés (SB<sub>1</sub>), ont fait l'objet d'essais physico-mécaniques qui permettent une étude détaillée des caractéristiques de ces diorites. Ces essais ont été conduits parallèlement, à l'I.R.I.G.M., par différents opérateurs.

Rappelons qu'il s'agit de roches grenues qui se présentent sous deux faciès différents :

- . les granodiorites, à texture équante et à grain moyen (taille des grains 0,2 à 5 mm),
- . les microdiorites, à texture souvent litée et à grain fin (0,1 à 0,5 mm).

Les microdiorites sont assez généralement présentes sur le site, où elles constituent des filons de grande extension. Concernant la fracturation des échantillons, on note la présence fréquente de fractures d'orientations variées par rapport à l'axe des carottes. Ces fractures sont très bien recimentées, en général.

La masse volumique de ces roches est de l'ordre de 2,80 kg/dm<sup>3</sup> ce qui, compte tenu de la composition minéralogique moyenne, traduit une très faible porosité totale. Les microdiorites ont une masse volumique moyenne très légèrement plus élevée que les granodiorites.

#### 1 - 2 - 1 - Vitesse des ondes longitudinales

Les mesures de vitesse en laboratoire ont été faites à l'aide d'un dispositif capable d'émettre et de recevoir des ondes longitudinales (P). Ce dispositif est bâti autour d'un pulseur-récepteur (PANAMETRICS) et de deux capteurs piézoélectriques résonants. La mesure du temps de parcours des ondes est faite à l'aide d'un oscilloscope à affichage. La précision des mesures obtenues est de l'ordre de 1 %.

La célérité des ondes P a été mesurée :

- . parallèlement à l'axe des carottes, ce qui, in situ, correspond sensiblement à une direction verticale (Vv),
- . perpendiculairement à celui-ci, c'est à dire selon une direction horizontale (Vh).

Trois lots d'éprouvettes ont été testés par trois équipes différentes utilisant le même matériel. Nous disposons ainsi d'une quarantaine de mesures (tableau III) de chacune des vitesses verticales (Vv) et horizontales (Vh).

## Vitesses verticales (Vv)

Numéro du lot	Nombre d'échantillons	Vitesse moyenne (m/s)	Ecart-type (m/s)	Coeff. de variation (%)	Mini (m/s)	Maxi (m/s)
1	3	5 673	172	3,03	5 504	5 848
2	18	6 119	363	5,93	5 140	6 680
3	21	5 881	289	4,91	5 382	6 350
1 + 2 + 3	42	5 969	342	5,73	5 140	6 680

## Vitesses horizontales (Vh)

Numéro de lot	Nombre d'échantillons	Vitesse moyenne (m/s)	Ecart-type (m/s)	Coeff. de variation (%)	Mini (m/s)	Maxi (m/s)
1	1	6 063	-	-	-	-
2	a	6 309	297	4,71	5 600	6 811
	b	6 175	335	5,43	5 470	6 520
3	17	5 964	202	3,38	5 597	6 320
1 + 2 + 3	36	6 106	285	4,66	5 535	6 666

Tableau III - Vitesses mesurées en laboratoire sur les roches du pluton de Wadi Buwrah (toutes lithologies confondues). Sur le lot 2, des mesures de Vh suivant deux directions perpendiculaires ont été systématiquement réalisées. Les valeurs les plus élevées sont regroupées en 2a, les plus faibles en 2b.

Les lots 1, 2 et 3 ont été constitués sans sélection lithologique particulière, et les valeurs correspondantes traduisent donc principalement les variations liées aux expérimentateurs.

Si l'on excepte le lot 1, comportant un nombre réduit de mesures, la comparaison entre les lots 2 et 3 fait apparaître, pour le lot 2, des valeurs systématiquement plus élevées que celles correspondant au lot 3 (+ 4 % pour les Vv et + 4,6 % pour les Vh). La dispersion observée sur les vitesses verticales paraît légèrement plus élevée que celle observée pour les vitesses horizontales. On peut penser que cela provient, entre autres, de la longueur variable des échantillons testés (38 mm à 535 mm).

Les vitesses horizontales, comprises entre 5 535 et 6 666 m/s, moyenne 6 106 m/s, sont systématiquement supérieures d'environ 2 % aux vitesses verticales, comprises entre 5 140 et 6 680 m/s, moyenne 5 969 m/s.

a - Incidence de la lithologie sur la vitesse des ondes longitudinales

Les caractéristiques lithologiques des roches du pluton de Wadi Buwrah autorisent un regroupement des éprouvettes en deux catégories : les granodiorites, à texture généralement équante, et les microdiorites, le plus souvent litées (tableau IV). Cette distinction, étant donné l'hétérogénéité de certaines éprouvettes, n'est pas exempte de chevauchements, certains échantillons présentant des zones relevant des deux catégories.

On remarque d'abord que les vitesses horizontales sont plus élevées que les vitesses verticales, ceci à la fois pour les granodiorites (+ 2,59 %) et les microdiorites (+ 3,38 %). D'autre part, on constate que, pour les microdiorites, la dispersion des vitesses horizontales est plus élevée que celle des vitesses verticales. Cette dispersion des valeurs, ainsi que la différence entre les vitesses verticales et les vitesses horizontales, peut être interprétée comme résultant d'un litage, faiblement penté sur l'horizontale, presque toujours présent dans les microdiorites.

Enfin, les microdiorites ont systématiquement des vitesses plus élevées que les diorites (+ 1,50 % pour les vitesses verticales, + 2,28 % pour les vitesses horizontales).

## Vitesses verticales (Vv)

Catégorie	Nombre d'échantillons	Vitesse moyenne (m/s)	Ecart- type (m/s)	Coeff. de variation (%)	Mini (m/s)	Maxi (m/s)
Granodiorite lots 1 + 2 + 3	31	5 945	384	6,45	5 140	6 350
Microdiorite lots 1 + 2 + 3	11	6 034	178	7,94	5 666	6 240

## Vitesses horizontales (Vh)

Catégorie	Nombre d'échantillons	Vitesse moyenne (m/s)	Ecart- type (m/s)	Coeff. de variation (%)	Mini (m/s)	Maxi (m/s)
Granodiorite lots 1 + 2 + 3	27	6 099	294	4,81	5 535	6 575
Microdiorite lots 1 + 2 + 3	9	6 238	326	5,22	5 811	6 666

Tableau IV. - Vitesses mesurées en laboratoire sur les granodiorites et les microdiorites du pluton de wadi Buwwah.

Ce fait est en relation, notamment, avec la taille des grains, et aussi avec la masse volumique, très légèrement plus élevée, des microdiorites.

## b - Comparaison des vitesses mesurées avec les vitesses théoriques

Les compositions minéralogiques moyennes des granodiorites ou des microdiorites de Wadi Buwwah permettent de calculer des valeurs théoriques de la célérité des ondes P. A une composition riche en minéraux à vitesses élevées, hornblende et plagioclases, correspond une vitesse théorique maximale, égale à 6 320 m/s.

A l'opposé, une composition riche en minéraux à vitesses plus faibles, biotite et feldspaths alcalins, est liée à une vitesse minimale, égale à 5 990 m/s.

Les vitesses mesurées sont bien de cet ordre de grandeur. On notera toutefois la présence de certaines valeurs supérieures à 6 320 m/s, sans que leur nombre soit très élevé. Quant à la moyenne des vitesses mesurées, elle se rapproche beaucoup de la vitesse théorique maximale envisageable, et plus particulièrement :

- dans le cas où la transmission de l'ébranlement est horizontale,
- dans le cas où l'on a affaire à des microdiorites.

	microdiorite	granodiorite
Vitesses horizontales Vh (m/s)	6 238 ± 326	6 099 ± 293
Vitesses verticales Vv (m/s)	6 034 ± 177	5 945 ± 383

Tableau V. - Valeurs caractéristiques des vitesses mesurées en laboratoire pour les roches du pluton de Wadi Buwwah.

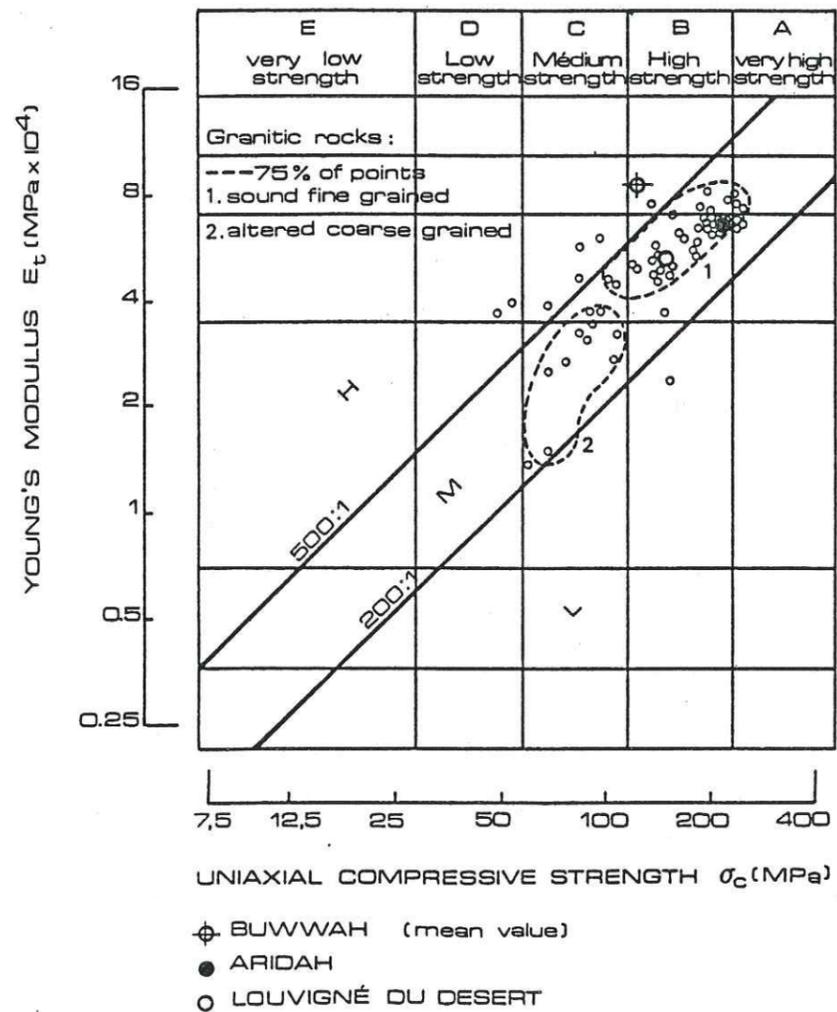


Figure 10.- Classification de Deere et Miller. Situation des granodiorites au sein des roches granitiques.

### 1-2-2 - Compression monoaxiale

Neuf éprouvettes cylindriques, d'élancement 2 pour un diamètre de 60 mm, ont été testées. Les résistances sont comprises entre 78 et 207 MPa. La contrainte de rupture moyenne vaut  $133 \pm 40$  MPa (écart-type : 40,2; coefficient de variation : 30 %).

Bien que les résistances les plus faibles soient obtenues sur des échantillons de microdiorites, on ne peut cependant pas conclure que ces roches sont, en moyenne, moins résistantes que les granodiorites. On peut toutefois avancer que le litage des microdiorites est un facteur de dispersion mais, aussi, de réduction des résistances. Ceci expliquerait le fait que les microdiorites (à grains fins) et qui devraient donc, de ce fait, être plus résistantes que les granodiorites (à grains moyens) aient des résistances analogues.

Les modules de déformation tangents à  $0,5 \sigma_c$  sont compris, pour les mêmes matériaux, entre 53 et 132 GPa soit, pour 9 éprouvettes, une moyenne de 84 GPa (écart-type : 21,5 ; coefficient de variation : 25,5 %). Il s'agit donc de roches à résistance moyenne à haute, et à module élevé, supérieur à 50 GPa. Dans la classification de Deere et Miller, elles se situent dans les classes CH et BH, quelques valeurs pouvant se situer en BM (fig. 10).

Dans le cas des granodiorites les ruptures sont en colonnettes avec, incidemment, glissement sur des discontinuités préexistantes. Les courbes contrainte axiale-déformation longitudinale montrent l'absence de serrage ; elles sont, dans l'ensemble, bien rectilignes, avec toutefois une légère ductilité (fig. 11). Les microdiorites (fig. 12) sont faiblement dilatantes avec, parfois, des ruptures localisées, successives (échantillon SBX). Les granodiorites, légèrement dilatantes, n'ont jamais été le siège de fractures localisées.

### 1-2-3 - Traction indirecte

Huit éprouvettes de diamètre 60 mm ont été soumises à des essais brésiliens ; les résultats ne mettent pas en évidence une éventuelle incidence de la granularité. La contrainte de rupture  $\sigma_{tb}$  est comprise entre 6,7 et 36 MPa, la moyenne valant 20,4 MPa (écart-type : 11,8 ; coefficient de variation : 57,9 %). Ces valeurs sont, approximativement, le septième de la résistance en compression.

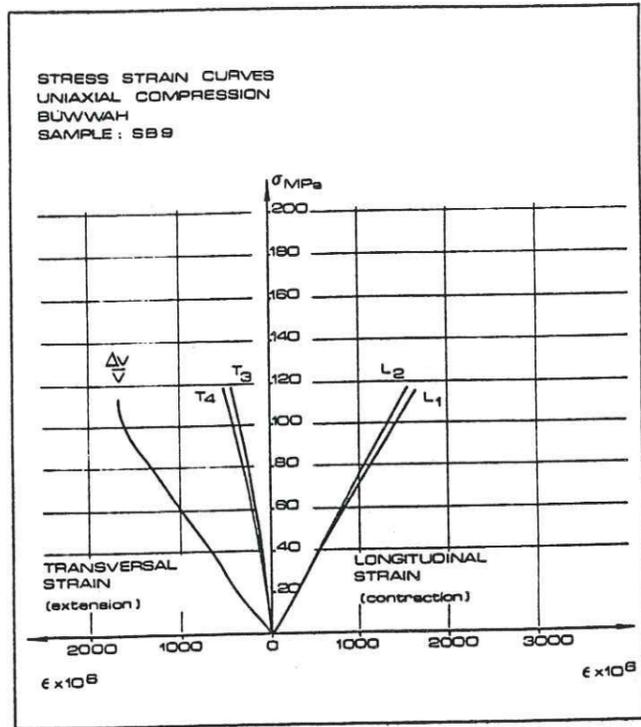


Figure 11.-  
Granodiorites de Buwwah.  
Courbes contrainte - déformation  
en compression monoaxiale.

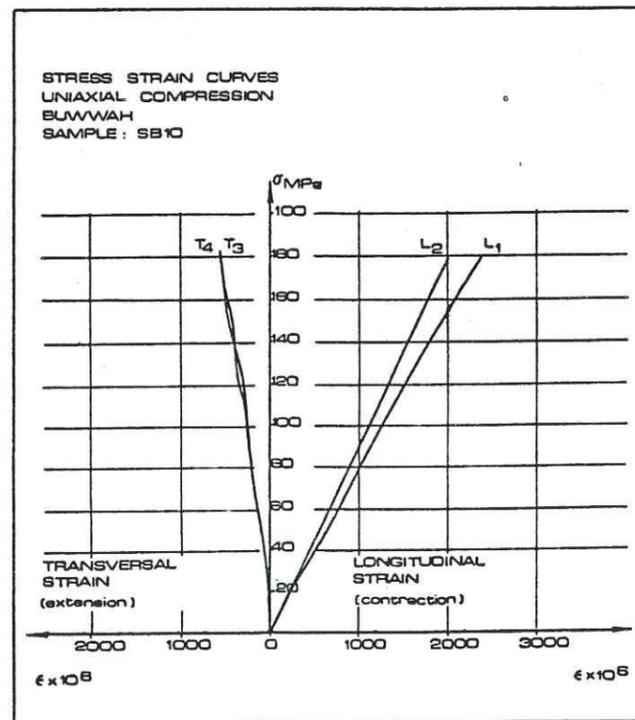
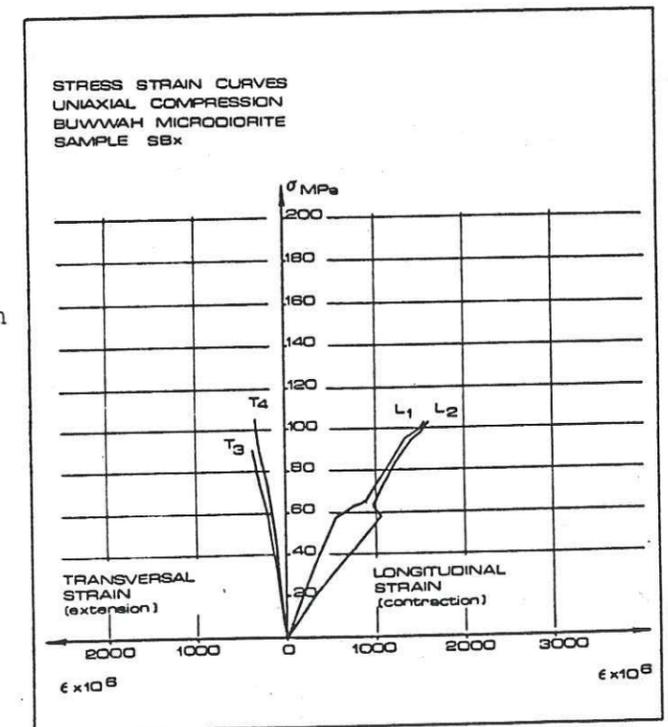
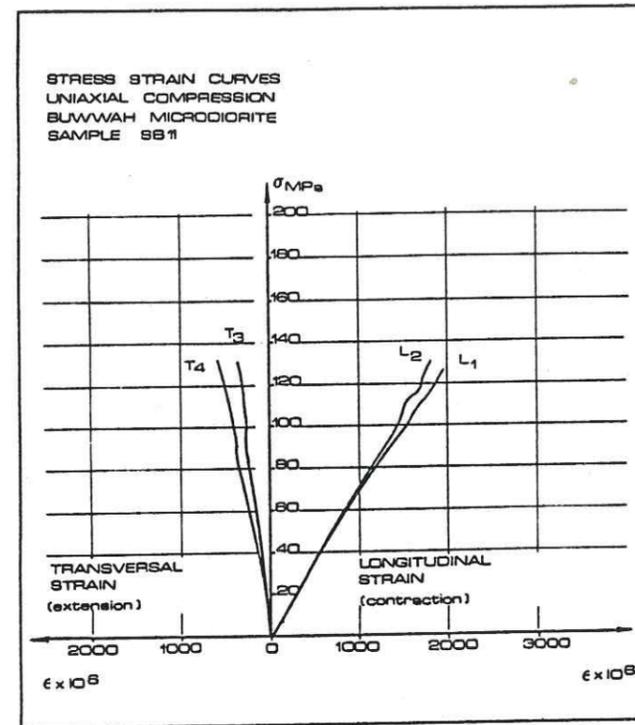


Figure 12.-  
Microdiorites de Buwwah.  
Courbes contrainte-déformation  
en compression monoaxiale.



## 2 - Le pluton de Wadi Aridah

### 2 - 1 - Pétrographie et géochimie

Les granodiorites qui constituent le pluton de Wadi Aridah sont massives et moyennement grenues.

L'examen pétrographique donne la composition minéralogique moyenne suivante :

- quartz 25 à 35 %
- feldspaths (potassiques et plagioclases) 30 à 40 %
- amphibole (hornblende) 10 à 40 %
- chlorite 5 à 20 %
- épidote 0 à 4 %

Le pourcentage de quartz contenu dans ces granodiorites de Wadi Aridah est supérieur à celui contenu dans celles de Wadi Buwah, ainsi que le confirment les analyses chimiques (tableau VI).

ECHANTILLONS	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	60.12	65.78	62.94	64.73	64.86	63.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.29	14.52	15.77	16.19	15.35	15.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.01	6.07	6.33	4.65	5.81	6.12
MnO	0.15	0.11	0.12	0.07	0.12	0.11
MgO	3.28	2.44	2.81	2.28	2.55	2.92
CaO	5.46	5.11	5.55	3.49	4.65	5.45
Na <sub>2</sub> O	2.27	2.50	2.73	4.29	2.79	2.55
K <sub>2</sub> O	1.09	1.32	1.19	0.67	1.80	1.53
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.57	0.58	0.53	0.54	0.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.16	0.15	0.18	0.13	0.15
H <sub>2</sub> O	3.08	1.30	1.58	2.48	1.78	1.41

Tableau VI. - Résultats des analyses chimiques faites sur les granodiorites de Wadi Aridah (Institut Dolomieu, Grenoble).

Cependant, d'après H. LOUBAT (in ANTOINE et al., 1983), sur ces deux sites l'examen microscopique des faciès contredit complètement l'aspect macroscopique. La tendance largement granophyrique du "ciment" de la roche indique une remobilisation, ou une introduction de silice dans un stade tardif de cristallisation. La genèse de la roche elle-même s'est donc opérée en une séquence d'épisodes de remobilisation et de métasomatose, avec forte concentration d'éléments volatils, et non par le fait d'une simple cristallisation magmatique.

Les spécimens examinés correspondent à un niveau hypabyssal moyennement profond, sous un bâti volcanique et subvolcanique épizonal, mais au-dessus des chambres magmatiques (plutoniques proprement dites). C'est dans cette zone hypabyssale que migrent, vers l'apex des batholites, les phases volatiles et la silice. Les échantillons récoltés caractérisent donc la partie haute des plutons, où se développent silicification et structures granophyriques, qui connaissent leur développement maximal dans les faciès leucocrates.

Du point de vue de la déformation subie, une fracturation tardive (par rapport à l'évolution magmatique) est manifeste. Elle revêt l'aspect de fissures assez mal cicatrisées par de la séricite (et, localement, par un carbonate), ce qui atteste une circulation fluide.

On peut donc considérer que les masses rocheuses n'ont pas subi de déformations importantes, ni de tensions, dans les phases "chaudes" de leur évolution, mais seulement des dislocations localisées tardives, à température hydrothermale faible (150 à 250°C).

### 2 - 2 - Essais de laboratoire

Une vingtaine d'éprouvettes cylindriques (diamètre 60 mm), provenant de forages carottés verticaux, ont fait l'objet d'essais physico-mécaniques qui permettent une étude détaillée de ces granodiorites.

Il s'agit, pour la plupart, de roches grenues à texture équante, à grain moyen (0,2 à 5 mm).



Figure 13. - Eprouvettes de granodiorites d'Aridah (essais de compression et de traction).

\* Deux échantillons présentait cependant un grain sensiblement plus fin que les autres (SA 9 et SA 14). Pétrographiquement, c'est une particularité très localisée dans le pluton de granodiorite (voir fig. 13).

\* Deux échantillons (SA 4 et SA 7) étaient très fissurés et altérés et un troisième (SA 8), provenant d'un couloir de déformation, montrait une structure hétérogène.

\* L'échantillon SA 11 comportait un litage peu incliné sur l'axe de la carotte. En ce qui concerne la masse volumique de ces roches, nous disposons de 9 mesures, qui donnent des valeurs comprises entre 2,73 et 2,89  $\text{kg}/\text{dm}^3$ , ce qui, compte tenu de la composition minéralogique moyenne des granodiorites, traduit une très faible porosité totale.

#### 2-2-1 - Vitesse des ondes longitudinales

Les vitesses verticales sont comprises entre 4 760 m/s pour l'échantillon lité SA 11 et 5 950 m/s pour un échantillon massif homogène. Les célérités horizontales sont comprises entre 5 220 m/s pour l'échantillon lité SA 11 et 5 870 m/s. Si les valeurs obtenues ici sont analogues à celles mesurées sur les granodiorites de Buwah et inférieures à celles des microdiorites, on n'observe pas de différence nette entre célérités verticales et horizontales. Ceci, vraisemblablement, parce que les échantillons d'Aridah sont plus homogènes, rarement lités.

#### 2-2-2 - Compression monaxiale

Les éprouvettes d'apparence saine, homogène, ne présentant pas d'altération prononcée ou de zone de moindre résistance (fractures marquées), ont des résistances comprises entre 127 et 260 MPa, soit pour 7 éprouvettes, une moyenne égale à 202 MPa, un écart-type de 56,5 et un coefficient de variation de 28 %. Si l'on exclut les deux éprouvettes à grain plus fin (SA 9 et SA 14), dont les résistances sont notablement plus faibles (127 et 130 MPa), les valeurs sont comprises entre 183 et 260 MPa soit, pour 5 éprouvettes, une moyenne égale à 231 MPa, un écart-type de 32 et un coefficient de variation égal à 14 %. On peut donc conclure que les granodiorites d'Aridah, homogènes à grain moyen, non altérées, ont une résistance moyenne à la compression monaxiale de  $230 \pm 30$  MPa.

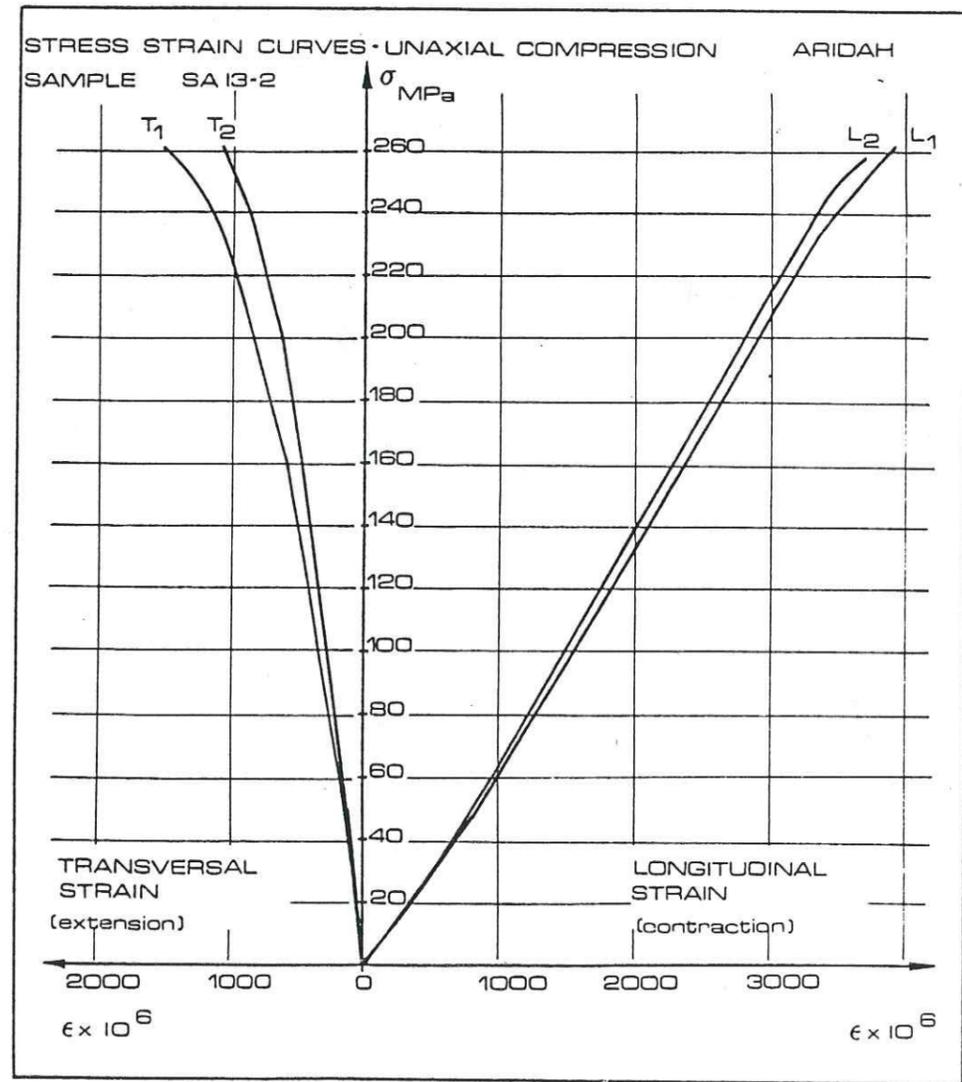


Figure 14.- Granodiorite d' Aridah.

Courbes contrainte - déformation en compression monoaxiale.

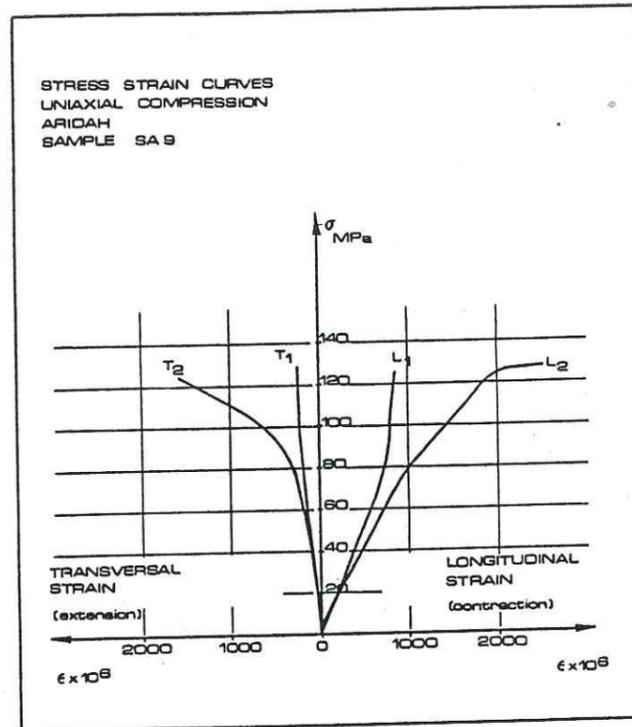
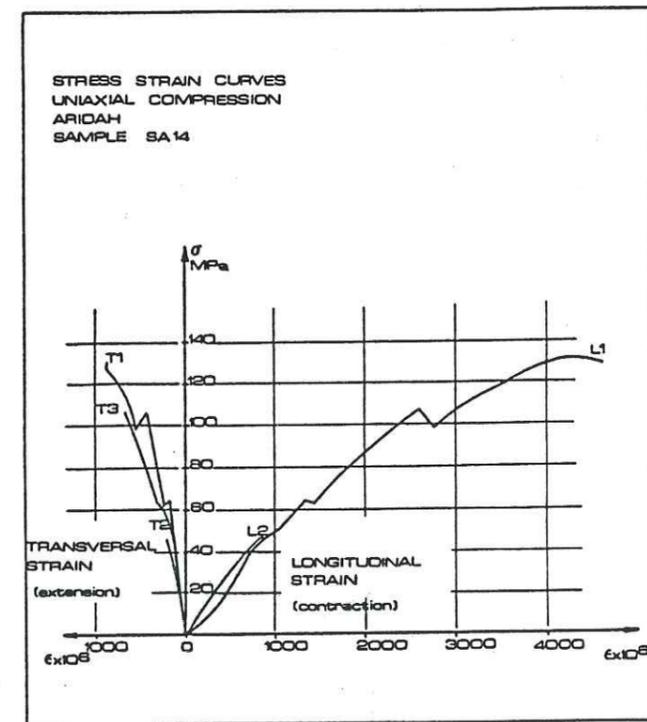


Figure 15. -

Granodiorites d' Aridah

Courbes contrainte - déformation en compression monoaxiale avec ruptures localisées.



Les modules de déformation tangents à  $0,5 \sigma_c$  sont compris, pour les mêmes matériaux, entre 49 et 86 GPa soit, pour 7 éprouvettes, une moyenne de 69 GPa (écart-type : 12,7 ; coefficient de variation : 18,4 %). Il s'agit donc de roches à haute résistance et à module élevé, supérieur à 50 GPa. Dans la classification de Deere et Miller, elles se situent dans les classes BH et BM (fig. 10).

Les contraintes de rupture en compression monoaxiale sont donc notablement plus élevées que pour les roches de Buwvah, cependant que les modules de déformation sont analogues aux plus faibles valeurs relevées à Buwvah. Les rapports de module sont donc, ici, plus faibles que pour les roches précédentes. Les ruptures sont en colonnettes, l'échantillon SA 8, seul, présentant une rupture suivant une fracture préexistante. Les courbes contrainte-déformation (fig. 14) montrent très peu de serrage. Bien rectilignes dans l'ensemble, elles peuvent révéler une légère ductilité et parfois des ruptures localisées, notamment pour les éprouvettes SA 9 et SA 14 (fig. 15). Ces mêmes échantillons ont une dilatance prononcée.

#### 2-2-3 - Traction indirecte

Les essais brésiliens ont fourni des contraintes de rupture comprises entre 5,34 et 27,04 MPa, sans que les deux éprouvettes à grain fin (SA 9 et SA 14) ne se distinguent par des valeurs particulières. La résistance moyenne est, pour 7 éprouvettes, égale à 17 MPa (écart-type : 7,2 ; coefficient de variation : 42 %). Ces valeurs équivalent approximativement à 1/13 de la résistance en compression. La fragilité se révèle donc assez prononcée ( $\sigma_c / \sigma_t = 13$ ) sans être très forte. On doit noter, à ce propos, que les éprouvettes à grain fin (SA 9 et SA 14) ont les fragilités les plus faibles (pour SA 9,  $\sigma_c / \sigma_t = 4,81$  et pour SA 14,  $\sigma_c / \sigma_t = 6,84$ ).

#### 2-2-4 - Compression triaxiale

L'exploitation des résultats d'essais triaxiaux exécutés sur les granodiorites d'Aridah montre une possibilité de modélisation de leur comportement par le critère de Mohr-Coulomb. La linéarité de la courbe  $\sigma_1 - \sigma_3 \sqrt{2}$  (fig. 16) et de l'enveloppe des cercles de rupture dans le plan de Mohr (fig. 17) n'est pas parfaite, mais on peut s'en accommoder en considérant une diminution de l'angle de frottement lorsque la pression de confinement augmente. En tout état de cause, pour  $\sigma_3$  entre 40 et 100 MPa, on peut admettre un comportement obéissant au critère de Mohr-Coulomb, avec un angle de frottement interne égal à  $43^\circ$  et une cohésion fictive égale à 74 MPa.

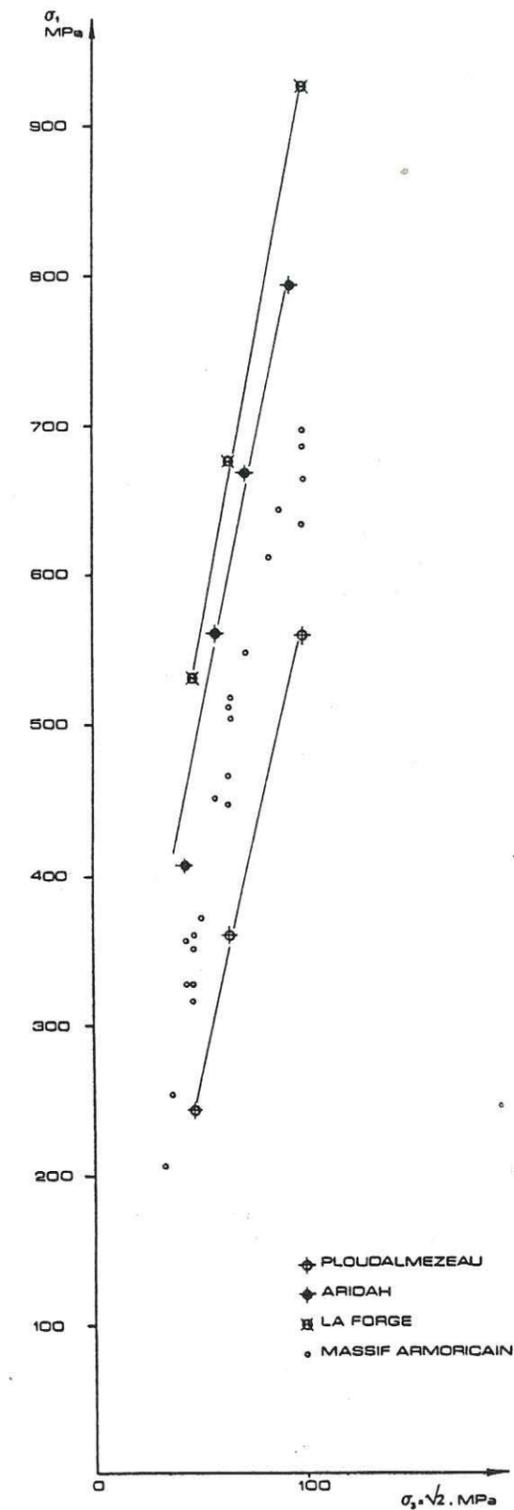


Figure 16. - Essais triaxiaux sur les granodiorites d'Aridah (plan  $\sigma_1 - \sigma_3 \sqrt{2}$ ). A titre de comparaison sont figurés des résultats obtenus avec d'autres granodiorites.

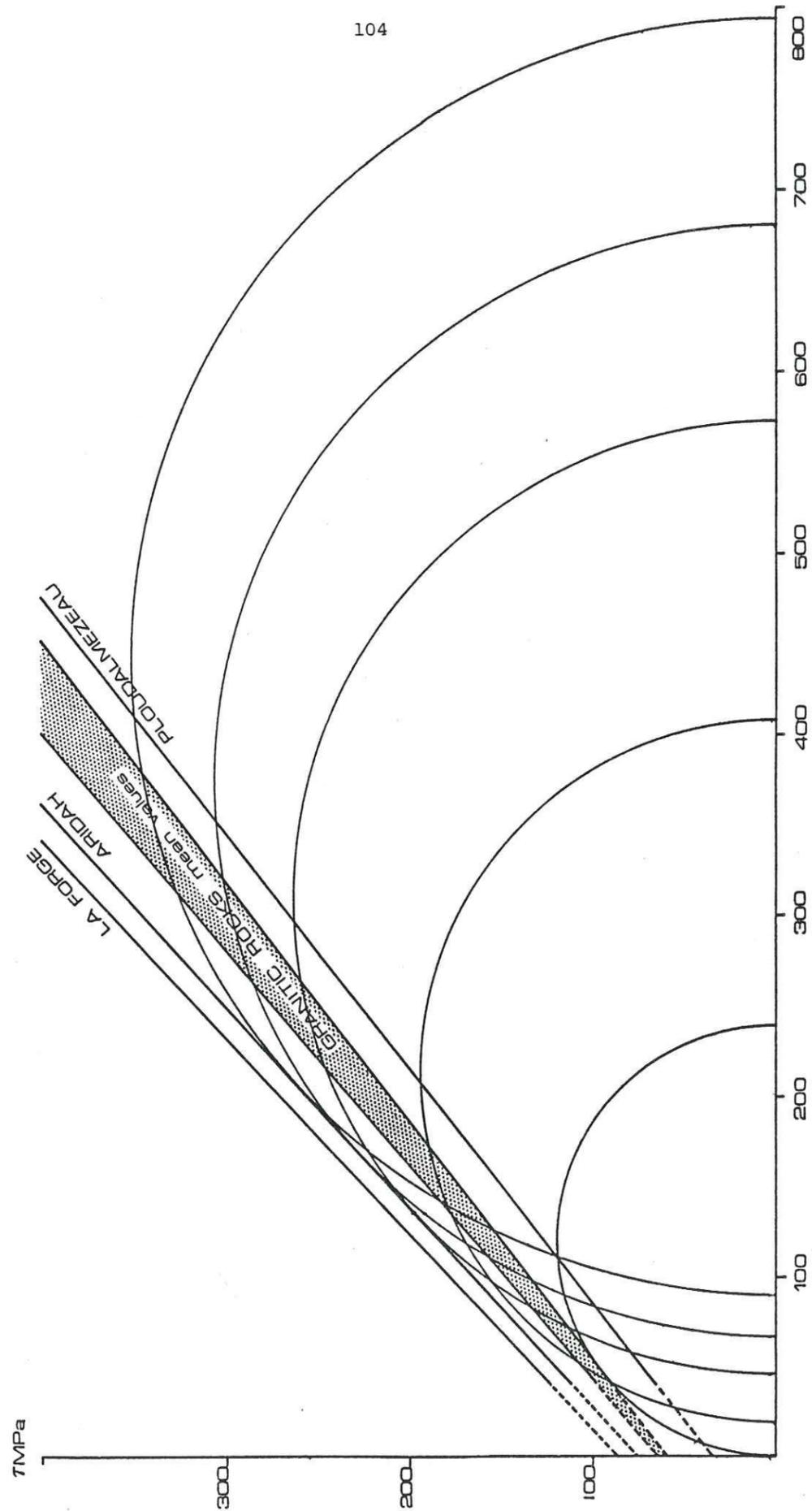


Figure 17. - Essais triaxiaux sur les granodiorites d' Aridiah (plan de Mohr).

A titre de comparaison sont figurés des résultats obtenus avec d'autres granodiorites.

### 3 - Comparaison avec d'autres granodiorites

Il nous paraît intéressant de comparer nos granodiorites d'Arabie avec des roches françaises présentant des caractères communs : les granodiorites appartenant à l'ensemble des granitoïdes de la Mancelia (NE du Massif Armoricain), elles aussi d'âge antécambrien et intrusives dans le Précambrien sédimentaire schisteux.

#### 3-1. La granodiorite de Louvigné-du-Désert

Roche à grain moyen (2 à 4 mm), ne présentant pas d'anisotropie matricielle, elle est affectée, à l'échelle du massif, par une fracturation qui introduit, dans les caractéristiques mécaniques, une légère anisotropie mise en évidence et commentée par F. WOJTKOWIAK (1978).

Sa composition minéralogique est la suivante :

quartz - 30 %

feldspaths - 57 % (dont alcalins : 13 % et plagioclases : 44 %)

biotite - 13 %

Pour une masse volumique de l'ordre de  $2,71 \text{ kg/dm}^3$ , la porosité est voisine de 0,3 %.

La célérité des ondes longitudinales se situe aux environs de 5 500 m/s, en moyenne. Elle est plus faible dans la direction perpendiculaire à la famille de discontinuités la plus marquée. Le rapport entre la vitesse moyenne mesurée et la vitesse longitudinale théorique calculée d'après la composition minéralogique (5 980 m/s), égal à 92 %, situe la granodiorite de Louvigné parmi les roches à fort indice de qualité.

Les contraintes de rupture en compression monoaxiale ( $\sigma_c$ ) sont comprises entre 135 et 170 MPa. Les valeurs les plus élevées sont obtenues perpendiculairement à la famille de discontinuités la plus marquée. Pour une résistance moyenne de 158 MPa, le module tangent à  $0,5 \sigma_c$  se situe aux environs de 72 GPa, ce qui donne un rapport de module de l'ordre de 456. Selon la classification de Deere et Miller (fig. 10), il s'agit donc d'une roche de classe BM, à haute résistance et rapport de module moyen, ce qui la situe dans la plage des roches de la famille des granites sains.

La contrainte de rupture en traction, comprise entre 7 et 13 MPa, vaut, en moyenne, 10 MPa soit, environ, le quinzième de la résistance en compression ( $\sigma_c / \sigma_t = 15$ ).

### 3-2. La granodiorite de Lanhélin

Sur cette roche, massive, à grain moyen (1 à 4 mm), A. BENZAIM (1984) a obtenu une résistance en compression monoaxiale de 155 MPa, un module tangent à 0,5  $\sigma_c$  égal à 72,8 GPa et une célérité des ondes longitudinales de 5 650 m/s. Le rapport de module est donc égal à 470 (classe EM). Si l'on considère la composition minéralogique (30 % de quartz, 60 % de feldspaths et 10 % de biotite), on constate qu'elle est très proche de celle de la granodiorite de Louvigné-du-Désert. On peut donc attribuer à ces deux roches la même valeur de vitesse théorique (5 980 m/s) et en conclure que l'une et l'autre ont un fort indice de qualité, compris entre 90 et 95 %. La seule différence réside dans le fait que la granodiorite de Lanhélin a une phase de serrage peu marquée cependant que la granodiorite de Louvigné-du-Désert en est dépourvue. Les granodiorites du massif armoricain évoquées ici ont donc des caractéristiques très voisines. Il ne semble pas y avoir, en outre, de divergence importante entre les techniques expérimentales de F. WOJTKOWIAK et les nôtres. L'insertion de ces roches dans l'ensemble des granodiorites est, enfin, tout-à-fait bonne.

### 4 - Conclusions sur le comportement mécanique des granodiorites au laboratoire

4-1. Les éprouvettes de granodiorites en provenance de Wadi Aridah montrent une résistance moyenne ( $230 \pm 30$  MPa) sensiblement supérieure à celle de Wadi Buwwah ( $133 \pm 40$  MPa) et nous relierons cette caractéristique à leur plus forte teneur en quartz (30 % en moyenne, contre 15 %).

4-2. Pour une teneur en quartz équivalente (30 %), les granodiorites de Wadi Aridah ont une résistance moyenne sensiblement supérieure à celles du Massif Armoricain (155 à 158 MPa).

Ces caractéristiques, supérieures à la moyenne des granodiorites d'Arabie et à d'autres valeurs trouvées dans la littérature (tableau VII), peuvent être expliquées par la pétrogenèse, c'est-à-dire par le fait que le quartz contenu dans la roche correspond à une remobilisation tardive de la silice, avec recristallisation en structures dentelées.

Localisation	Masse volumique (kg/dm <sup>3</sup> )	Contraintes de rupture (MPa)		Module d'élasticité (MPa)
		en compression $\sigma_c$	en traction $\sigma_t$	
Bridge Canyon dam, Arizona U.S.A	2,71	118,59	8,20	46 880
Tumut Pont dam Australie	2,71	126,86	1,45	63 090
Louvigné-du-Désert France	2,71	158	10	72 000
Wadi Buwwah Arabie Séoudite	2,80	133	20,4	84 000
Wadi Aridah Arabie Séoudite	2,80	230	17	69 000

Tableau VII. - Caractéristiques physico-mécaniques de quelques granodiorites.

4-3. En ce qui concerne les vitesses des ondes longitudinales mesurées sur échantillons, elles sont analogues à celles mesurées sur les granodiorites du Massif Armoricain (moyenne 5 500 m/s), ce qui implique que les différences pétrographiques ne jouent pas un rôle important dans la transmission des ondes.

4-4. La fragilité des granodiorites, enfin, estimée par référence au rapport  $\sigma_c / \sigma_t$ , montre l'incidence des conditions particulières aux plutons d'Arabie.

Pour Wadi Aridah, si l'on exclut les deux échantillons à grain fin ( $\sigma_c / \sigma_t = 5$  à 7) où il est notablement plus faible,  $\sigma_c / \sigma_t$  est du même ordre (13) que pour les roches du Massif Armoricain. L'effet de la recristallisation du quartz se traduit donc par une augmentation des résistances  $\sigma_c$  et  $\sigma_t$ , sans modification notable du rapport de ces résistances. Concernant les deux échantillons à grain fin, la faible valeur du rapport  $\sigma_c / \sigma_t$  provient de l'abaissement des résistances en compression, sans abaissement correspondant des résistances en traction.

Pour Wadi Buwwah,  $\sigma_c / \sigma_t$  est plus faible que pour les roches du Massif Armoricain. Les résistances en traction des diorites de Buwwah, systématiquement plus élevées que celles des roches du Massif Armoricain, sont donc la cause de cette moindre fragilité.

4-5. Le comportement des granodiorites d' Aridah, sous des pressions de confinement comprises entre 40 et 100 MPa, peut être assimilé à celui d'un matériau obéissant au critère de Mohr-Coulomb ( $\phi = 43^\circ$ ,  $C = 74$  MPa). Pour ces roches à grain moyen (0,5 à 5 mm), les valeurs correspondantes de la cohésion et de l'angle de frottement interne sont élevées. C'est aussi le cas des granodiorites de La Forge (fig. 17), massives, compactes, à grain fin (0,5 à 1,5 mm), qui ont, dans les mêmes conditions de confinement, le même angle de frottement et une cohésion de 87 MPa.

Les valeurs moyennes relevées dans la littérature pour des roches similaires sont plus fréquemment situées vers  $37$  à  $40^\circ$  pour l'angle de frottement interne et  $60$  à  $65$  MPa pour la cohésion. Un exemple particulier est enfin fourni par le granite de Ploudalmezeau (fig. 17), dont l'angle est de  $38^\circ$  mais dont la cohésion est réduite à  $35$  MPa, à cause de sa fracturation.

Il semble donc que la recristallisation du quartz des granodiorites d' Aridah leur confère un angle de frottement élevé, du même ordre que celui des granites à grain fin.

4-6 Cette étude de laboratoire des granodiorites de Buwwah et d' Aridah montre que l'on est en présence de roches dont les caractéristiques mécaniques sont supérieures à la moyenne.

Il est dès lors évident que les caractéristiques géotechniques des massifs constitués par ces granodiorites (chapitres V et VI) dépendront exclusivement du contexte structural et géodynamique des sites étudiés.

## Chapitre V - Le site de barrage de Wadi Aridah

### 1 - Cadre géologique du site (fig. 18)

#### 1-1 - Les ensembles métamorphiques

Nous utiliserons pour les désigner la nomenclature proposée par les auteurs de la carte géologique (échelle 1/100 000) du secteur (GREENE et GONZALEZ, 1979).

Il nous faut toutefois préciser que les ensembles distingués (m3 et m4) dans la région étudiée, ne sont que des entités lithologiques établies pour la commodité du levé, sans aucune signification stratigraphique précise.

#### 1-1-1 - L'unité m3

Cet ensemble, au relief peu marqué, est constitué essentiellement de roches métasédimentaires (phyllades et schistes argileux) et les faciès métavolcaniques y sont rares.

Les roches les plus caractéristiques de cette unité sont des schistes finement lités et facilement érodables. Ces roches sont constituées de quartz, quelques feldspaths, séricite, chlorite, biotite et minéraux opaques. Les autres roches de cette formation sont des phyllades et quartzophyllades.

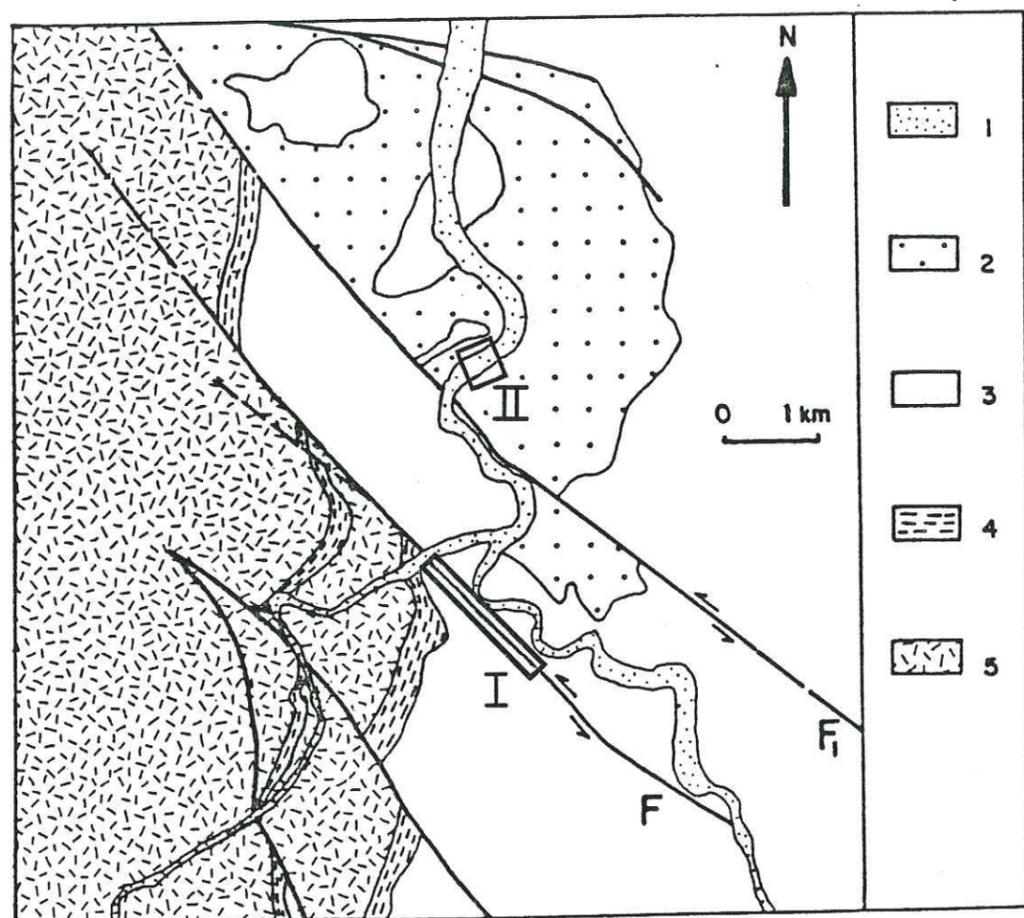


Fig. 18.- Cadre géologique du site d' Aridah.

- 1 : alluvions  
 2 : granodiorite  
 3 : schistes métamorphiques et thermométamorphiques (m3)  
 4 : schistes sériciteux (m4)  
 5 : formations métasédimentaires et métavolcaniques (m4)
- : secteurs étudiés plus en détail
- I : faille F (voir fig. 19)  
 II : site du barrage (voir fig. 20)

#### 1-1-2 - L'unité m4

Cette unité est constituée de roches métasédimentaires et métavolcaniques qui se présentent sous deux faciès différents :

- un ensemble massif de roches vertes dérivées de laves (andésite, dacite, tufs, pyroxénite, amphibolite). Cette série, à caractère alcalin et calco-alcalin, présente un degré très faible de métamorphisme ;

- un ensemble interstratifié de phyllades et de lits ignimbritiques. Cette série, moins résistante que la précédente, est caractérisée par une topographie plus douce.

#### 1-2 - Les roches plutoniques

Les roches plutoniques intrusives dans les ensembles précédemment décrits sont des granodiorites et des granites.

#### 1-2-1 - Les granodiorites

Ces granodiorites massives, qui ont de bonnes caractéristiques mécaniques (chapitre IV), sont recoupées par deux types de filons :

- des filons de lamprophyre ;
- des filons de microdiorites.

#### 1-2-2 - Les granites

Des intrusions de granites alcalins, de petites dimensions, sont observables à la périphérie du batholite de granodiorite.

#### 2 - Cadre tectonique

Dans ce secteur, des failles plurikilométriques affectent les formations que nous venons de décrire. Ces décrochements senestres (N 130° à N 140°), appartenant au système du Najd, présentent sans doute une légère composante de déplacement dans le sens vertical (difficile à chiffrer).

Mais les stries horizontales observées sur les plans de fractures indiquent que l'essentiel du mouvement s'est produit à l'horizontale. D'autre part, des marqueurs caractéristiques (proches de la verticale), décalés par ces décrochements, nous permettent de chiffrer les rejets selon la direction horizontale.

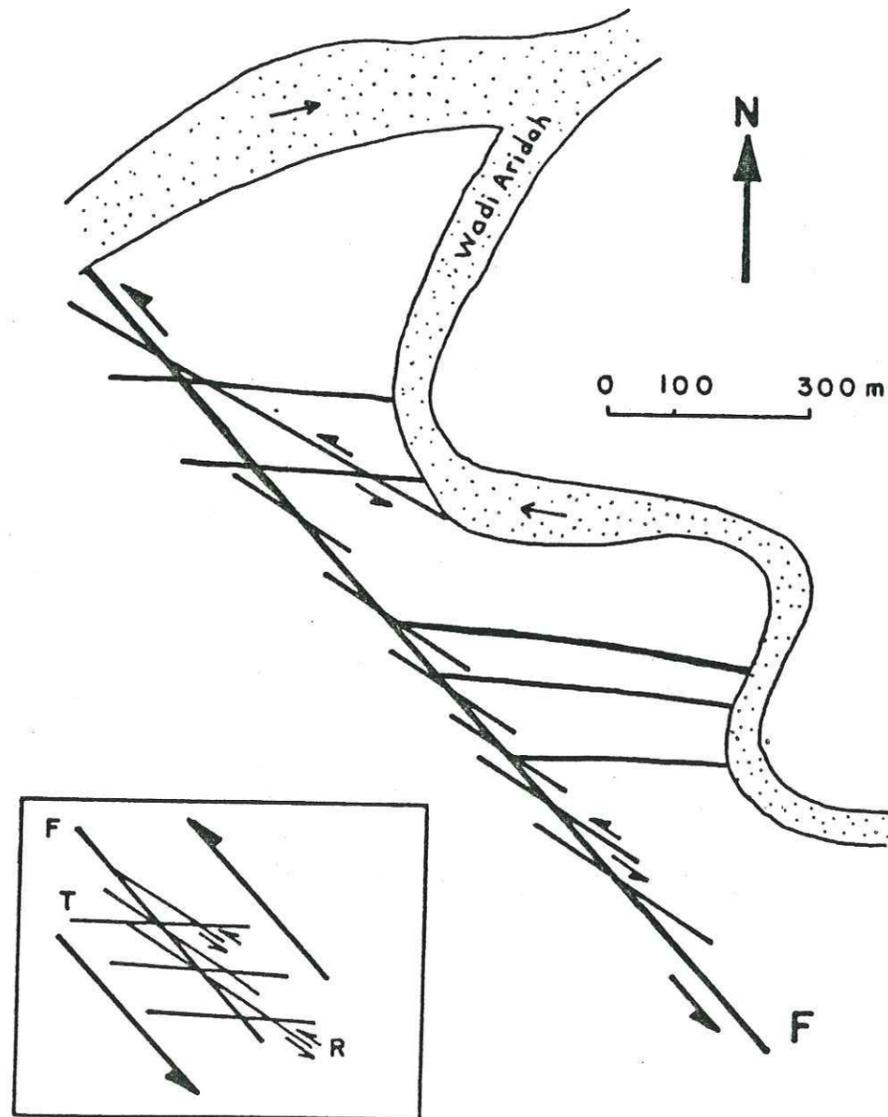


Fig. 19. - Carte de la fracturation du secteur n° I de la faille F (cf. fig. 18) et interprétation.

### 2-1 - Le décrochement senestre F

Cette faille F (10 km de long) est matérialisée sur le terrain par une zone de déplacement maximal (50 m de large) qui se développe verticalement et affecte les ensembles métamorphiques. Le rejet horizontal apparent (de l'ordre de 1 km) a pu être évalué en mesurant le décalage d'un niveau repère caractéristique (schistes sériciteux) fortement penté vers l'Ouest.

A ce plan de décrochement principal F (fig. 19) sont associées des fractures caractéristiques bien visibles au niveau du secteur I étudié à l'échelle du 1/10 000.

Il s'agit :

- de fractures R (N 120°) senestres ;
- de fractures T (N 90°) qui, le plus souvent dans ce secteur, sont injectées par des filons de diorite.

### 2-2 - Le décrochement senestre F1

Cette faille F1 (12 km de long) recoupe et décale le batholite de granodiorite.

La zone de déformation maximale (30 m de large), verticale, affecte à la fois les granodiorites et les séries métamorphiques. La limite verticale du batholite est déplacée de 1 km au niveau du plan de faille. Une étude détaillée (échelle 1/10 000) faite sur le site du barrage (fig. 18) à 500 m de la faille F1, nous a permis de mettre en évidence les structures associées suivantes (fig. 20) :

- des fractures N 115° à N 125° senestres (Riedel R)
- des fractures N 50° à N 65° dextres (Riedel R')
- des fractures d'extension N 80° à N 100° (T)

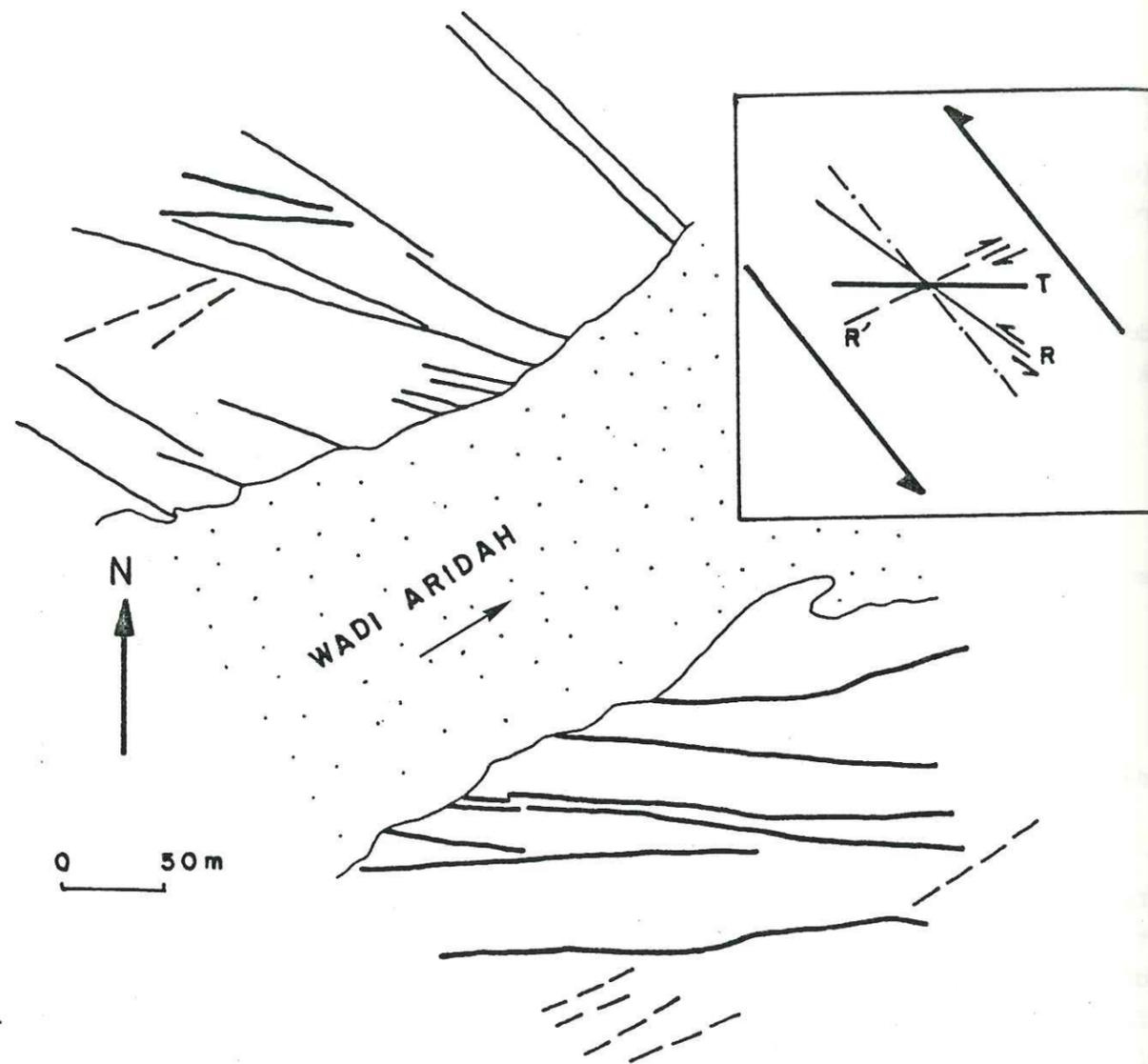


Fig. 20.- Carte de la fracturation de second ordre liée au décrochement F1 (secteur n° II) observée au niveau du site du barrage et interprétation.

### 3 - Le site du barrage (fig. 21)

#### 3-1 - Morphologie

Dans l'axe du site, le profil en travers de la vallée est symétrique, avec des pentes de l'ordre de  $35^\circ$  sur les deux versants :

- en rive gauche, où le rocher est bien visible, nous pouvons observer toute une série de discontinuités et, en particulier, des plans proches de l'horizontale. Aussi cette rive a-t-elle tendance à se purger naturellement de ses blocs instables à la faveur de ces plans faiblement pentés vers la vallée, ce qui donne à cet appui un profil caractéristique "en escalier", surtout à la base du versant ;

- en rive droite, les affleurements rocheux sont un peu moins visibles qu'en rive gauche car les discontinuités favorisent l'altération "en boules", typique de ce versant.

Les alluvions qui recouvrent le fond plat de la vallée (170 m de large) ont en moyenne 6 m d'épaisseur. Les travaux de reconnaissance nous ont permis de mettre en évidence un surcreusement au pied du versant rive droite (fig. 22) avec une épaisseur d'alluvions de l'ordre de 13 m.

Ces alluvions sont constituées de silts, sables, graviers et galets disposés en lits plus ou moins lenticulaires.

#### 3-2 - Fracturation

L'étude de la fracturation a pu être réalisée de façon très précise grâce au levé topographique détaillé dressé spécialement à cette fin, et c'est en fait l'analyse de détail qui nous a permis de reconstituer le mécanisme de fracturation régional.

Cette cartographie détaillée ainsi que l'analyse des directions et des sens de mouvement, pour toutes les catégories de fractures relevées sur le site, conduisent aux remarques suivantes :

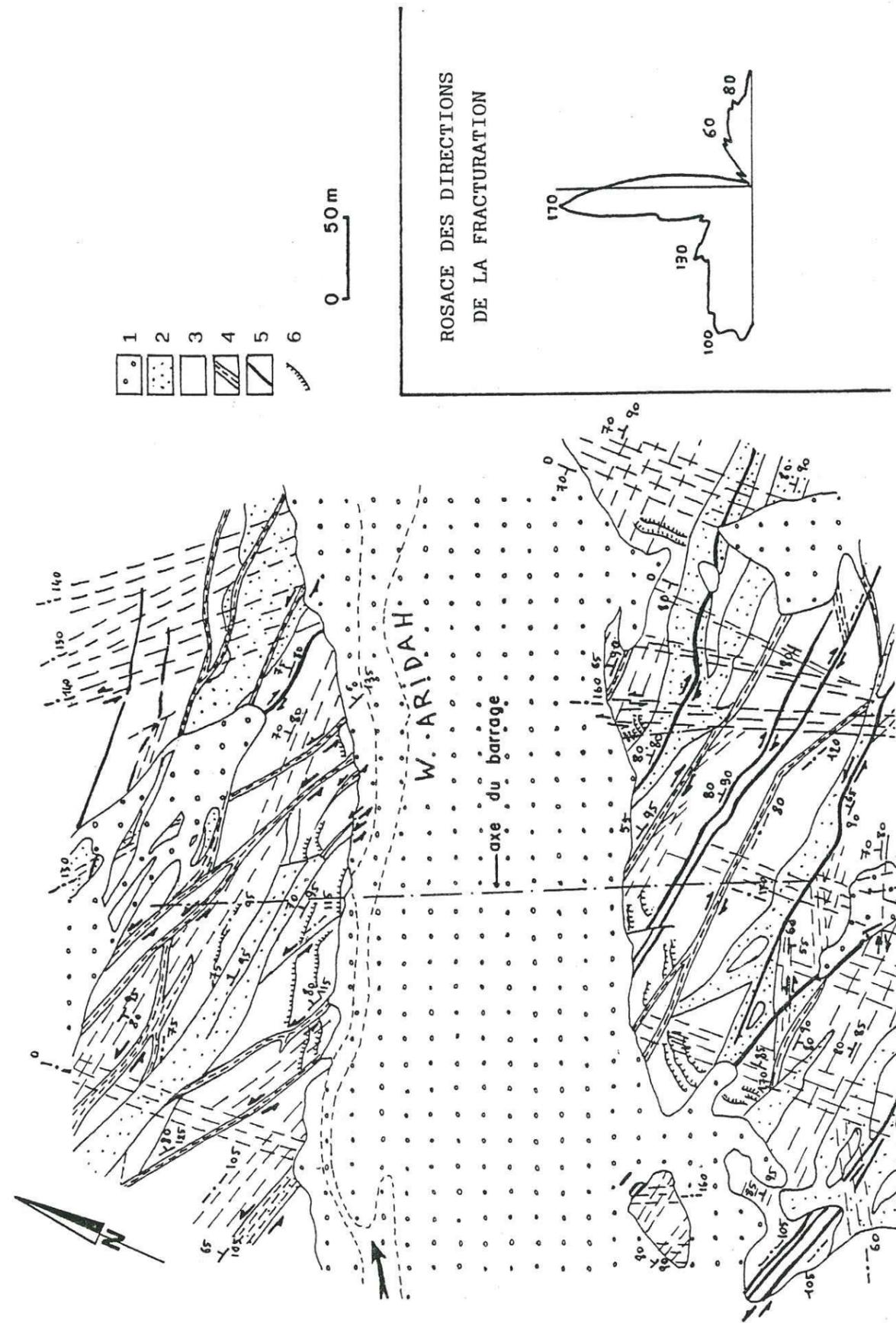


Fig. 21. - Schéma de fracturation au niveau du site de Wadi Aridah :

1 : terrains quaternaires ; 2 : granodiorite massive ; 3 : granodiorite altérée ; 4 : couloirs de déformation ; 5 : filons ; 6 : fractures horizontales.

- le système de fracturation N-S, bien représenté sur les deux rives, peut être attribué à l'orogénèse du Hijjaz ;

- les autres systèmes de fracturation proches de la verticale doivent être rattachés à l'orogénèse du Najd ;

- les fractures horizontales ou subhorizontales, qui sont bien connues dans de nombreux massifs anciens (près de la surface topographique), où la décompression les met généralement en évidence, ont été recoupées par les forages jusqu'à 60 m de profondeur. Aussi doit-on les interpréter comme résultant essentiellement d'une extension verticale liée aux efforts horizontaux qui engendrent les décrochements.

On doit d'autre part noter que :

- l'appui rive gauche présente une majorité de fractures de directions N 130° à N 140° et N 115° à N 125° ayant fonctionné en décrochement senestre. Il ne fait pas de doute que nous retrouvons sur cette rive la direction des cisaillements majeurs (faille F1) et les Riedel R qui leur sont associés ;

- l'appui rive droite montre essentiellement des fractures sensiblement E-W, souvent injectées par des filons (lamprophyres et microdiorites). Ces fractures sont en fait les fractures d'extension (T) associées au système de failles du Najd ;

- les fractures de Riedel R' sont peu nombreuses, et de petite dimension (50 à 100 m) à l'échelle de la fracturation du site.

Ainsi peut-on relever une nette différence concernant les caractéristiques des familles de fractures prédominantes sur chacune des rives. On pouvait donc s'attendre à une différence dans le comportement hydraulique (perméabilité de fractures) pour chacun des massifs d'appui. Cette hypothèse a été confirmée, lors de la campagne de reconnaissance, par les essais d'eau de type Lugeon effectués dans les forages.

#### 4 - Résultats apportés par la campagne de reconnaissance

##### 4-1 - La prospection géophysique

Pour déterminer les caractéristiques physico-mécaniques d'un massif rocheux, on utilise le plus souvent la sismique réflexion sur bases courtes qui permet de caractériser l'ensemble matrice rocheuse plus fractures par les vitesses de propagation des ondes longitudinales (P) et les modules d'élasticité dynamique (E). Les valeurs obtenues permettent de réaliser une zonation sismique du massif d'appui, de la surface vers la profondeur, indispensable pour la définition d'un plan de fouilles correct. Elles permettent également d'estimer l'influence de la fracturation sur l'anisotropie du site.

##### 4-1-1 - Valeur des vitesses sismiques.

Le substratum rocheux se subdivise classiquement en une tranche superficielle altérée et décomprimée, et une masse sous-jacente de roche saine fracturée. Cette distinction est particulièrement bien adaptée au cas présent, puisque nous n'avons à faire qu'à un seul et même type de roche : les granodiorites.

##### - La tranche d'altération

La tranche altérée est caractérisée par des célérités généralement comprises entre 1500 et 2300 m/s. Elle correspond à un matériau très cohérent, où les minéraux altérables (feldspaths et micas) ont subi un début de transformation chimique, sans changement très significatif des caractéristiques mécaniques de la granodiorite. Par contre, les fissures tendent à s'ouvrir légèrement, ce qui permet la propagation de l'altération.

Cette altération (fig. 22) est davantage perceptible en rive droite (épaisseur 15 à 20 m) qu'en rive gauche (5 à 8 m). En revanche, le rocher sous-alluvial est sain, et l'épaisseur de la tranche altérée y est pratiquement nulle comme l'ont confirmé les sondages de reconnaissance.

##### - La roche saine et massive

La roche saine, caractérisée par des célérités comprises entre 4 000 et 6 000 m/s, offre des caractéristiques mécaniques particulièrement satisfaisantes.

##### 4-1-2 - Anisotropie des vitesses de propagation

Réalisée à partir de profils soit transverses (parallèles à l'axe du barrage) soit parallèles à la vallée du Wadi Aridah (selon un azimat N 60° à N 70°), la prospection sismique a d'autre part permis une constatation intéressante : les célérités maximales sont systématiquement plus élevées selon les profils parallèles, et l'écart de vitesse peut parfois être important (de l'ordre de 1000 m/s).

Ceci est d'autant plus inattendu que les célérités maximales sont sensiblement orthogonales aux familles de fractures dont la fréquence est la plus élevée.

##### 4-1-3 - Valeurs des modules d'élasticité dynamique

L'anisotropie des vitesses de propagation se retrouve évidemment lorsque l'on considère la répartition des valeurs des modules d'élasticité dynamique (E en MPa). Ceux-ci se répartissent sensiblement en deux groupes correspondant aux profils transverses et parallèles à la vallée du Wadi Aridah :

profils transverses	2 820	< E <	17 000
profils parallèles	30 300	< E <	72 000

##### 4-2 - Les essais d'eau

Ce site a fait l'objet de deux campagnes de reconnaissance par sondages carottés. Pendant ces deux campagnes, 18 sondages ont été réalisés totalisant 737 m.

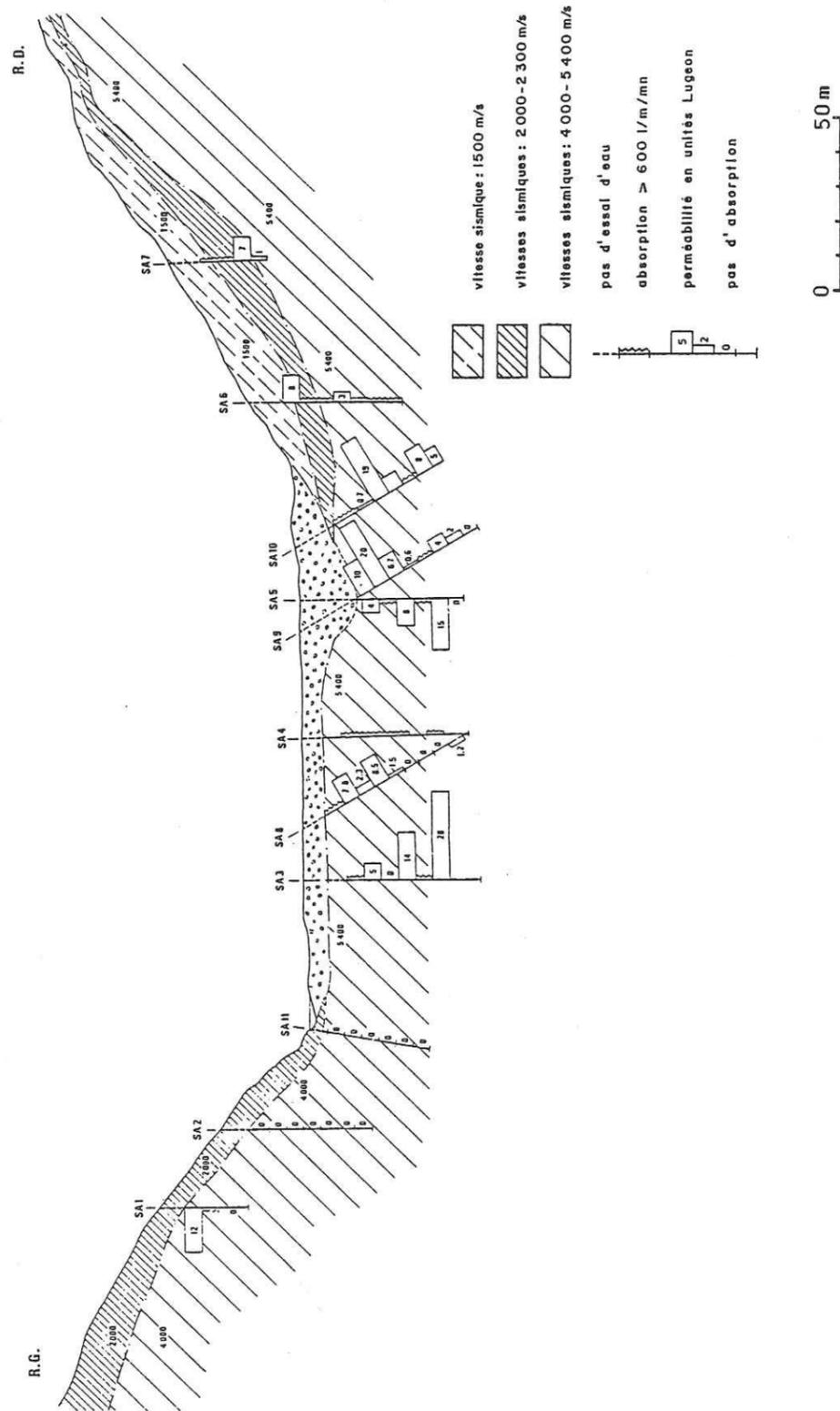


Fig. 22 - Coupe dans l'axe du site de Wadi Aridah. Résultats de la prospection sismique et des essais d'eau (unités Lugeon) réalisés dans les sondages.

Dans chaque sondage, les classiques essais d'eau (méthode Lugeon) ont été réalisés après un étalonnage soigné de l'appareillage. Ces essais ont été effectués par passes de 5 mètres, et la gamme des pressions manométriques (en MPa) utilisées était : 0,1 - 0,25 - 0,5 - 0,75 - 1 - 0,75 - 0,5 - 0,25 - 0,1 .

#### 4-2-1 - Résultats

Les résultats des essais d'eau confirment que la perméabilité du site est uniquement liée aux fractures du massif de granodiorite. Cette perméabilité est par conséquent discontinue, toutes les fractures ne jouant pas le même rôle sur le plan de la conductivité hydraulique. Les caractéristiques hydrauliques du site, telles qu'elles résultent des mesures d'absorption d'eau dans les sondages, sont assez clairement résumées par la coupe effectuée dans l'axe du barrage (fig. 22).

La rive gauche, bien qu'intensément fracturée, est très peu perméable, ainsi que l'attestent les sondages SA1, SA2 et SA11. Ceci indique que :

- les fractures horizontales se referment en profondeur,
- les couloirs de fracturation les plus importants, de direction N 130° à N 140° et N 115° à N 125°, sont étanches.

Le substratum rocheux du fond de la vallée révèle très fréquemment des absorptions, parfois importantes, et pouvant même aller jusqu'à la perte totale. Ces fortes perméabilités sont en relation évidente avec des zones d'intense fracturation ou avec la traversée de filons (au pied de la rive droite en particulier).

La rive droite montre généralement de fortes perméabilités sur toute la hauteur des forages.

Ces diverses observations doivent d'ailleurs être nuancées par les remarques suivantes :

- la notion de perte totale dépend du débit de la pompe, et n'implique pas forcément des fractures très ouvertes. L'examen des carottes confirme, pour sa part, que l'ouverture des fissures est généralement faible ;

- les fortes absorptions relevées sur certains sondages doivent être replacées dans le contexte géologique du massif considéré globalement. En effet, les possibilités de circulation lointaine dépendent uniquement de la communication d'un système de fractures avec un autre qui le recoupe.

#### 4-2-2 - Indications générales retirées des essais d'eau

La perméabilité du site d' Aridah est très discontinue, quasi nulle en rive gauche, forte en rive droite. Cette forte perméabilité de la rive droite semble liée aux fractures E-W qui prédominent dans cet appui.

Sur cette rive, il est d'ailleurs intéressant de noter que la décroissance des perméabilités avec la profondeur n'est pas significative, à l'inverse de ce que l'on peut constater sur les autres sondages effectués dans l'axe du site.

L'étude des graphiques d'essais d'eau montre que, dans la majorité des cas, les débits absorbés à la montée en pression sont très proches de ceux mesurés lors de la phase inverse et que les phénomènes de bourrage ou de débouillage sont très rares. Nous avons donc simplement un comportement élastique des fissures.

Nous remarquons également que bon nombre de zones fracturées se sont révélées imperméables.

#### 5 - Conclusions

- La cause des anisotropies observées sur ce site ne doit pas être recherchée au niveau de la pétrographie ou de la structure des granodiorites qui ont des caractéristiques physico-mécaniques homogènes et isotropes (cf. Chapitre IV).

- Si l'on compare les vitesses des ondes longitudinales (P) mesurées sur échantillon et in situ, on constate que l'on reste dans une gamme de vitesses analogue, ce qui conduit à admettre un certain "serrage" actuel des plutons.

Alors que sur échantillon nous avons une bonne isotropie des vitesses quelle que soit l'orientation de la mesure dans un plan horizontal, sur le site au contraire les célérités maximales sont sensiblement orthogonales aux familles de fractures de densité la plus élevée. Ceci tendrait à confirmer le "serrage", qui se situerait plutôt dans une direction ENE - WSW et dépendrait de l'évolution géodynamique actuelle de la côte est de la Mer Rouge (chapitre I).

- Dans cette hypothèse, les fractures N-S (orogénèse du Hijjaz) et les décrochements senestres N 130° à N 140° ainsi que leurs Riedel R (N 115° à N 125°) seraient fortement comprimés, donc étanches. C'est en effet ce que nous constatons au niveau de la rive gauche du site.

D'autre part, les Riedel R' (N 50° à N 65°), ainsi que les fractures d'extension T (N 80° à N 100°), auraient tendance à s'ouvrir et seraient donc perméables. Les fractures R', peu nombreuses et de petites dimensions, ne jouent aucun rôle au niveau de la perméabilité du site. Par contre les fractures T, qui prédominent en rive droite, se sont révélées très perméables.

Quant aux fractures N-S, présentes sur les deux rives, elles sont parfaitement étanches.

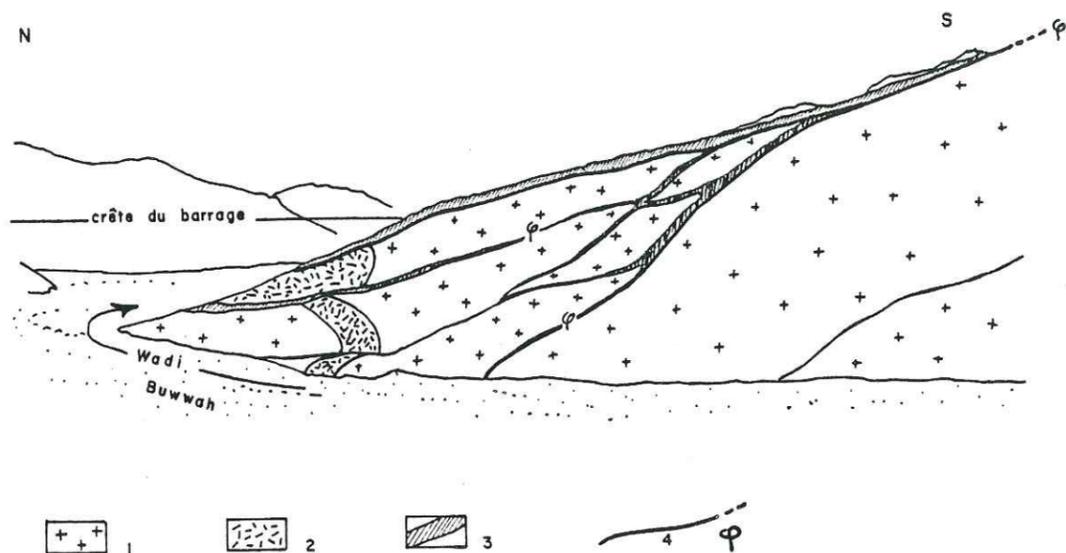
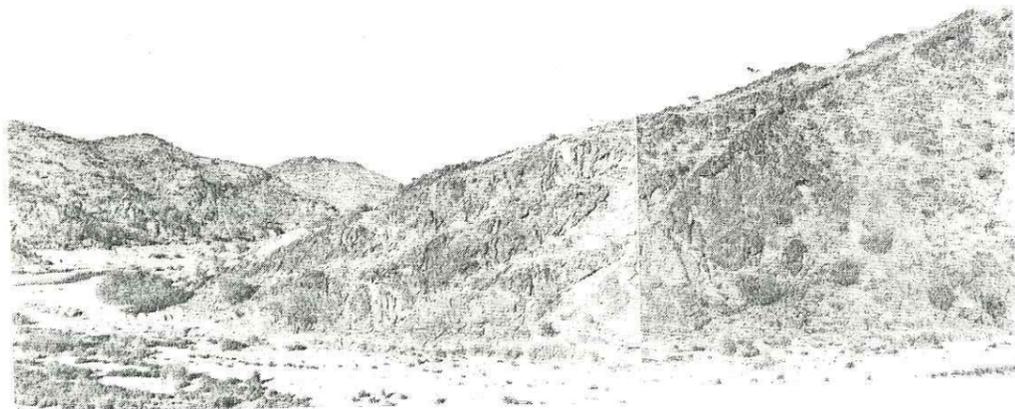


Figure 23.- Coupe de l'appui rive droite (d'après la photo ci-dessous)

- |                     |                          |
|---------------------|--------------------------|
| 1- Diorite          | 2- Filon de microdiorite |
| 3- Roche schistosée | 4- Accident chevauchant. |



## Chapitre VI - Le site de barrage de Wadi Buwwah

Le site de Wadi Buwwah se trouve à proximité d'une faille de décrochement ayant autorisé un important déplacement (de l'ordre de 8 km), accompagné d'un serrage intense, responsable d'une structure amygdalaire oblique, à caractère chevauchant tout-à-fait remarquable. Nous exposons dans les paragraphes suivants la genèse d'une telle structure et les conséquences qui en résultent au niveau de la perméabilité du massif rocheux (ANTOINE et GIRAUD, 1982).

### 1 - Le site du barrage

#### 1-1 - Nature du substratum rocheux

Les granodiorites qui constituent le site sont parcourues par plusieurs types de filons : microdiorite, microgranite et quartz.

Les microgranites donnent généralement des filons peu épais (surtout localisés en rive gauche), très leucocrates car constitués essentiellement de quartz et d'albite.

Un gros filon de quartz laiteux, soulignant un contact anormal en rive droite, a fourni un excellent repère cartographique.

Signalons, enfin, que la plupart des zones de cisaillement mentionnées plus haut montrent, sur des épaisseurs variables, un gradient symétrique de déformation, perpendiculairement au plan de cisaillement, qui se traduit par une orientation de plus en plus marquée des minéraux. Bien que d'aspect parfaitement massif sur les carottes de sondage, de telles zones prennent, en surface, sous les conditions sévères du climat désertique, un aspect feuilleté analogue à celui d'une schistosité.

Quoi qu'il en soit, les différents faciès mentionnés ci-dessus (granodiorites, microdiorites et diorites orientées) ont des caractéristiques physico-mécaniques très comparables (chapitre IV). Par conséquent, les éventuelles anisotropies du site seront davantage liées à sa structure qu'à sa pétrographie.

#### 1-2 - Structure géologique

Parmi tous les sites qu'il nous a été donné d'étudier en Arabie Séoudite, celui de Wadi Buwwah se distingue nettement par la présence de structures tangentielles spectaculaires, spécialement en rive droite (fig. 23).

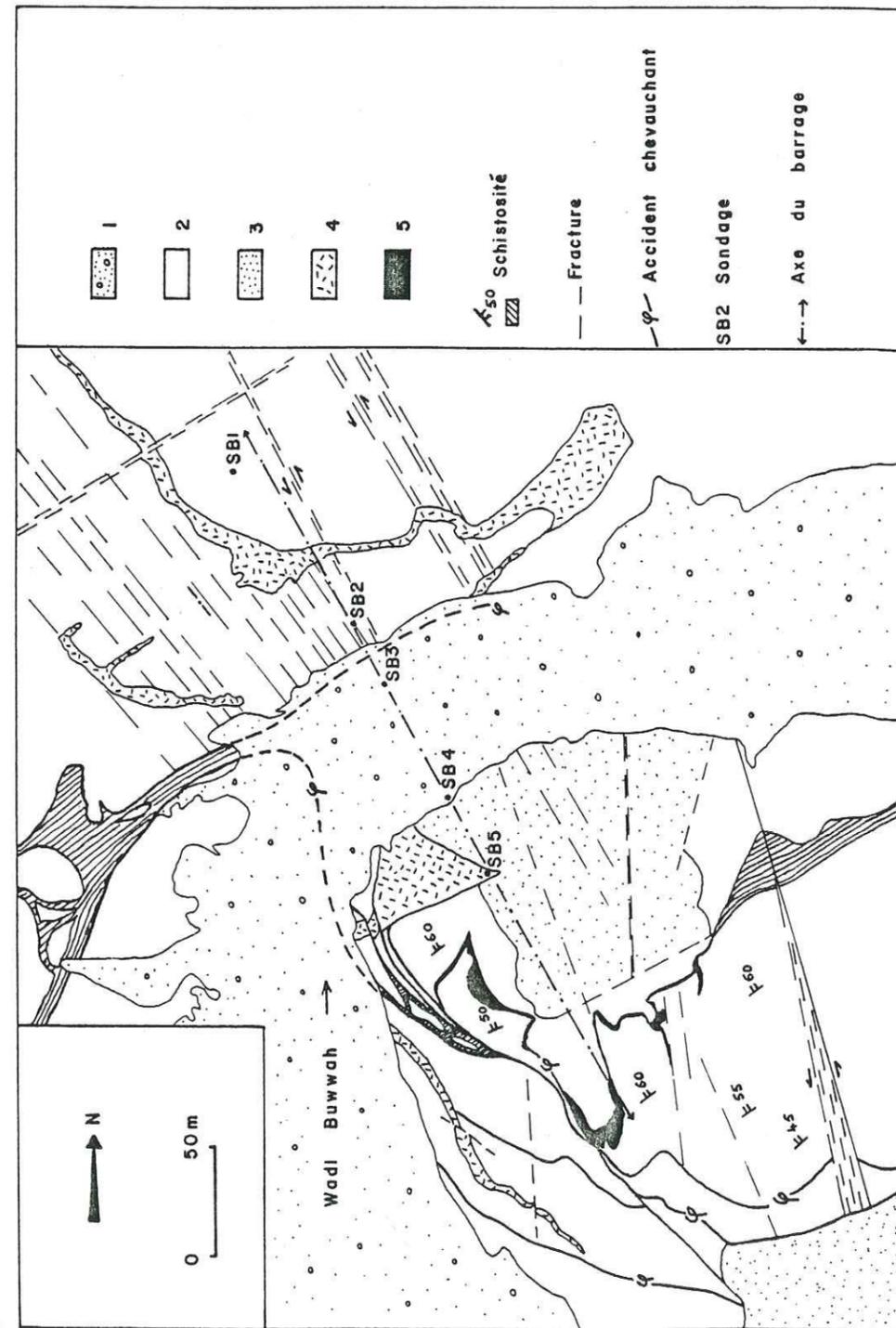


Figure 24. - Schéma structural du site.

- 1- Alluvions 2- Diorite 3- Diorite altérée  
4- Filon de microdiorite 5- Filon de quartz.

### 1-2-1 - Les accidents chevauchants

A la faveur d'un coude de la vallée, la rive droite du site offre une excellente coupe transverse aux structures majeures. Elle montre un empilement de lames amygdalaires de diorite massive dans l'intervalle desquelles se manifeste un intense clivage schisteux de la diorite (incliné de  $50^\circ$  en moyenne vers le NNW). Une telle disposition atteste la présence de grands accidents cisailants inclinés de  $20^\circ$  à  $30^\circ$  vers le NNW. Des structures analogues ont pu être suivies et cartographiées en rive gauche sur de assez longues distances, et également observées, régionalement, en de nombreux endroits. Il nous est même possible d'affirmer que la mise en place de ces structures peut s'accompagner d'un phénomène de plissement au sein du massif dioritique. En effet, l'épais filon de microdiorite caractéristique de la rive gauche du site (fig.24) est affecté par un pli couché dont la charnière anticlinale plonge de  $20^\circ$  vers le NE. Malheureusement, le plan de cisaillement correspondant, bien visible un peu en amont, se trouve, au site même, masqué par les alluvions de l'oued.

Une structure similaire, bien que d'ampleur moindre, bien visible au niveau du coude de l'oued en rive droite, montre une liaison indiscutable avec un plan de cisaillement faiblement incliné. Dans ce cas, le décalage de la charnière par rapport à la partie sous-jacente clivée du filon met en évidence le sens du mouvement de déversement du NNW vers le SSE.

### 1-2-2 - Les fractures verticales

Les principales fractures qui affectent le site sont sensiblement orthogonales au lit de l'oued. Ce sont des fractures verticales, à maille serrée, de direction  $N 140^\circ$  à  $N 160^\circ$ . Ces accidents sont généralement des décrochements senestres dont le rejet est peu important et difficilement cartographiable.

### 1-3 - Place du site dans le contexte régional et genèse possible des failles chevauchantes

La carte structurale du secteur de Wadi Buwrah permet de fournir une explication concernant la genèse de ces accidents chevauchants.

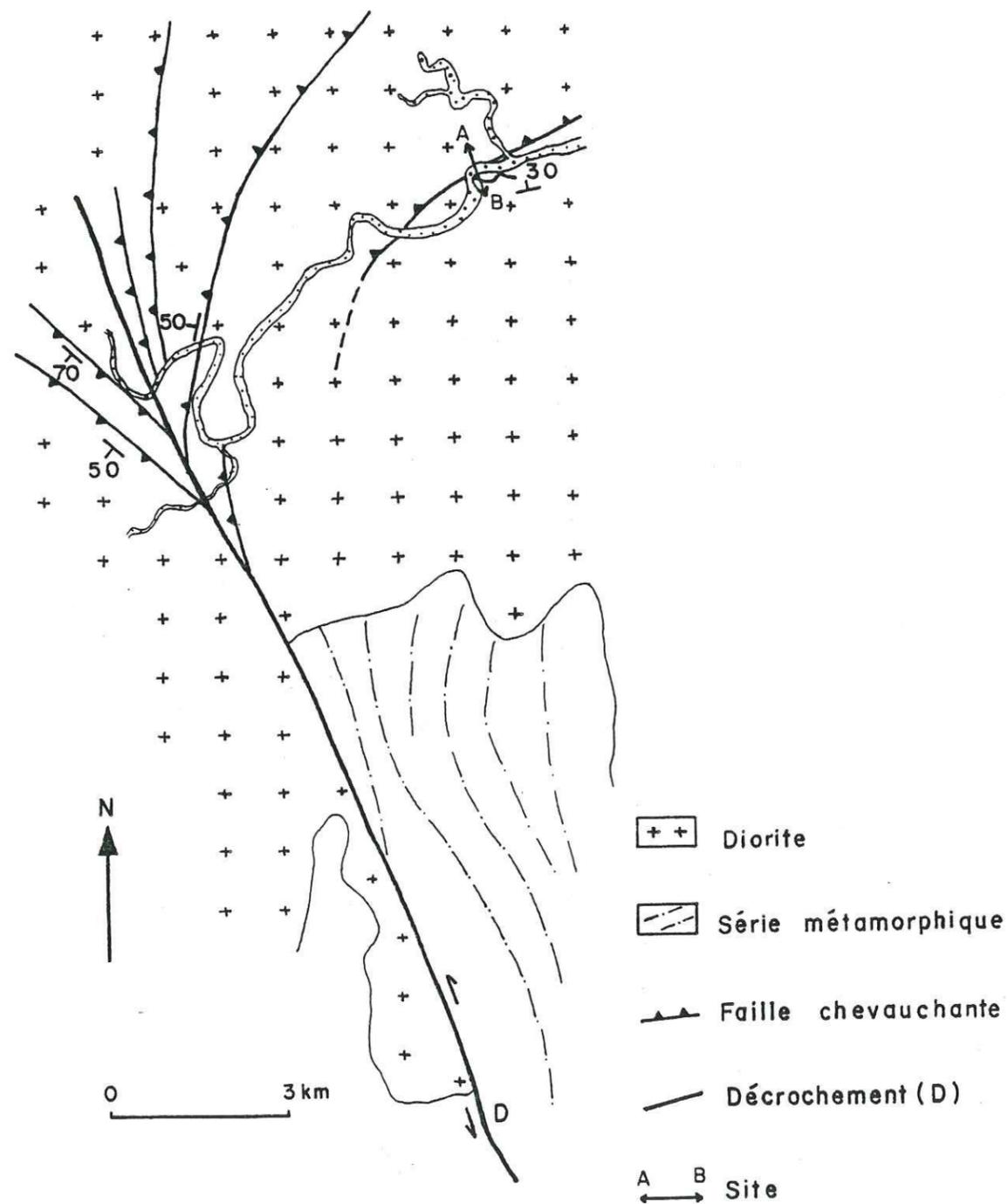


Figure 25.- Accidents chevauchants du Wadi Buwah et leurs relations avec un décrochement senestre (D).

En effet, le site de Wadi Buwah se trouve à 7 km au NE d'un décrochement (D) important à l'échelle régionale (30 km de long), de direction N 150, qui a affecté la région étudiée durant l'épisode du Najd.

Ce décrochement vertical (largeur du couloir de déformation = 20 m) montre un rejet horizontal senestre de l'ordre de 8 km (mesuré par le décalage du batholite de diorite).

D'un point de vue mécanique, dans une zone de cisaillement, si le mouvement des deux lèvres de la fracture est convergent - ce qui est fréquent - l'excès de compression se traduira par des chevauchements imbriqués à pendage d'autant plus raide qu'ils se rapprochent de la zone de cisaillement, à laquelle ils se raccordent en profondeur.

Or, à Wadi Buwah, dans le compartiment situé au NE de l'accident, nous observons à proximité du décrochement (D) que les failles chevauchantes sont pentées de 50°W alors qu'au niveau du site elles plongent seulement de 20 à 30° vers le NNW (fig. 25).

Cette disposition structurale particulière, qui peut s'expliquer par le modèle théorique indiqué précédemment, a déjà été décrite en Palestine (FREUND, 1965), dans la région du Spitzberg et en Californie (LOWELL, 1972 ; WILCOX et al., 1973) et dans les Alpes (PLANCHEREL, 1979). De telles structures ont d'autre part été modélisées expérimentalement (ODONNE, 1981 ; BARTLETT et al., 1981).

Il faut noter que cette "structure en éventail" est, dans le cas étudié, plus développée au NE du décrochement (D) et qu'elle a été sans doute en partie orientée, dans la zone proche de la faille, par le système de fracturation N-S préexistant à l'épisode du Najd.

A une telle configuration structurale sont en général associés des anticlinaux déversés dans le même sens que les accidents chevauchants. Les séries sédimentaires conservent évidemment mieux la trace de ce type de structure. Dans le cas de Wadi Buwah, au sein d'un massif plutonique, le plissement de filons de microdiorite décrit précédemment (1-2-1) nous paraît relever du même mécanisme.

## 2 - CONSEQUENCES AU NIVEAU DES CARACTERISTIQUES GEOTECHNIQUES DU SITE

Le site de Wadi Buwwah est donc caractérisé par :

- un réseau de fracturation vertical à maille serrée (0,10 à 0,50 m) sensiblement parallèle à l'axe du futur barrage (1.2.2),
- un ensemble de plans de cisaillement obliques à maille décamétrique, dont les horizontales sont sensiblement parallèles à l'axe du Wadi Buwwah et plongeant de la rive droite vers la rive gauche (1.2.1),
- ces plans de cisaillement sont fréquemment soulignés par une tranche de roche affectée d'une intense schistosité. Cela est particulièrement net sur la surface structurale formant l'appui rive droite.

L'étude géotechnique du site a surtout insisté sur la perméabilité de fracture liée à ces accidents et sur l'homogénéité des qualités mécaniques de la fondation.

### 2.1. - La perméabilité des appuis

Comme sur le site d'Aridah, elle a été mesurée à l'aide des essais Lugeon. Ces essais ont été réalisés par passes de 5 mètres et la gamme des pressions manométriques (en MPa) utilisées était :

0,1-0,25-0,5-0,75-1-0,75-0,5-0,25-0,1-

Les résultats reportés sur la figure 26 montrent une étanchéité quasi absolue de l'ensemble des accidents rencontrés, qu'il s'agisse des fractures verticales ou des plans de cisaillement. Ce dernier point est particulièrement intéressant, car la disposition de certains d'entre eux faisait redouter une possibilité de percolation sous l'ouvrage et à courte distance. Ce résultat, un peu inattendu compte tenu de la densité de la fracturation, paraît s'expliquer par la genèse particulière de ces failles chevauchantes impliquant un fort serrage (1-3).

Quant aux failles verticales (N 140° à N 160°) présentes sur le site, la prospection sismique permet d'envisager une hypothèse expliquant leur rigoureuse étanchéité (à quelque profondeur que ce soit), comme nous l'exposons ci-après.

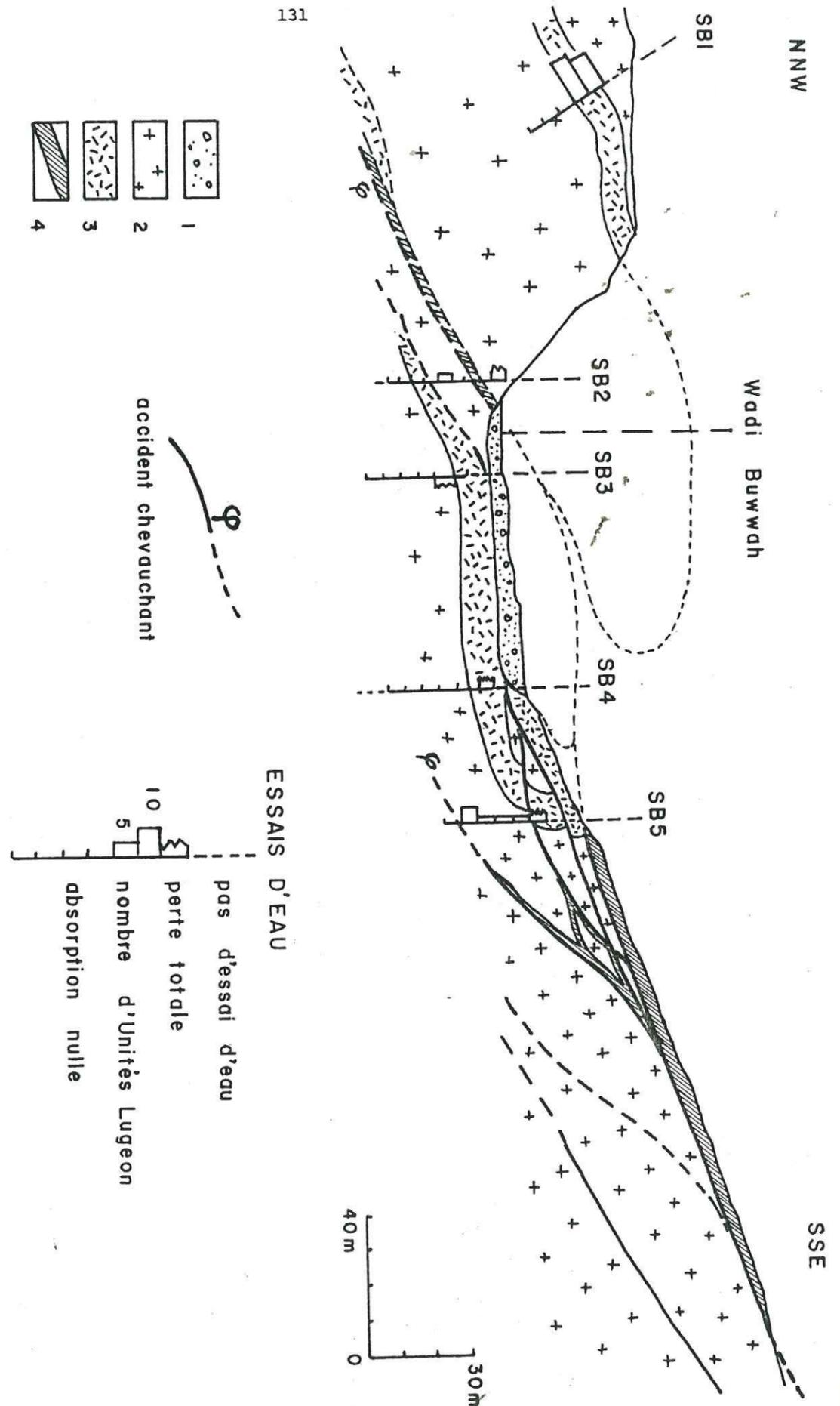


Figure 26.- Coupe géologique selon l'axe du barrage  
 1- Alluvions 2- Diorite 3- Filon de microdiorite 4- Roche schistosée

### 2-2 - Les qualités mécaniques du rocher de fondation

Les investigations de surface révèlent une excellente qualité d'ensemble de la granodiorite et des faciès associés, exception faite des secteurs affectés par une intense schistosité.

Les mesures effectuées confirment ces impressions qualitatives et nous permettent quelques remarques intéressantes :

- Les sondages de reconnaissance et les essais de laboratoire montrent que le débit schisteux accompagnant les zones de cisaillement est une caractéristique de surface. En profondeur, en effet, ces zones cisillées se traduisent par une déformation très poussée de la roche qui engendre une sorte de foliation, mais sans discontinuité perceptible (RQD généralement de 100 % et résistance à la compression simple pouvant atteindre 80 MPa). C'est le clivage de cette dernière sous l'action des agents climatiques qui confère à la roche un certain aspect schisteux. La prospection sismique montre en effet qu'à son maximum de développement, au pied de la rive droite, ce phénomène n'affecte qu'une tranche de terrain de 4 mètres d'épaisseur au maximum ( $V_p = 1300$  m/s) ;

- Le classique zonage sismique des appuis du barrage a confirmé l'excellente qualité de la roche au-delà de 8 à 10 mètres de profondeur ( $V_p$  de l'ordre de 5 000 m/s en moyenne). Comme sur le site de Wadi Aridah, des profils transverses et parallèles à l'axe du barrage ont montré que les célérités des ondes longitudinales (P) sont systématiquement supérieures sur les profils perpendiculaires à l'axe du barrage alors que l'on s'attendait à l'inverse. En effet, cette direction est sensiblement orthogonale à la plus grande densité de fractures relevées sur le site.

### 3 - Conclusions

- L'anisotropie des vitesses sismiques mise en évidence sur ce site ne doit pas être recherchée au niveau de la pétrographie et de la structure du substratum rocheux qui a des caractéristiques physico-mécaniques homogènes et isotropes (cf. chapitre V).
- Si l'on compare les vitesses des ondes longitudinales (P) mesurées sur échantillon et in situ, on constate que l'on reste dans une gamme de vitesses analogue, ce qui conduit à admettre un certain "serrage" actuel des plutons.
- Comme sur le site d'Aridah, cette anomalie apparente tendrait, à notre avis, à prouver que des efforts proches de l'horizontale s'exercent actuellement sur le massif. Il est intéressant de constater que les vitesses maximales ont été mesurées selon une direction proche de  $N 70^\circ$ , donc voisine de celle des failles transformantes liées à l'ouverture de la Mer Rouge. Il faut donc envisager que les efforts horizontaux allégués dérivent de ce phénomène tectonique majeur. Ceci expliquerait en outre que le système de fractures d'orientation  $N 140^\circ$  à  $N 160^\circ$  (sensiblement parallèle à la côte est de la Mer Rouge) se trouve en compression, donc étanche. On doit d'autre part noter que, sur ce site, nous n'avons pas observé de fractures T (sensiblement E-W), ni de fractures R' ( $N 50^\circ$  à  $N 65^\circ$ ) datant de l'orogénèse du Najd, susceptibles de s'ouvrir dans le système de sollicitation actuel et de donner de fortes perméabilités (cf. site d'Aridah, chapitre V).

Chapitre VII - Le site de barrage de  
Mudhiq

Le barrage de Mudhiq est situé aux confins méridionaux de l'Arabie Séoudite, au voisinage de la frontière yéménite.

Ce barrage-voûte cylindrique (71 m de hauteur sur fondations), de mise en eau récente (achevé en 1980), a été construit sur le Wadi Najran, qui prend sa source dans les contreforts montagneux bordant la Mer Rouge et se perd vers le Nord-Est dans les sables du Rub Al Khali (GIRAUD et BARBIER, 1982).

A ce propos, il est intéressant de noter que les affluents du Wadi Najran (Wadi Marwan, Wadi El Urdh, Wadi Sagama) formaient à l'origine un réseau hydrographique s'écoulant vers le Sud. Or les principaux collecteurs actuels, tel le Wadi Najran (il s'agit là d'un fait observé pour d'autres réseaux), s'écoulent vers le NNE. Cette inversion de l'écoulement du réseau hydrographique doit sans doute être mise en relation avec le soulèvement de la bordure occidentale du bouclier arabe.

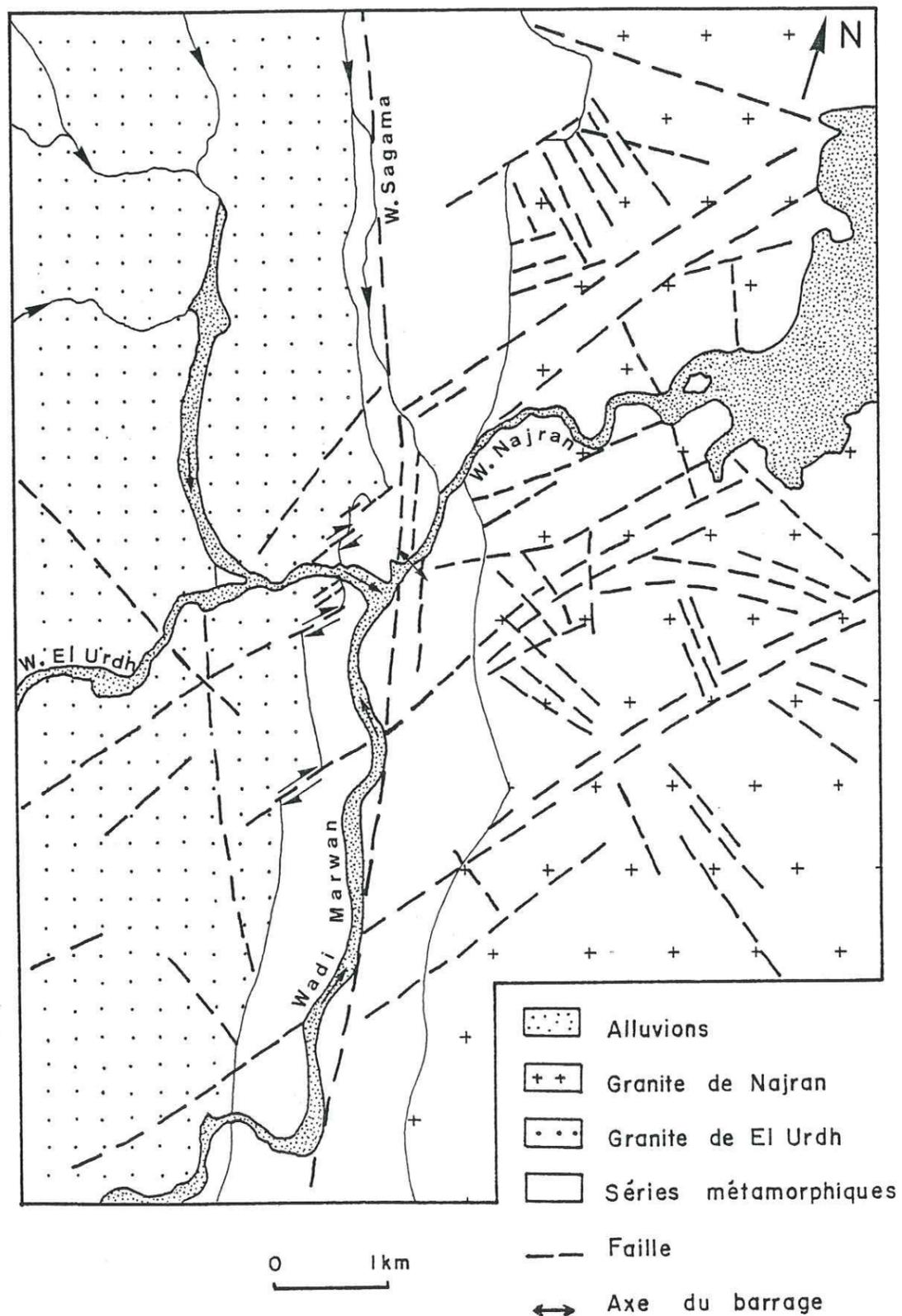
1 - Sismicité

Comme nous l'avons vu (chapitre I) la macrosismicité de ce secteur est loin d'être négligeable.

Le 11 janvier 1941, un séisme de magnitude 6,3 a eu lieu à 200 km à l'WSW du site de Mudhiq.

Le 17 octobre 1955, un séisme de magnitude 5,5 a été enregistré. L'épicentre a pu être localisé sur une faille qui passe à 45 km à l'W du barrage.

Fig. 27 - Cadre géologique régional.



Le 13 décembre 1982, le séisme du Nord Yémen ( $M_s = 6$ ) s'est produit à 300 km au Sud du site.

## 2 - Géologie régionale (fig. 27)

Les reliefs de ce secteur (sommets et plateaux s'élevant jusqu'à 1700m) sont formés essentiellement par des roches métamorphiques du Précambrien, recoupées par des intrusions plutoniques (granite et diorite).

### 2-1 - Pétrographie

Les terrains les plus anciens sont représentés par des roches métasédimentaires (schistes graphiteux, schistes métamorphiques, roches carbonatées) et métavolcaniques, appartenant au "Jiddah Group" (ANDERSON, 1979 ; SABLE, 1982).

Ces roches sont recoupées par des plutons dioritiques (diorite, diorite quartzique) et granitiques (granite d'EL URDH). Les intrusions, datées de 900 à 750 Ma (orogénèse de Ranyah, durant le cycle tectonique de Hijjaz), sont allongées suivant une direction N-S qui correspond à la direction structurale régionale des ensembles métamorphiques. Métamorphisées et foliées (cisaillement senestre de direction N-S), elles ont la même histoire tectonique et métamorphique que les roches du "Jiddah Group" : elles sont donc syntectoniques.

Par contre, à l'Est du site étudié, les granites appartenant au pluton de Najran (500 Ma) sont isotropes, non métamorphisés et nettement discordants par rapport aux terrains encaissants. Ce pluton post-tectonique, mis en place à la fin de l'orogénèse du Najd, est localement surmonté par les grès de Wajid (Paléozoïque inférieur).

### 2-2 - Tectonique

Le barrage de Mudhiq est situé au centre d'une bande de terrains métamorphiques (2 à 3 km de largeur et plusieurs dizaines de kilomètres de longueur), orientée NNW-SSE, bloquée entre le granite d'El Urdh à l'Ouest et le pluton de Najran à l'Est.

Ces séries métamorphiques, appartenant au "Jiddah Group" (orientation du litage sensiblement N-S et pendage proche de la verticale), sont affectées

par un plissement isoclinal à plan axial N-S vertical (axes des plis proches de l'horizontale), ainsi que par des cisaillements qui se développent parallèlement au litage métamorphique.

A ce propos, il est intéressant de noter que les granites d'El Urdh sont intensément affectés par des décrochements N-S, alors que dans les granites de Najran, beaucoup plus récents, nous ne trouvons que sporadiquement la trace du rejeu tardif de quelques accidents N-S. De plus, ces failles N-S n'affectent jamais les grès de Wajid : on a donc la certitude qu'elles n'ont pas joué après le Paléozoïque inférieur.

Comme nous l'avons déjà vu pour les sites étudiés dans la région de Taïf, postérieurement au cycle tectonique du Hijjaz (Précambrien), caractérisé par un système de compression ayant donné naissance aux plissements et cisaillements N-S, l'orogénèse du Najd (fin Précambrien-début Cambrien) est à l'origine d'un système de fractures conjuguées impliquant une forte compression régionale E-W.

En relation avec ce système de compression (fig. 28) nous pouvons observer :

- des décrochements dextres (C) de direction N 30° à N 50°
- des décrochements senestres (C') de direction N 130° à N 150°
- des fractures de tension (T) de direction N 90°

Localement, l'effet de cette compression s'est surimposé aux structures existantes N-S (orogénèse du Hijjaz), en accentuant la schistosité et le plissement des formations.

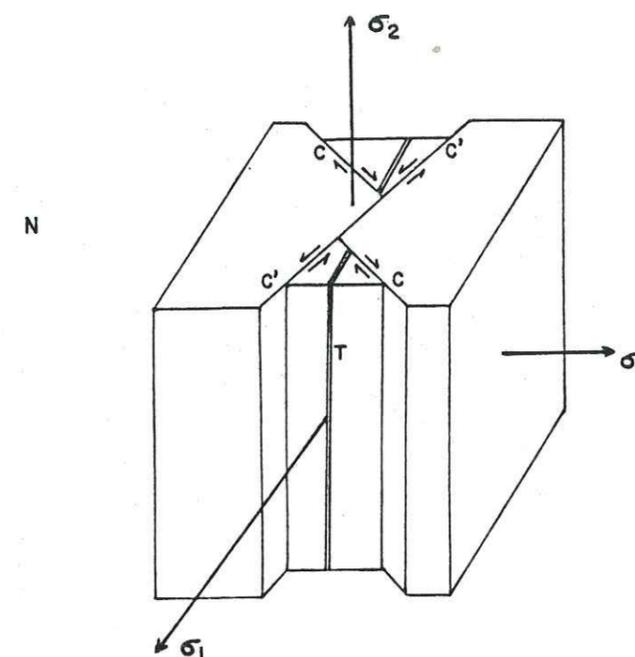


Fig. 28.- Distribution des fractures dans une compression E-W avec allongement N-S.

Dans le secteur étudié, la mise en place du pluton de Najran marque la fin de l'orogénèse du Najd.

Au niveau de ce pluton, nous observons de nombreuses fractures de tension (T) de direction E-W, pouvant être interprétées comme une réaction fragile du granite au serrage horizontal.

Quant aux autres systèmes de fracturation (en particulier les décrochements dextres) ils décalent fortement la bordure du granite d'El Urdh, alors qu'ils sont beaucoup moins marqués dans le granite de Najran, où ils n'apparaissent que comme une récurrence ultime de l'orogénèse du Najd.

Régionalement, certaines fractures liées à cette orogénèse affectent les grès du Wajid, ce qui prouve qu'elles ont été parfois localement réactivées après le Paléozoïque inférieur.

En résumé, les événements tectoniques majeurs qui ont déterminé la structure du site de Mudhiq sont les suivants :

- cycle tectonique du Hijjaz : métamorphisme régional, plissements et cisaillements N-S,
- orogénèse du Najd : compression E-W donnant naissance à des fractures conjuguées,
- fin Cambrien, mise en place du pluton de Najran.

### 3 - Le site du barrage

#### 3-1 - Pétrographie et caractéristiques mécaniques du substratum rocheux

La structure d'ensemble du massif montre un litage orienté sensiblement N-S avec des pendages 60 à 80° W.

Au niveau du site, le substratum rocheux est un tuf rhyolitique constitué en moyenne de 60 % de quartz, 25 % de feldspath, 10 % de micas (biotite et muscovite) et 5 % de minéraux accessoires. Cette formation d'origine volcanique ("Jiddah Group") a subi un léger métamorphisme.

Les données minéralogiques et chimiques (tableau VIII) confirment que l'on a affaire à une matrice rocheuse homogène.

Echantillon	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	75.03	68.06	79.18	70.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.13	14.07	11.65	14.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.54	5.49	0.99	2.96
MnO	0	0.07	0.03	0.05
MgO	0.32	0.44	0.31	0.73
CaO	0.37	1.25	0.33	1.55
Na <sub>2</sub> O	3.17	3.68	3.58	4.27
K <sub>2</sub> O	4.99	5.86	4.30	3.88
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.55	0.06	0.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.10	0.01	0.09
H <sub>2</sub> O	0.25	0.23	0.16	0.41

Tableau VIII - Résultats des analyses chimiques faites sur  
- les tufs rhyolitiques de Mudhiq (Institut Dolomieu, Grenoble).

Des essais de résistance sous charge ponctuelle (essai Franklin) ont été systématiquement réalisés sur le chantier en utilisant un équipement portatif.

Cet essai, qui consiste à rompre des tronçons de carottes entre deux pièces coniques à terminaison sphérique, est simple et facile à mettre en oeuvre au cours de la reconnaissance.

Il permet d'augmenter le nombre de données fournies par les sondages et, d'autre part, de répartir celles-ci à toute profondeur. On note, à cette occasion, une assez grande dispersion des résultats.

Pour réaliser cet essai, l'utilisation de carottes de diamètre D = 50 mm est recommandé. Ce diamètre, qui correspond à des dimensions de forage courantes, a été celui utilisé pour la campagne de reconnaissance du site.

P étant la charge de rupture, l'indice de résistance  $I_s$  est tel que :

$$I_s = \frac{P}{D^2}$$

Indice $I_s$ (MPa)	Résistance
8	très forte
4	forte
2	moyenne
1	faible
	très faible

Les essais effectués sur les carottes du site nous donnent des indices très élevés (en général supérieurs à 9), sauf pour les zones de cisaillement, où ils sont moyens (de l'ordre de 3).

Une corrélation existe entre l'indice Franklin  $I_s$  et la résistance en compression monoaxiale.

Bieniawski propose  $\sigma_c \approx 23 \cdot I_s$  (pour des carottes de 50 mm de diamètre). Selon cette relation, la résistance du substratum rocheux en compression monoaxiale serait le plus souvent largement supérieure à 100 MPa.

Deux séries d'essais de cisaillement effectuées, l'une sur le site, avec une boîte de cisaillement de terrain, l'autre en laboratoire, sur des carottes provenant des sondages, nous ont donné les résultats suivants :

- les 12 échantillons testés sur le terrain ont un angle de frottement ( $\phi$ ) compris entre 30° et 49°,
- les 10 échantillons testés en laboratoire ont un angle de frottement ( $\phi$ ) compris entre 35° et 42°.

Dans l'ensemble rhyolitique homogène s'intercalent, de place en place, des couloirs de déformation subverticaux de plusieurs mètres de largeur constitués de schistes verts.

Ces schistes, formés d'une matrice quartzo-feldspathique (50 %), dans laquelle on trouve des biotites orientées (30 à 35 %) et de la muscovite (10 %), soulignent exclusivement des zones de cisaillement et présentent des qualités mécaniques plus médiocres que celles du tuf.

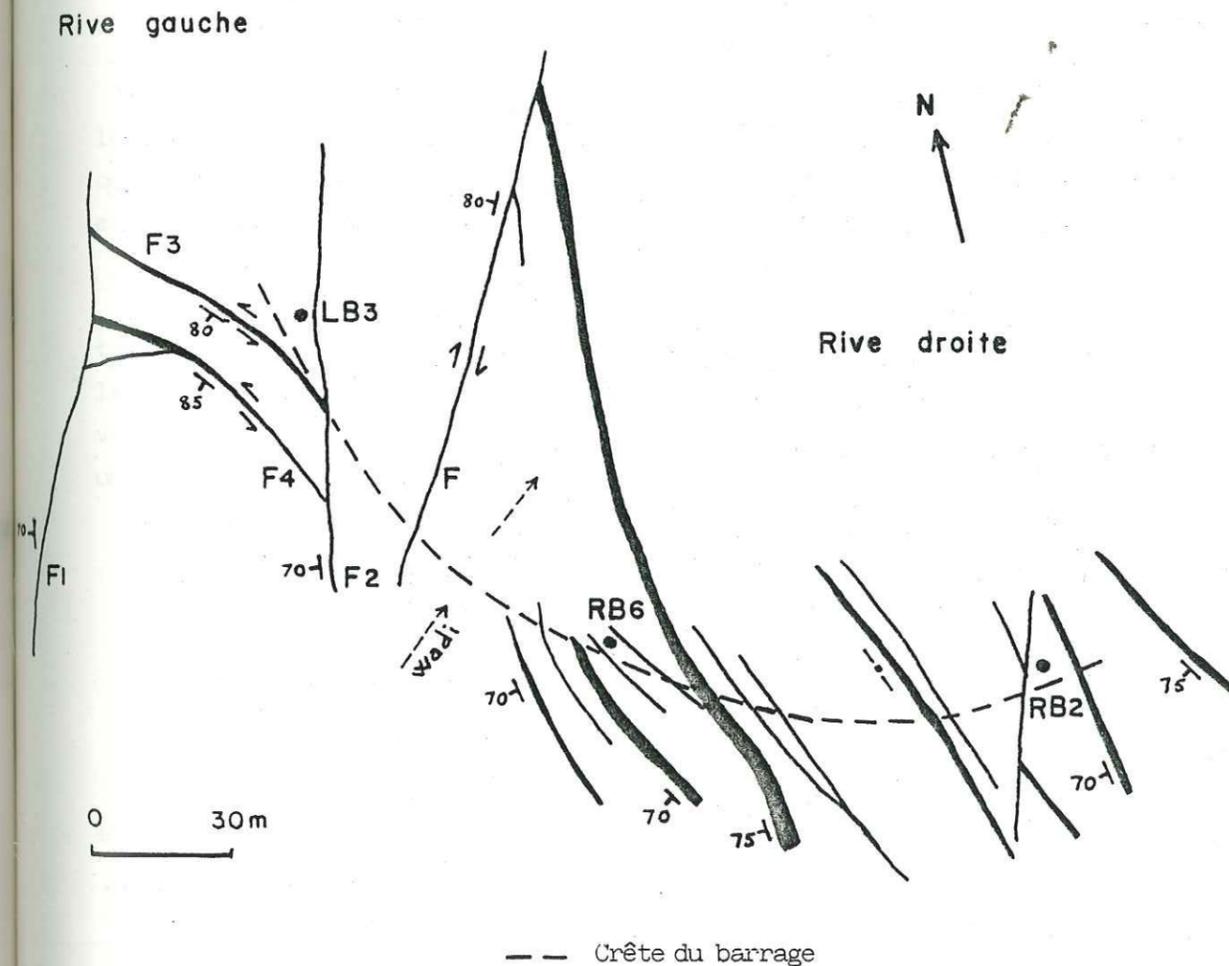
### 3-2 - Fracturation (fig. 29)

L'analyse structurale détaillée du site (échelle 1/500) et du fond de fouille (échelle 1/100) ainsi que les corrélations établies avec la tectonique régionale nous permettent de mettre en évidence les caractères suivants.

#### 3-2-1- Types de fractures

La majorité des fractures importantes qui affectent ce site sont des décrochements à pendage proche de la verticale.

Fig. 29.- Levé simplifié de la fracturation du fond de fouille et localisation des sondages où ont été effectués les essais dilatométriques (LB 3, RB 6 et RB 2).



### 3-2-2 - Orientation des fractures

Il ressort de l'analyse faite à toutes les échelles que la fréquence des discontinuités est maximale selon une direction NNW-SSE (N 140° à N 180°).

### 3-2-3 - Chronologie des fractures

Les accidents majeurs ont une orientation sensiblement N-S et un pendage subvertical (orogénèse du Hijjaz). Ces failles, qui se confondent localement avec le litage, affectent intensément l'appui rive droite en lui donnant un aspect très feuilleté. Nous retrouvons cette famille de fractures, mais moins développées, au niveau de l'appui rive gauche (failles F1 et F2).

Les cisaillements conjugués (orogénèse du Najd) sont bien représentés en rive gauche et au fond du lit. Appartenant à cette famille de fractures, les failles F3 et F4 (direction N 130° à N 140°) sont matérialisées par des couloirs de schistes verts (1 à 3 m d'épaisseur) qui montrent une schistosité signoïde confirmant un mouvement de cisaillement senestre.

La faille F (N 30°), masquée à l'origine sous les alluvions de l'oued, a fonctionné en décrochement dextre. Elle décale d'autre part systématiquement les fractures N-S : elle leur est donc postérieure.

A ce propos, il est intéressant de noter que certaines fractures N-S (F1 et F2) ont rejoué localement en décrochement postérieurement aux fractures F3 et F4, provoquant l'interruption des couloirs de schistes verts.

Aux systèmes de fracturation décrits précédemment, il faut ajouter des familles de fractures faiblement pentées (20° à 40°), généralement vers le NE ou le SE.

Ces fractures, que l'on attribue classiquement au phénomène de "décompression superficielle", sont en fait, comme sur le site d'Aridah, des cisaillements plats (le plus souvent, ces plans sont striés) ayant une grande extension : elles ont été retrouvées à plusieurs centaines de mètres de profondeur, dans les galeries de reconnaissance.

Ces joints sont généralement fermés, et le remplissage argileux, quand il existe, est très peu épais (de l'ordre du millimètre) et discontinu.

On peut noter que ces accidents faiblement pentés ont des directions compatibles avec la phase de serrage horizontal contemporaine des deux orogénèses précambriennes.

### 3.2.4. - Incidence pour l'interprétation des propriétés du site

Mises à part les grandes familles de fractures décrites précédemment, le levé détaillé du fond de fouille (1/100) nous donne une image très complexe, comportant une multitude de discontinuités annexes, dont la chronologie relative et les relations avec les accidents majeurs sont parfaitement identifiables.

Pour l'interprétation des propriétés géotechniques du site, il est important de noter que la structure intime du massif (bien visible au moment des fouilles) est caractérisée, surtout au fond de la vallée et en rive droite, par des volumes amygdalaires (classiques dans les zones de cisaillement) qui indiquent un raccourcissement maximal dans la direction E-W.

## 4 - Estimation des directions de compression du massif d'après les essais réalisés sur le site

### 4.1. - Résultats de la prospection sismique

Les mesures de vitesse des ondes longitudinales (P) ont donné les valeurs suivantes :

- rocher altéré et décomprimé : 200 à 1 500 m/s,
- rocher très fracturé : 3 000 à 4 500 m/s,
- rocher fissuré : 5 000 à 5 300 m/s.

Tous les profils transversaux (perpendiculaires à la vallée) ont confirmé les observations de surface, à savoir qu'au niveau de l'appui rive droite le rocher est très décomprimé sur une épaisseur supérieure à 15 m.

Les ondes transversales (S), quand elles ont pu être enregistrées, ont montré des vitesses variant entre 1 600 et 2 700 m/s.

Quant aux modules d'élasticité dynamique ( $E_{dyn}$ ) calculés à partir des mesures de  $V_p$  et  $V_s$ , leur valeur est en général supérieure à 2 500 MPa.

Une remarque s'impose quant à l'interprétation des résultats :

Les valeurs mesurées sont très dispersées, et il n'a pas été mis en évidence d'anisotropie de vitesse en fonction de l'orientation des profils, qui sont soit transversaux, soit longitudinaux. Or la fréquence des discontinuités est maximale suivant une direction NNW-SSE (voir 3.2.2). On aurait donc pu s'attendre à mesurer des vitesses plus faibles perpendiculairement à cette direction principale. Il semblerait que, si l'on considère le rocher en-dessous de la tranche décomprimée, les fissures soient fermées (ceci a été confirmé au moment des fouilles) et n'influent que très peu sur la propagation des ondes sismiques.

Cette caractéristique du massif implique un fort serrage actuel du rocher selon une direction sensiblement E-W.

#### 4.2 - Résultats des essais dilatométriques

Une campagne de reconnaissance comportant 21 sondages (1066 m) ainsi que trois galeries dans chaque rive (560 m) a été menée sur ce site.

Une série de mesures (60 essais) du module d'élasticité statique de la roche, effectuées au dilatomètre, ont été réalisées entre 6 et 54 m de profondeur dans trois forages verticaux : LB 3 (rive gauche du site), RB 6 (fond de la vallée) et RB 2 (rive droite).

Dans les trois sondages, les valeurs du module de déformation  $E_{stat}$  (100 à 3 000 MPa) augmentent avec la profondeur et montrent une bonne corrélation avec la densité de la fracturation (estimée dans les forages à l'aide du R.Q.D.).

Le dilatomètre utilisé comportant trois extensomètres (à 120° les uns des autres), pour chaque profondeur d'essai trois valeurs de E dans le plan horizontal (une par extensomètre) ont été obtenues : une petite, une moyenne et une forte.

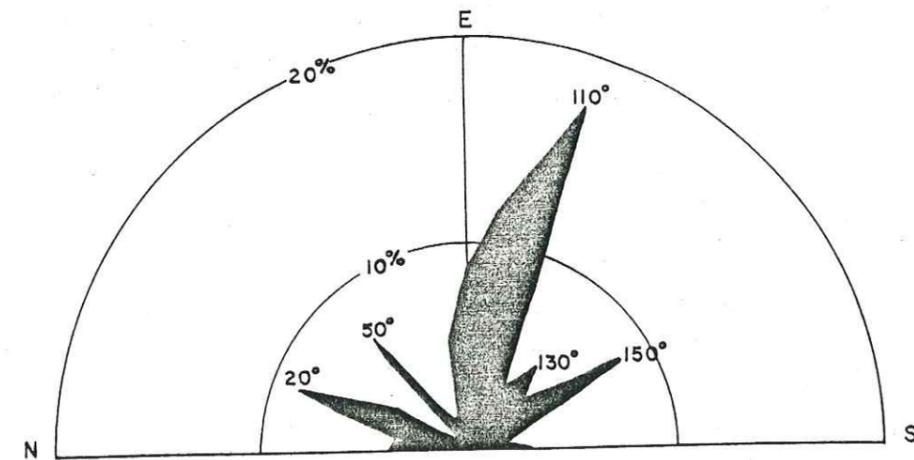


Fig. 30.- Répartition spatiale des valeurs élevées de  $E_{stat}$ .

En analysant la répartition spatiale de ces valeurs (fig. 30), nous avons pu mettre en évidence que beaucoup de valeurs élevées de E se situent entre N 80 et N 110°, c'est-à-dire selon une direction voisine de E-W.

L'hypothèse émise au paragraphe précédent (4.1) semble donc confirmée par l'anisotropie dilatométrique, puisque les caractéristiques élastiques du massif sont, cette fois-ci, non seulement égales mais généralement supérieures perpendiculairement aux directions principales des discontinuités.

#### 4-3 - Remarques sur les essais d'eau et le voile d'injection

Les résultats des essais d'eau préliminaires (réalisés dans les sondages de reconnaissance) et les injections de coulis du voile d'étanchéité ont révélé une perméabilité très faible, inattendue dans ce contexte intensément fracturé.

En effet, si l'on excepte la tranche de terrain superficielle décomprimée (0 à 15 m), la moyenne des absorptions d'eau est de l'ordre de 1 U.L. Cette quasi-étanchéité est confirmée par la faible absorption de coulis (en moyenne 10 kg de coulis par passe de 5 m), bien que les pressions d'injection (plusieurs MPa) soient beaucoup plus fortes que lors des essais Lugeon.

Ces essais confirment, une fois encore, qu'en profondeur, les discontinuités du massif sont très fermées.

C'est seulement dans le cas où existeraient des fractures T que l'orientation du serrage actuel serait susceptible de les ouvrir. Or le site en est pratiquement dépourvu, ce qui concourt à son étanchéité.

#### 5 - Conclusions

Sur le site de barrage de Mudhiq, les données géologiques, complétées par l'interprétation des mesures in situ, ont permis de mettre en évidence le comportement anisotrope du rocher de fondation. Comme nous l'avons montré, la majorité des fractures du site a pris naissance dans un système de compression sensiblement E-W et ce serrage, qui se manifeste aussi actuellement, influence très directement sa perméabilité qui, dans l'ensemble, reste faible.

Cette constatation a conduit à renforcer le réseau de drainage des appuis en utilisant trois galeries de reconnaissance tracées dans chaque rive. Ce dispositif est complété par des drains forés à partir de ces galeries ou de celles qui ont été ménagées à l'intérieur de l'ouvrage.

Les fractures faiblement pentées décrites précédemment (3.2.3) jouent un rôle majeur dans l'étude de stabilité de l'appui rive gauche de la voûte. De par leur genèse, ces fractures (en général fermées) s'interrompent les unes les autres, ce qui constitue autant d'obstacles aux mouvements relatifs des blocs. Ces observations structurales, venant en complément des résultats apportés par les essais de cisaillement effectués sur les carottes (cf. 3.1), nous ont permis de conclure que l'angle de frottement sur ces plans était d'au moins 37° et plus probablement 40°.

Chapitre VIII - Synthèse des études  
effectuées sur les sites d'Arabie Séoudite

Ces études illustrent la liaison étroite qui existe entre le contexte cinématique et structural et les caractéristiques géotechniques d'un site.

1 - Apports de l'analyse structurale

A toutes les échelles, l'analyse structurale permet de comprendre les mécanismes générateurs d'un système de fracturation souvent fort complexe et qui peut paraître complètement anarchique au premier abord.

C'est ainsi que le schéma de fracturation du bouclier arabe est un héritage de phases orogéniques anciennes parmi lesquelles on distingue :

- l'orogénèse du Hijjaz (entre 650 et 610 Ma), qui a imposé aux ensembles métamorphiques une foliation N-S et une série d'accidents eux aussi de direction sensiblement N-S ;
- l'orogénèse du Najd (entre 590 et 540 Ma), qui résulte d'une compression E-W et se traduit par le développement d'un imposant système de failles de décrochement senestres (Najd fault system) d'orientation N 130° à N 140° ;
- à cet épisode du Najd doivent être rattachés les décrochements dextres d'orientation NE-SW et les fractures E-W souvent injectées de filons, qui doivent être interprétées comme des fractures de tension (T) parallèles à la direction de compression.

2 - Apports des mesures in situ

2-1 - Célérité des ondes sismiques

Sur les sites de Wadi Aridah et de Wadi Buwrah, la prospection sismique, réalisée à l'aide de profils transverses et parallèles à la vallée, a montré dans les deux cas que les vitesses sismiques ( $V_p$ ) sont systématiquement supérieures selon une direction sensiblement ENE-WSW, orthogonale à la plus grande densité de fractures relevées sur le site et bien individualisée à l'échelle du bouclier.

Cette différence de vitesse (de l'ordre de 1 000 m/s), mesurée selon la direction de deux profils, tendrait à notre avis à prouver qu'un certain serrage se manifeste actuellement dans une direction sensiblement ENE-WSW.

Sur le site de Mudhiq, il n'a pas été mis en évidence d'anisotropie des vitesses sismiques ( $V_p$ ) en fonction des profils soit transverses soit parallèles à la vallée. Or on pouvait s'attendre à mesurer des vitesses plus faibles perpendiculairement à la direction de fracturation (NNW-SSE). Ce résultat implique un fort serrage du rocher selon une direction sensiblement E-W.

### 2-2 - Mesures dilatométriques

Les essais dilatométriques réalisés dans trois forages verticaux (entre 6 et 54 m de profondeur) sur le site de Mudhiq, ont montré que la déformabilité élastique est moins élevée selon une direction E-W, ce qui implique un serrage plus intense selon cette même direction.

### 2-3 - Perméabilité déduite des injections

L'appui rive droite du site d'Aridah où prédominent les fractures T (E-W), s'est révélé très perméable lors des essais Lugeon. Cette constatation est cohérente avec une remarque précédente, car elle tend à confirmer que ces fractures auraient tendance à s'ouvrir dans la direction de serrage mise en évidence par la prospection sismique.

Sur le site de Mudhiq, les essais d'eau montrent des absorptions faibles, inattendues dans ce contexte intensément fracturé.

D'autre part, les injections de coulis du voile d'étanchéité, elles aussi peu importantes, confirment que les discontinuités du massif sont très fermées sous l'effet d'un serrage s'exerçant suivant une direction sensiblement E-W, et que les fractures T ne sont pas représentées.

### 3 - Apports de la tectonique globale

Dans un certain nombre de plaques lithosphériques (Amérique du Nord, Eurasie) les informations sont suffisamment denses et cohérentes pour qu'une certaine variation du champ de contrainte puisse être cartographiée.

Malheureusement, dans la plaque qui nous intéresse ici plus particulièrement (plaque arabique), les mesures directes de contraintes sont peu abondantes.

### 3-1 - Utilisation de modèles calculés

En l'absence de données fiables sur le champ de contraintes régionales pour la plaque arabique, une solution consiste à calculer ce champ en raisonnant sur des modèles de plaques lithosphériques traités en éléments finis. Le problème, là aussi, n'est pas simple, car la multiplicité des modèles entraîne une multiplicité des solutions.

Par multiplicité des modèles, nous entendons le choix des forces à appliquer aux plaques : poussée horizontale aux dorsales, traction aux fosses de subduction, compression dans les zones de collision continentale. Les modèles se compliquent encore si l'on tient compte de la viscosité relative entre lithosphère et manteau.

Parmi l'ensemble des modèles calculés, on peut constater, selon les plus complexes, que le champ de contraintes calculé au centre de la plaque arabique révèle un axe principal qui reste orienté dans un secteur azimutal NNE-SSW.

Si, de plus, on tient compte des données expérimentales disponibles pour les plaques environnantes (Eurasie, Afrique, Inde), le modèle le plus cohérent est le modèle E 31 de RICHARDSON et al. (1979) qui fournit une orientation N 45° pour l'axe de pression.

Il faut noter que cette orientation est valable au centre de la plaque arabique. Notre champ d'étude se situant à une distance relativement faible de la dorsale de la Mer Rouge (250 à 300 km), une réorientation des contraintes au voisinage du rift n'est pas exclue.

### 3-2 - Utilisation de données cinématiques

Bien qu'il soit impossible de lier rigide-ment l'orientation d'une vitesse de plaque lithosphérique à une orientation des contraintes, l'erreur commise en abordant le problème de cette façon resteprobablement du même ordre de grandeur que par les autres méthodes.

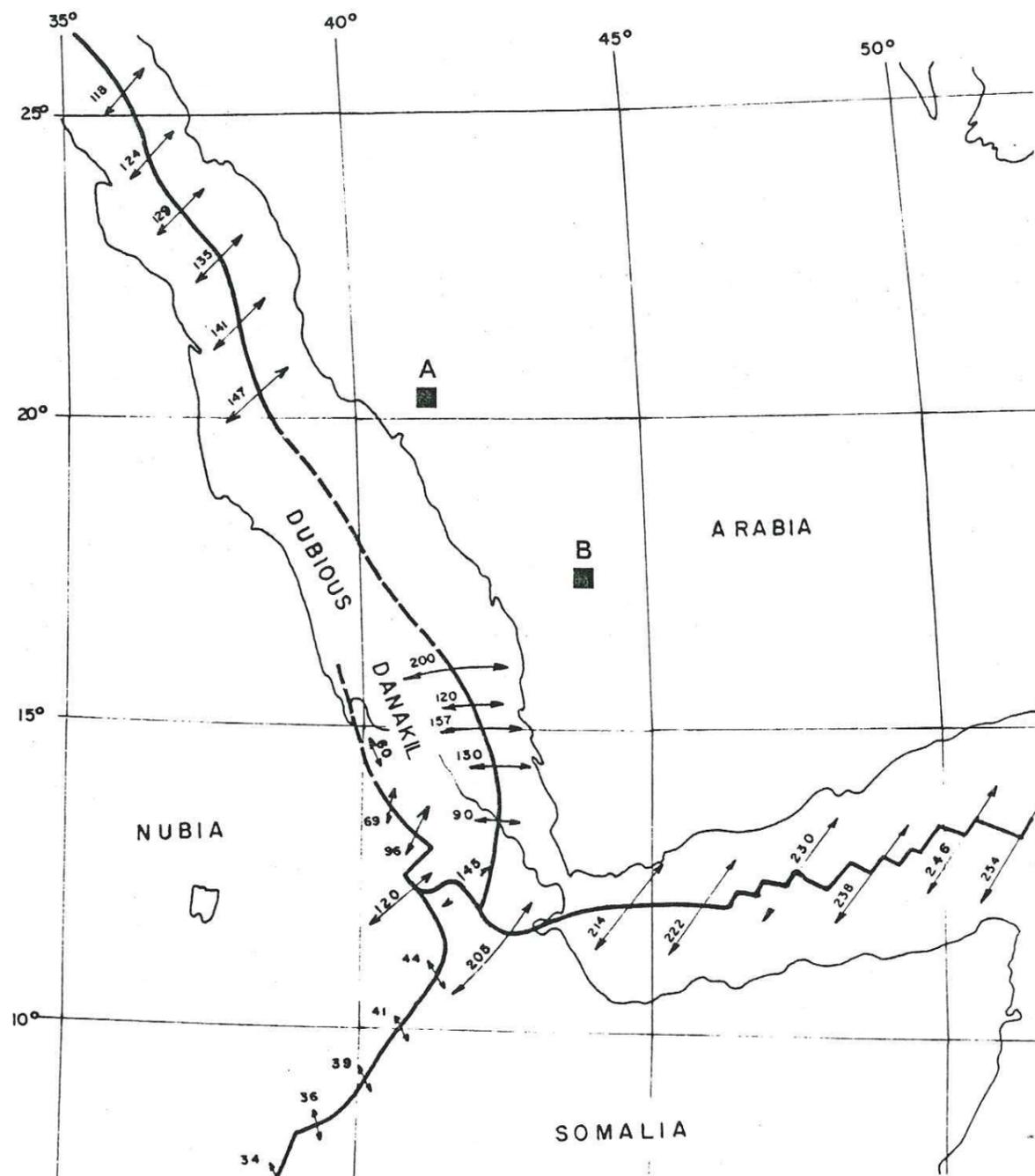


Fig. 31.- Carte des vecteurs du mouvement total depuis le Miocène pour les rotations finies des différentes plaques :  
Arabie, Somalie, Nubie, Danakil (d'après LE PICHON et FRANCHETEAU, 1978).

Les vecteurs sont représentés à l'échelle de la carte avec leur module exprimé en kilomètres.

- A : sites étudiés dans la région de Taïf
- B : site de barrage de Mudhiq

Si l'on utilise le pôle de rotation instantanée déterminé le plus récemment pour le couple Arabie/Danakil (LE PICHON et FRANCHETEAU, 1978) on aboutit, pour un point situé en bordure de la plaque arabe (latitude 20° N, longitude 40° E), à une vitesse de dérive orientée vers le NE (azimut 50°). Notons que cette direction correspond à la direction moyenne des failles transformantes du Sud de la Mer Rouge (STUART, 1979). On retrouve donc toujours ce même secteur NE, qui apparaît bien, ici encore, prépondérant.

Enfin un élément de comparaison intéressant est fourni par la carte fig. 31 (LE PICHON et FRANCHETEAU, 1978), qui fait apparaître les mouvements totaux depuis le Miocène inférieur entre les différentes plaques présentes. Bien que, sur le plan des contraintes, l'interprétation de cette carte soit encore plus délicate que celle d'une carte des mouvements instantanés, il est frappant de constater le changement d'orientation des vecteurs entre le Nord et le Sud de la Mer Rouge. Ce phénomène trouve bien sûr une explication dans le fractionnement de la plaque africaine en plaques Nubie et Danakil, mais ce changement d'orientation est tout particulièrement cohérent avec les serrages observés qui sont plutôt ENE-WSW dans la région de Taïf et E-W sur le site de Mudhiq, à la frontière du Yémen.

#### 4 - Conclusions

Les études de sismicité menées sur la plaque arabe conduisent à conclure que les sollicitations actuelles, aux limites SW de cette plaque, sont à l'origine d'un état de contrainte fortement anisotrope, susceptible d'être mis en évidence par des études géotechniques.

Le schéma de fracturation du bouclier est hérité d'une évolution tectonique ancienne (Précambrien) où les phases orogéniques du Hijjaz et du Najd correspondent typiquement à des compressions E-W. Ce schéma de fracturation est repris actuellement dans un champ de contraintes dont l'orientation

globale paraît peu différente de la précédente, lié cette fois-ci à l'ouverture de la Mer Rouge depuis le début du Tertiaire.

Tous les résultats apportés par l'étude géologique et les mesures in situ sont concordants avec les données de la tectonique des plaques et permettent d'expliquer les anisotropies observées ponctuellement sur les sites étudiés, situés à une distance relativement faible (250 à 300 km) de la dorsale de la Mer Rouge.

### TROISIEME PARTIE

DEUX SITES DE BARRAGE DES PYRÉNÉES-ORIENTALES

Les deux sites étudiés sont situés dans le même secteur géographique (Pyrénées-Orientales) et appartiennent aux terrains cristallins de la zone axiale pyrénéenne. Ils ont de plus la particularité de se trouver à proximité de failles importantes à l'échelle régionale.

Le site du barrage de Laparan se trouve dans le massif d'Aston. Ce massif est limité au Sud par la faille de Mérens (E-W), satellite de la faille nord-pyrénéenne que l'on rencontre à une dizaine de kilomètres au Nord.

Le site du barrage de Vinça se trouve à l'extrémité orientale du massif de Quérigut, à proximité d'une autre faille importante, la faille de Catalogne (N 60°).

La reconnaissance de ces sites a débuté par une étude régionale de la fracturation en faisant appel aux documents existants : cartes géologiques, photographies aériennes, études structurales. Cette première approche a également pris en compte la sismicité régionale. Dans le secteur étudié, celle-ci est apparemment faible, selon les études sommaires réalisées jusqu'ici. Au contraire, la sismicité plus importante de la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées a permis des études systématiques aboutissant à des résultats cohérents (GAGNEPAIN et al., 1980).

Après avoir défini le contexte régional, nous avons procédé sur chaque site à une analyse microtectonique et cinématique de la fracturation. Les résultats fournis par cette analyse ont été comparés aux données des mesures in situ (vitesses sismiques, essais de perméabilité, essais dilatométriques ou au vérin plat).

### 1 - Données générales

#### 1-1 Cadre géologique et structural (fig. 1)

Les deux sites étudiés se trouvent chacun dans un massif cristallin de la zone axiale pyrénéenne. Cette zone est formée de roches précambriennes et paléozoïques affectées par l'orogénèse hercynienne et remobilisées lors de la tectogenèse pyrénéenne. Le barrage de Laparan est situé dans le massif d'Aston et celui de Vinça à l'extrémité orientale de celui de Quérigut. Ces massifs sont des plutons intrusifs dans le socle précambrien, transformés par le métamorphisme général hercynien. Ils forment une bande allongée dans le sens E-W, limitée au Nord par la faille nord-pyrénéenne et au Sud par la Faille de Mérens, toutes deux jalonnées par de larges

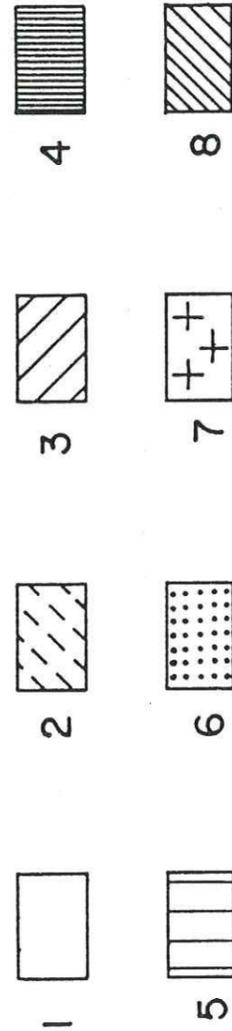
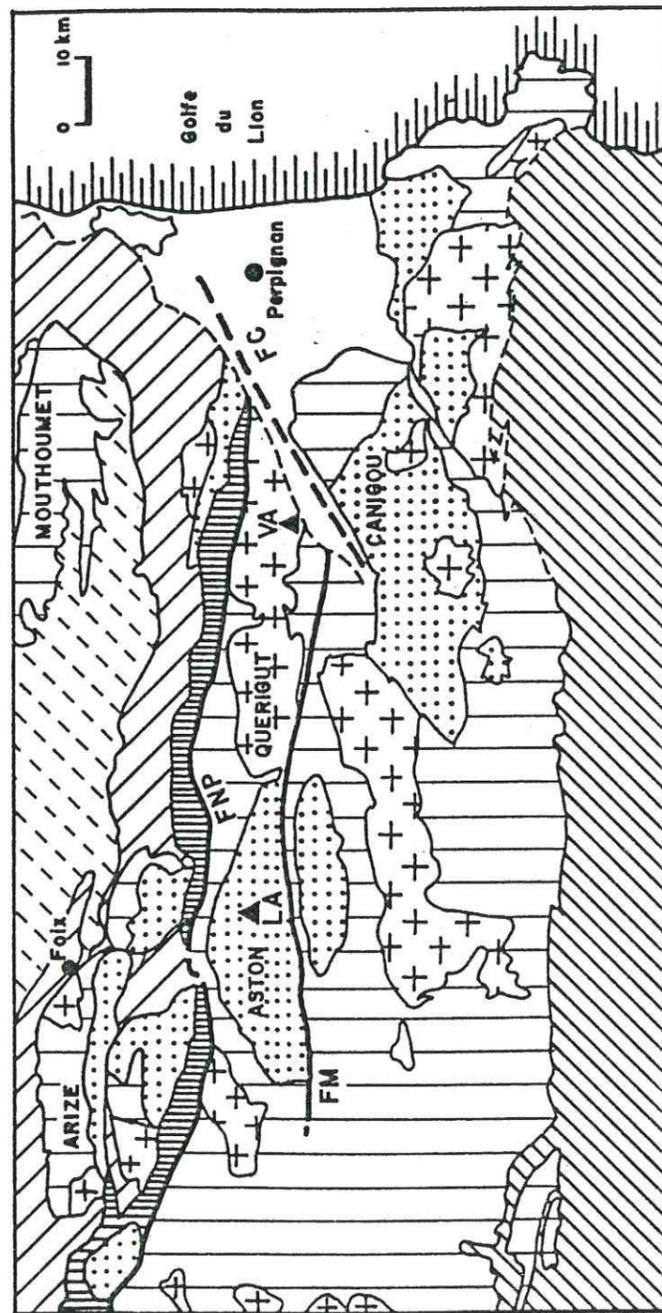


Figure 1. - Cadre géologique régional des sites étudiés (d'après SOUQUET et al., 1977).

- 1 = Quaternaire et Néogène, 2 = Zone sous-pyrénéenne et avant-pays,  
 3 = Zone nord-pyrénéenne, 4 = Zone interne métamorphique, 5 = Paléozoïque  
 6 = Cristallophyllien, 7 = Granites, 8 = Haute chaîne primaire,  
 FNP = Faille nord-pyrénéenne, FM = Faille de Mérens, FC = Faille de Catalogne, LA = Site de Lapanan, VA = Site de Vinça.

bandes mylonitiques. Ces failles apparaissent à la fin des déformations hercyniennes et sont le siège de déplacements senestres jusqu'à l'Eocène (SOULA et BESSIERE, 1980). Ces déplacements induisent une déformation rotationnelle senestre qui se manifeste de différentes manières selon l'échelle d'observation. A l'échelle métrique, des kink-bands affectent l'encaissant du massif de Quérigut très tôt après la mise en place du pluton, en indiquant une direction de compression NE-SW (APARICIO et LELUBRE, 1976). A l'échelle plurikilométrique apparaissent des fractures NW-SE de type dextre se présentant sous forme de bandes mylonitiques découpant les plutons et qui affectent également les terrains secondaires et tertiaires des bassins limitrophes. Ces faits prouvent la persistance du régime de cisaillement senestre au voisinage de la zone axiale pyrénéenne jusqu'au début du Tertiaire, et justifient que le déplacement du bloc ibérique par rapport à l'Europe ait été évalué à plusieurs centaines de kilomètres (CHOUKROUNE et al., 1973).

Il semble qu'à l'Eocène supérieur (MULLER et ROGER, 1977) la direction de serrage devienne NW-SE et s'accompagne du coulissage de la faille nord-pyrénéenne dans le sens dextre, avant une ultime période de serrage N-S. Dans les massifs cristallins de la zone axiale, la fracturation, qui comprend essentiellement des failles décrochantes, est une image finale de la déformation pyrénéenne polyphasée. Cette image intègre en effet les différents mouvements induits dans ces massifs paléozoïques depuis le cycle hercynien, par le déplacement relatif, le long des fractures majeures E-W, des deux grands blocs continentaux.

### 1-2. Sismicité

Une synthèse récente de la sismicité pyrénéenne (DAIGNIERES, 1982) montre que, dans la partie occidentale de la chaîne, les mécanismes au foyer analysés sont presque tous compatibles avec une direction de compression horizontale NW-SE, correspondant à un mouvement dextre le long de la faille nord-pyrénéenne. Nous ne disposons pas de données précises sur les Pyrénées orientales en général ni sur la faille de Catalogne en particulier. Cependant, d'après la carte sismotectonique de la France (BRGM, 1981) cette faille peut être considérée comme active.

### 1-3. Conclusion

Le modèle d'un mouvement relatif senestre majeur de la plaque ibérique par rapport à l'Europe (CHOUKROUNE et MATTAUER, 1978) est le seul qui arrive à intégrer toutes les données géologiques et géophysiques (DAIGNIERES, 1978 : anomalies magnétiques du golfe de Gascogne, anomalies

gravimétriques E-W importantes, anomalies magnétiques de la zone axiale, zonation N-S de l'épaisseur de la croûte, etc.).

La cinématique des structures majeures de la chaîne est cohérente avec ce modèle de transformation senestre, et permet de supposer la persistance, jusqu'au début du Tertiaire, d'une direction de compression NE-SW.

Cependant, la sismicité actuelle des Pyrénées occidentales, qui indique une direction de serrage NW-SE correspondant à un mouvement dextre le long de la faille nord-pyrénéenne, montre qu'il y a évolution de la direction de compression au cours du temps.

## 2 - Etude du site de barrage de Lapanan

### 2-1. Etude structurale régionale

Le site étudié se trouve sur le cours supérieur de l'Aston (Pyrénées-Orientales, au SE de Foix) qui donne son nom au massif. L'ensemble du site est occupé par la formation dite des "gneiss de Riète", orthogneiss issus du métamorphisme général hercynien d'un pluton granitique du socle précambrien.

La carte géologique Vicdessos au 1/50 000 figure les directions majeures de la fracturation du massif d'Aston. Dans l'ordre chronologique apparaissent d'abord des fractures N-S dextres. Ces fractures sont ensuite recoupées et décalées par d'autres, de direction N 30°, également dextres. Ces deux premières familles sont à leur tour affectées par les fractures post-mésozoïques N 130° dextres dont on a parlé plus haut. Il faut encore mentionner des fractures E-W, dont les rapports avec les précédentes n'apparaissent pas clairement sur la carte, mais qui semblent manifester une extension N-S, car elles sont parfois injectées de granite.

### 2-2. Fracturation du site

Les mesures de fracturation que nous avons effectuées sur le site même ont été reportées sur un fond topographique à grande échelle (fig. 2) et permettent deux observations. La première concerne la différence nette existant entre les fractures majeures de la rive droite et celles de la rive gauche. La rive droite présente trois familles de fractures, l'une constituée de plans de direction N 50° - 60°, verticaux, une famille de fractures E-W pentées à 45° vers le Nord, et une dernière, de direction N-S, pentée à 45° vers l'Ouest, correspondant à des plans limités à une zone située immédiatement à l'aval de l'ouvrage et constituant la base d'une "écaïlle", dont, finalement, de nombreuses reconnaissances ont montré qu'elle n'était pas séparée du massif comme on pouvait le craindre.

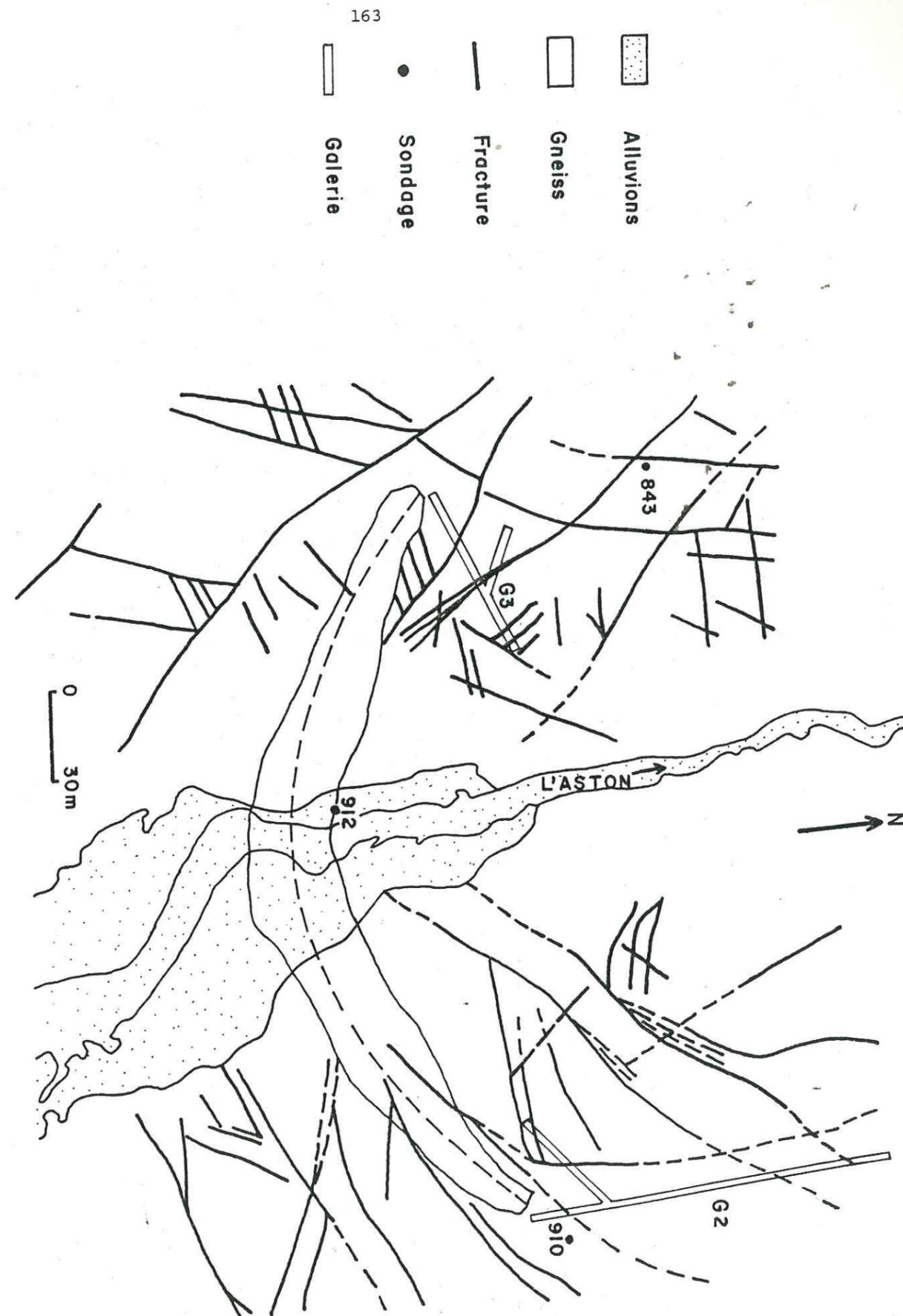


Figure 2. - Schéma de fracturation du site de Lapanan.

La rive gauche présente également trois directions privilégiées de fractures, l'une comprise entre N 130° et N 150°, à mouvement dextre, appartenant aux fractures majeures des plutons hercyniens citées plus haut, une direction N-S à N 15°, à mouvement dextre, et une famille de direction N 50°, siège de mouvements senestres.

On remarque également que les fractures majeures à l'échelle du site (N 130°, N 50°-60°, N 0°-20°) correspondent en général aux directions principales figurant sur la carte Vicdessos au 1/50 000, à l'exception de la famille N 50°-60° qui est probablement une fracturation satellite de l'une des directions précitées ou des mégafractures (faille Nord-pyrénéenne, faille de Mérens).

La collecte, si minutieuse soit-elle, des sens de déplacement sur les différentes discontinuités, et le report sur un diagramme stéréographique ne permettent pas de connaître d'une manière simple la direction des axes principaux X, Y, Z de la déformation globale discontinue (ARTHAUD, 1969) à partir desquels on pourrait délimiter un secteur contenant la direction de serrage du massif. Pour déterminer la position spatiale de ces axes principaux, nous avons utilisé la méthode dite des "dièdres droits" (ANGELIER et MECHLER, 1977). La direction NE-SW de l'axe de raccourcissement Z qu'elle permet de déterminer, conduit à proposer comme axe de serrage du massif une direction appartenant au quadrant NE, comparable à celle que suppose la structuration de la chaîne par transformation senestre (1.3) jusqu'au Tertiaire.

## 2-3. Résultats des essais in situ

### 2.3.1. Etude des vitesses sismiques

Les vitesses sismiques ont été mesurées en galerie (fig. 2) selon des directions N 170° ( $G_2$ , rameau principal) et N 40° ( $G_2$ , rameau annexe) sur la rive droite, N 60° ( $G_3$ , rameau principal) et N 110° ( $G_3$ , rameau annexe) sur la rive gauche. Les résultats obtenus doivent être interprétés avec prudence. En effet, les différences de vitesse apparues ne peuvent être expliquées par une anisotropie de structure de la roche, dont l'aspect tourbillonnaire garantit une répartition spatiale aléatoire des orientations minérales. Mais, d'autres facteurs que nous ne savons pas prendre en compte de façon satisfaisante peuvent être responsables de l'hétérogénéité des résultats :

- la différence de charge lithostatique, dépendant de la profondeur de la galerie sous la surface topographique ;
- l'existence d'un versant, qui modifie la répartition des

contraintes, donc le gradient vertical des vitesses ;

- la fracturation, qui peut ralentir la propagation de l'onde élastique lorsqu'elle est plus ou moins perpendiculaire à son parcours (FABRE et al., 1983) ;

- l'insuffisance du nombre de mesures sur chaque site.

On se borne donc à remarquer que les vitesses les plus grandes sont plutôt E-W ( $v_p = 5\ 700$  m/s), alors que, dans la direction N-S, les vitesses mesurées sont de l'ordre de 4 800 m/s.

De plus, les vitesses mesurées au laboratoire sur les échantillons (sans orientation minéralogique préférentielle) que nous avons prélevés, montrent des valeurs moyennes (4 000 m/s), inférieures à celles mesurées in situ (entre 4 500 et 5 700 m/s). Cet écart important peut sans doute être expliqué par l'état de confinement régnant dans les appuis, qui les majorerait sensiblement.

### 2.3.2. Etude des contraintes

Les mesures de contrainte in situ, effectuées en galerie ( $G_2$  et  $G_3$ ) au vérin plat, sur un rocher à maille de fracturation lâche, permettent de calculer le champ de contraintes régnant dans le versant. La direction de la contrainte principale majeure de 14 MPa est parallèle à la ligne de plus grande pente du versant, c'est-à-dire E-W, la direction intermédiaire, de 8 MPa, est parallèle aux courbes de niveau (N-S), et la contrainte mineure de 1 MPa s'exerce perpendiculairement au versant.

A. CARRERE (1982) montre, par le calcul, qu'un tel état de contrainte ne peut être expliqué uniquement par un effet de versant. C'est pourquoi nous proposons, au vu de la direction des vitesses sismiques maximales, peu différente de celle de la contrainte principale majeure, d'imputer la valeur anormalement élevée de cette dernière au contexte géodynamique local, c'est-à-dire à une direction de serrage sensiblement E-W.

### 2.3.3 Mesures au dilatomètre

Des mesures au dilatomètre ont été effectuées dans trois sondages (fig. 2) implantés en rive gauche (n° 843), au fond de la vallée (n° 912) et en rive droite (n° 910). Ces essais ont été réalisés entre 10 et 40 m de profondeur à l'aide d'un dispositif en étoile selon les directions N-S, N 120° et N 240°.

Aux faibles profondeurs, on constate des différences dans les résultats obtenus d'un sondage à l'autre. Ces différences peuvent être imputées à la présence de fractures appartenant à une ou plusieurs des familles recensées sur le site, toujours plus ou moins ouvertes près de la surface.

Au contraire, à partir de 20 m de profondeur, nous avons une bonne concordance des résultats comme le montre le tableau I.

Sondage	Profondeur (m)	Module élastique $E_{stat}$ (MPa)		
		N-S	N 120°	N 240°
rive gauche (n° 843)	10	10 600	13 400	15 900
	22	17 000	25 500	20 500
	40	13 400	24 000	18 000
fond de la vallée (n° 912)	14	28 000	63 000	42 000
	17	18 800	31 500	18 100
	30	30 000	42 000	36 000
rive droite (n° 910)	12	17 600	24 500	17 600
	20	13 600	34 500	17 000
	40	14 500	28 000	19 500

Tableau I. - Résultats des mesures dilatométriques.

Ces résultats indiquent qu'à partir de 20 m de profondeur on a toujours :

$$E(N-S) < E(N 240^\circ) < E(N 120^\circ).$$

Nous en déduisons que la déformabilité du rocher est beaucoup moins importante selon la direction N 120°.

Ce résultat ne pouvant être expliqué par une anisotropie de structure de la roche, nous sommes obligé de conclure à un serrage selon une direction voisine de NW-SE.

#### 2.3.4. Perméabilité du massif

Les essais Lugeon (290) réalisés d'une façon systématique dans tous les sondages, montrent qu'au-delà de 35 m de profondeur la perméabilité du rocher peut être considérée comme faible (2 à 3 U.L.).

Dans sa masse, le gneiss du site de Laparan est donc pratiquement imperméable, mais on doit aussi noter que, dans certaines tranches localisées, il s'est montré perméable au point qu'il n'était pas possible d'atteindre la pression requise. Cette observation montre que certaines fractures sont ouvertes, en particulier en rive gauche, où des circulations d'eau ont pu être observées au moment des travaux (fractures N 130°).

Au barrage de Pla de Soulcem, situé également dans le massif d'Aston et dans un même contexte morphologique (vallée du Mounicou, N-S) que celui de Laparan, le système de fracturation, peu dense, est identique à celui étudié en détail à Laparan. Sur ce site, globalement peu perméable (absorptions faibles à partir de 10 m et nulles à 40 m de profondeur), des perméabilités plus fortes ont cependant été mesurées au voisinage de grandes failles N 130° (en particulier en rive droite).

Cette ouverture des fractures peut être interprétée de la même manière que les anisotropies mesurées, qui traduisent toutes un serrage plus important du rocher dans une direction NW - SE à E-W.

#### 2-4 - Conclusion

L'ensemble des reconnaissances mises en oeuvre sur le site de barrage de Laparan montrent que les différentes anisotropies mesurées (vitesses sismiques, contraintes in situ, déformabilité, perméabilité) sont compatibles avec une direction de serrage actuelle NW-SE, telle que la suggèrent les récentes études de sismicité effectuées plus à l'Ouest, dans la région d'Arette, mais non avec la direction de raccourcissement relative aux structures pyrénéennes, obtenue par l'analyse cinématique de la fracturation.

#### 3 - Etude du site du barrage de Vinça

Le barrage de Vinça (mis en eau en 1978) est un ouvrage poids en béton, haut de 60 m, construit sur la Têt en amont de Perpignan.

Le site se trouve à l'extrémité orientale du complexe plutonique de Quérigut, qui a été bien étudié dans sa partie ouest (MARRE, 1973).

Les particularités géologiques de ce site (granite) ont été décrites dans un article du symposium de Tbilissi (ANTOINE et FABRE, 1979).

### 3.1. Etude structurale régionale

Une étude par photointerprétation (fig. 3) du batholite granitique, dans les environs du site, fait apparaître plusieurs grandes directions de fracturation :

- une famille de fractures sensiblement N-S à NNW-SSE,
- une famille de fractures dont la direction varie de NE-SW à E-W,
- outre ces fractures majeures, qui guident l'architecture régionale, il existe un couloir de déformation de direction NW-SE, bien visible en rive gauche du site.



Fig. 3.- Schéma de fracturation du site de Vinça (photointerprétation).

### 3.2. Fracturation du site

L'étude géologique de surface (fig. 4) ainsi que la synthèse des reconnaissances soulignent le fait que le massif est affecté par une fracturation intense résultant de déformations superposées.

Les mesures détaillées de fracturation que nous avons refaites à l'échelle du site en 1982, et qui concernent des discontinuités du même ordre que celles figurant sur le levé du fond de fouille (fig. 5) font ressortir les mêmes directions que l'étude structurale régionale,

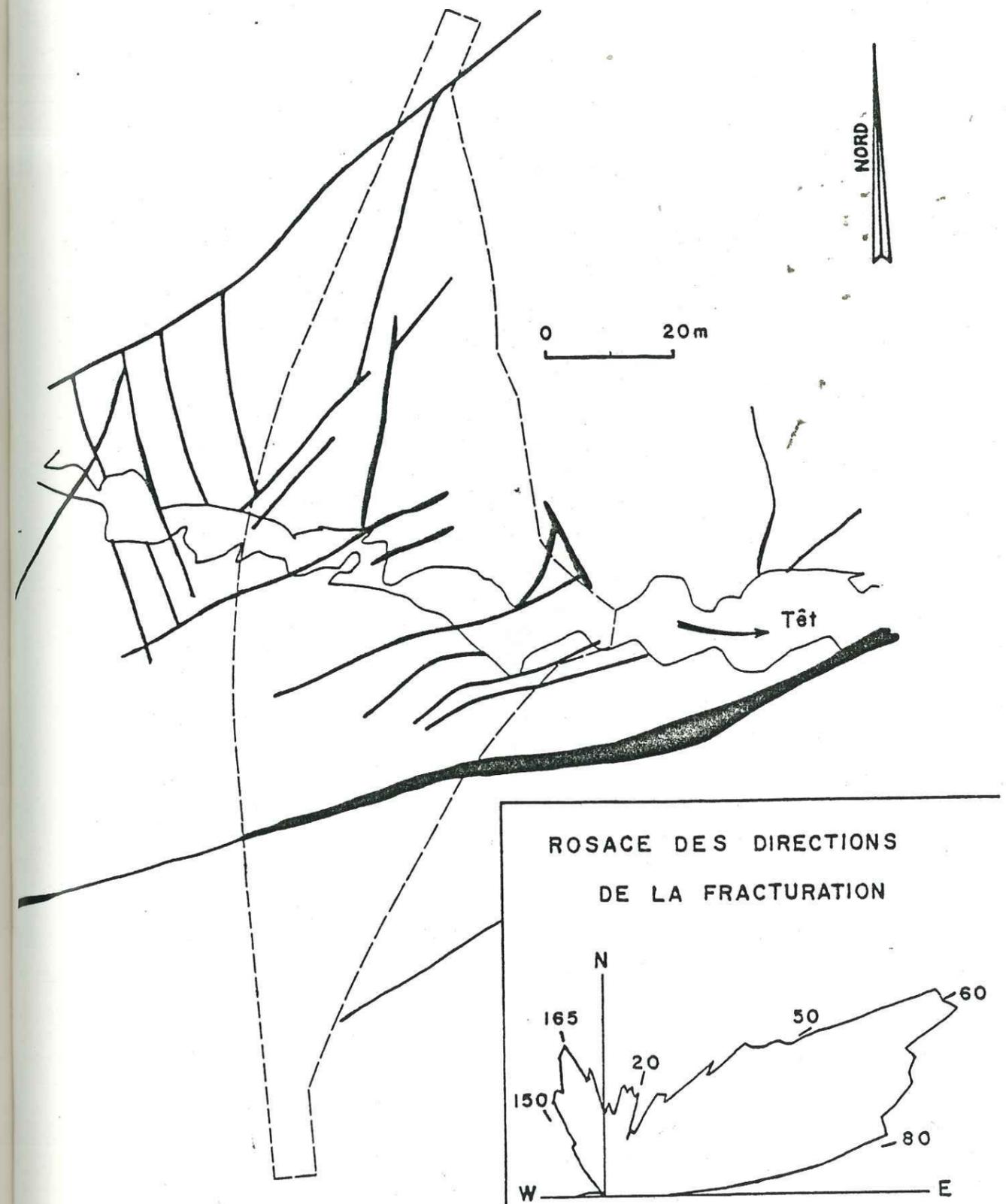


Figure 4. - Barrage de Vinça : carte de la fracturation établie en phase préliminaire et emplacement du barrage (d'après ANTOINE et FABRE, 1979).

bien que d'une manière moins nette, puisqu'elles incluent les irrégularités des plans majeurs et les directions des fractures satellites qui leur sont associées ; on distingue donc :

- une grande famille de plans, de direction comprise entre N 60° et N 80° généralement fortement pentés au N ou au S ;
- une famille de plans de direction N 170° à N-S, fortement pentés à l'W ;
- des fractures de direction N 40° - 50° avec de forts pendages SE ;
- des fractures d'extension de direction NW-SE, de pendages variés.

Comme dans le cas du site de Laparan, il était impossible d'évaluer directement la direction des axes X, Y, Z de la déformation et la direction de serrage du massif.

Nous avons donc appliqué la méthode des dièdres droits et obtenu la direction NE-SW pour l'axe Z des raccourcissements. Là encore, la direction de serrage ainsi évaluée est analogue à celle qui est responsable de la structuration majeure de la chaîne jusqu'au début du Tertiaire.

### 3.3. Fracturation du fond de fouille

La carte de fracturation (fig. 5), relevée après la réalisation des fouilles (à 10 m de profondeur), donne une impression de grande densité et de complexité, confirmant l'analyse faite au moment des études préliminaires.

Le canevas de fracturation montre que les directions les plus fréquentes sont comprises entre N 50° et N 100°, avec un maximum N 60° à N 70°, de même direction que la faille de Catalogne (N 60°).

Par ailleurs, les grandes familles de fractures délimitent dans le massif granitique des volumes rocheux de forme amygdalaire, qui résultent sans doute de l'évolution en compression de zones de décrochement (ROBERT et VIALON, 1976).

L'observation de ces amygdales, présentes à toutes les échelles, et la proximité (à quelques kilomètres au Sud) de la faille de Catalogne, nous conduisent à penser que la structure du site est directement liée à ce grand décrochement.

L'ensemble de la fracturation relevée en surface (fig. 4) et sur le fond de fouille (fig. 5) a été étudié à l'analyseur d'images (CHATAGNON, 1982). Cette analyse tient compte des discontinuités élémentaires (R, R', T) qui prennent naissance dans une zone de décrochement et permet de montrer que la faille de Catalogne (N 60°) a joué en décrochement senestre et dextre à des époques différentes.

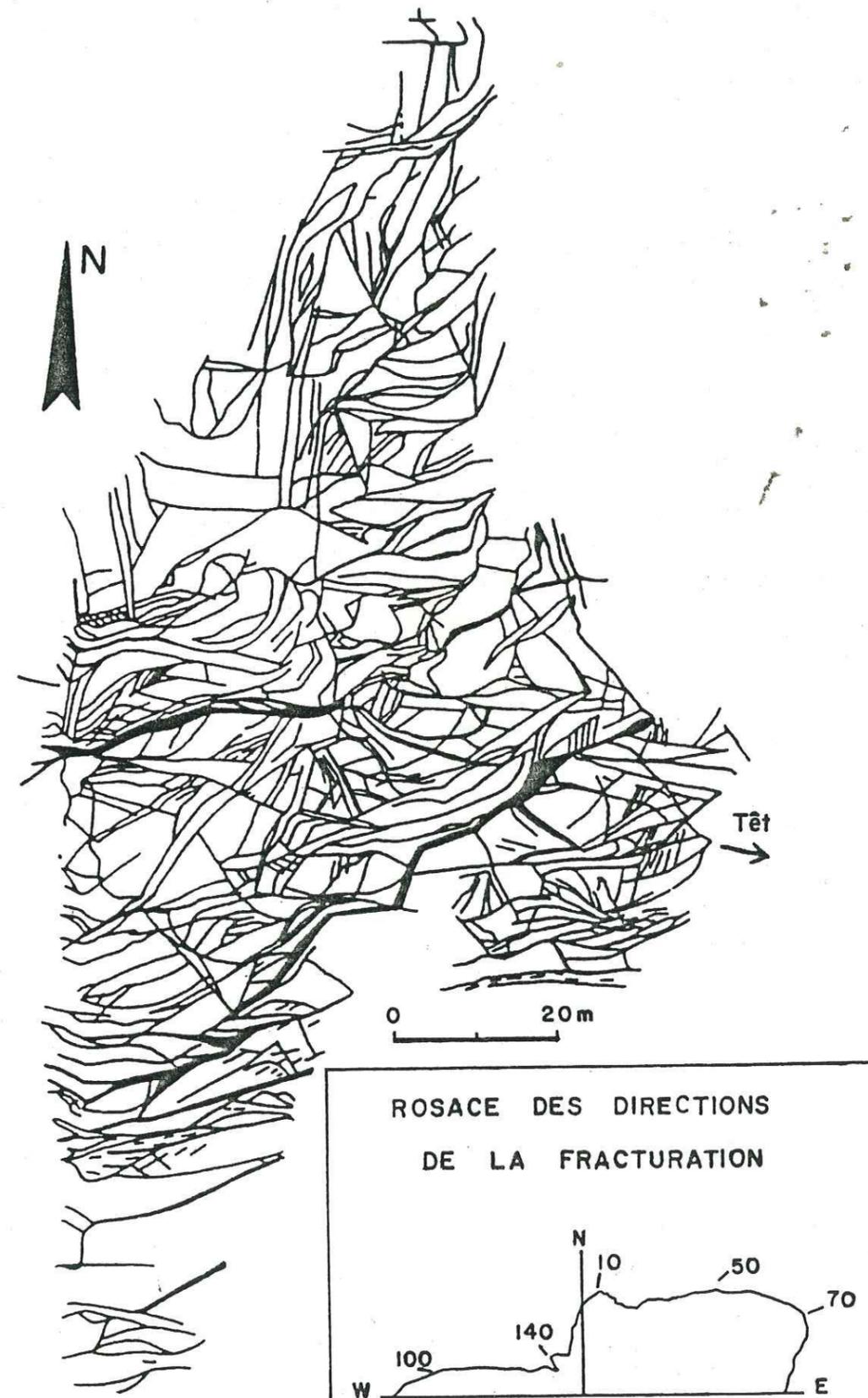


Figure 5. - Barrage de Vinça : levé de la fracturation du fond de fouille (d'après ANTOINE et FABRE, 1979).

### 3.4. Résultats des essais in situ

#### 3.4.1. Vitesses sismiques

Des mesures sismiques effectuées en surface ainsi que dans les galeries (rive droite) ont montré une disparité des vitesses de l'ordre de 1000 m/s en fonction de l'orientation des profils, et ceci indépendamment du système de fracturation. Les vitesses maximales ( $V_p = 3\ 000$  m/s) ont été mesurées selon des directions NW-SE à E-W, sensiblement parallèles aux fractures d'extension observées sur le site.

#### 3.4.2. Perméabilité du massif

En dépit d'une fracturation très dense, les essais d'eau réalisés lors des études préliminaires ont révélé un granite peu perméable dans son ensemble (3 U.L. en moyenne). Cette particularité a été confirmée, pendant les travaux, par les volumes très faibles de coulis injectés pour la réalisation du voile d'étanchéité (8 kg de matière sèche par passe de 5 m).

#### 3.5. Conclusion

Au vu des résultats de cette étude, l'idée s'est dégagée que l'excellente étanchéité du massif, en dépit de son intense fracturation, pouvait être recherchée dans un serrage persistant des discontinuités majeures sous l'effet de sollicitations actuelles liées à l'existence de la faille de Catalogne.

Une sollicitation actuelle N 110°- N 120° tendrait à fermer la quasi-totalité des fractures, compte tenu de leur orientation statistique, et serait compatible avec l'anisotropie sismique mesurée sur le site.

### 4 - Synthèse

Les sites de Laparan et de Vinça se trouvent dans des contextes géologiques similaires. En effet, ils appartiennent aux terrains cristallins et cristallophylliens de la zone axiale nord-pyrénéenne, et sont situés à proximité de décrochements majeurs (faille nord-pyrénéenne, faille de Mérens, faille de Catalogne) actifs depuis l'époque hercynienne.

Sur ces deux sites, les directions de raccourcissement, indiquées par la méthode des dièdres droits, sont identiques (NE-SW). Or le régime de cisaillement senestre qui a affecté la zone axiale pyrénéenne depuis la fin du cycle hercynien est responsable de la structuration majeure des massifs et correspond à une sollicitation NE-SW. On peut donc considérer que les directions de raccourcissement que nous avons déterminées sont un héritage de cette phase de déformation.

Au contraire, les essais in situ montrent, pour les deux cas étudiés en détail, que la direction actuelle de sollicitation serait plutôt située dans un secteur NW-SE à E-W. Cette dernière direction est compatible avec un mouvement dextre sur la faille nord-pyrénéenne, tel qu'il semble se dégager des études de sismicité réalisées plus à l'Ouest, dans la région d'Arette (GAGNEPAIN, 1980; DAIGNIERES, 1982) et des mesures de contrainte par surcarottage effectuées récemment dans la vallée d'Aspe (BUYLE-BODIN et al., 1982).

QUATRIEME PARTIE

SYNTHÈSE

Depuis longtemps, les auteurs ont insisté sur le rôle fondamental joué par la fracturation du massif rocheux dans le cas des aménagements hydrauliques (LUGEON, 1933 ; GIGNOUX et BARBIER, 1955).

L'étude nécessaire de la fracturation s'est faite selon différents points de vue. Le premier a consisté à définir les types de fissuration en utilisant le fil conducteur qui consiste à distinguer trois sortes de discontinuités (SCHNEIDER, 1967) :

- les mégastructures, qui sont étudiées à l'échelle régionale (hectométrique ou kilométrique). L'étude géologique jouera un rôle primordial pour découvrir ces grands accidents et pour rechercher leur position exacte dans l'espace par forages ou galeries (BARBIER, 1971) ;
- les mésostrucures, à l'échelle de l'ouvrage projeté ;
- les microstructures, à l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon.

Mais la fissuration a été également caractérisée en se référant aux conditions de sa genèse (BORDET, 1971) :

- a - fissuration originelle, d'origine tectonique ;
- b - fissuration "ajoutée", liée à la proximité de la surface et se développant à la suite soit de la décompression superficielle, soit de l'action de la pesanteur sur les versants.

Ce dernier point de vue, qui consiste à définir l'agencement des discontinuités en se référant à l'histoire de leur apparition et de leur développement, s'est montré riche d'enseignements.

### 1 - Les discontinuités et leur origine

Dans la première partie de ce travail, nous avons abondamment parlé de la fissuration initiale, d'origine tectonique (chapitre I) et nous n'avons abordé que le volet de la fissuration ajoutée concernant la décompression superficielle. Dans un massif à forte densité de joints, ce processus opère à la suite de la diminution localisée d'une contrainte principale de compression due à un enlèvement de matière, où les joints du massif, initialement serrés, s'ouvrent peu à peu (DUFFAUT, 1967). Dans un massif peu fracturé, la même cause peut être à l'origine d'un ensemble de fissures, parallèles à la surface topographique,

et d'autant plus fréquentes et ouvertes que l'on se rapproche davantage de celle-ci (LETOURNEUR et DAYRE, 1981).

L'autre type de fissuration ajoutée, dû à la pesanteur, se manifeste surtout à la partie supérieure des versants (phénomène nommé de façon imagée "poussée au vide"), et les effets en ont été constatés jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur dans des galeries E.D.F., où ils sont matérialisés par des fractures ouvertes (BORDET, 1971). Le cas a été observé, par exemple, dans les galeries de la conduite forcée de l'aménagement de l'Hospitalet, dans les Pyrénées, et dans la galerie supérieure de la conduite forcée de l'aménagement du Mont-Cenis, dans les Alpes.

On ne saurait nier le rôle que joue la fissuration "ajoutée" dans l'étude des aménagements hydrauliques, et J. AVIAS (1967) a même expliqué la faible perméabilité des gneiss des Cévennes, sur le site de Saint-Jean-du-Gard, à partir de 40 m de profondeur, par le fait que c'est là que son influence cesse de se faire sentir.

Mais l'analyse de la fracturation serait encore incomplète si l'on ne tenait compte également des contraintes régionales, compressives et extensives, que la mobilité des plaques lithosphériques induit dans la croûte terrestre.

Dans un article récent, J. GOGUEL (1985) attire l'attention du mécanicien des roches sur le fait qu'une plaque subit des déformations intenses, tout particulièrement le long de ses bordures et que d'autre part, dans les roches, on observe toujours des diaclases, qui sont des plans de discontinuité d'orientation bien déterminée. D'où sa conclusion que le seul facteur de l'environnement possédant une anisotropie susceptible d'expliquer cette orientation particulière et cette extension sur de grandes distances est la contrainte. Ainsi, la présence généralisée de diaclases témoigne-t-elle en faveur d'une augmentation des contraintes horizontales, que l'on ne peut expliquer que par le mouvement des plaques.

Pour sa part P. GEVIN (1979), étudiant les séismes induits par le remplissage de retenues, a montré l'importance, dans leur déclenchement, de l'état de contrainte préexistant (compressif ou extensif): on peut déduire celui-ci du contexte régional (lié au déplacement

des plaques), ce qui doit permettre d'indiquer le sens dans lequel évolueront les contraintes naturelles profondes lors d'une mise en eau.

Dans beaucoup d'études antérieures faites sur la fracturation d'un massif rocheux en vue d'un aménagement hydraulique, définir avec précision le dessin géométrique du réseau de fissuration était considéré comme une fin en soi. Cette analyse géométrique est certes indispensable pour la connaissance de l'architecture du massif et l'identification des principales familles de fractures : celles-ci conditionnent en effet à la fois la perméabilité de la fondation et aussi sa stabilité vis-à-vis des efforts exercés par l'ouvrage. Cependant, si l'on considère qu'un site se trouve en un point précis d'une plaque active, cette analyse reste insuffisante, puisque les contraintes induites tendront soit à fermer soit à ouvrir les fissures, selon l'orientation individuelle de celles-ci. Et d'autre part, le schéma global des contraintes constituera encore une donnée trop vague, celles-ci étant susceptibles de varier plus ou moins d'un point à un autre, à la fois en intensité et en orientation.

## 2 - Le champ des discontinuités et son comportement actuel

En fonction de ce qui précède, nous préconisons que la reconnaissance des caractéristiques géotechniques des massifs rocheux prenne en compte simultanément l'analyse de la fracturation et une approche aussi poussée que possible de l'état de contrainte local.

### 2-1 - Analyse de la fracturation

Un relevé, aussi soigneux soit-il, de la fracturation actuelle d'un massif, permet difficilement d'appréhender son histoire structurale. Or cette histoire est à la fois la clef de la répartition spatiale des discontinuités et de la nature spécifique de chacune des familles d'accidents.

Aussi, quand on étudie la fracturation d'un massif, doit-on tout d'abord se préoccuper de l'histoire géologique régionale. Pour mener à bien un tel travail, l'usage de la photo-interprétation traditionnelle permet l'établissement de cartes de fracturation à grande échelle, dont l'intérêt est fondamental. L'utilisation des

images satellites (échelles allant du 1/1 000 000 au 1/100 000) permet de localiser les discontinuités majeures (IIe partie) et de compléter les observations stéréoscopiques faites sur les photographies aériennes (échelles 1/50 000 à 1/10 000).

Cette étude structurale régionale devra être précisée par une carte de fracturation très détaillée faite au niveau de chaque site. Cette carte permettra de mieux appréhender la chronologie des fractures, le type de fracturation et globalement les mécanismes de déformation subis par le massif rocheux.

Ce massif, avec son héritage de fractures, est enfin soumis à un état de contrainte actuel dont l'approche peut se faire par différentes méthodes de mesure que nous allons maintenant examiner.

#### 2-2 - Appréciation de l'état de contrainte

La connaissance des contraintes naturelles présentes est un élément indispensable pour vérifier la cohérence des hypothèses géologiques.

L'état de contrainte en un point quelconque résulte de la combinaison de deux types de sollicitations : la gravité (charge lithostatique) et les conditions aux limites tectoniques.

Dans un massif rocheux, on constate fréquemment que les valeurs des contraintes horizontales sont élevées par rapport à celles des contraintes verticales. L'existence de ces contraintes horizontales, qui ne relèvent pas intégralement de la gravité, peut s'expliquer par l'intervention de deux facteurs principaux : l'érosion et la tectonique.

La première situation est observée dans un matériau soumis à une érosion rapide ou récemment débarrassé d'une surcharge (calotte de glace, par exemple) : l'ajustement des contraintes horizontales, lorsque la charge diminue, se fait avec un certain retard, et en outre il subsiste une contrainte résiduelle. Il en résulte, par rapport aux contraintes verticales, une diminution plus faible et plus lente des contraintes horizontales qui peuvent atteindre, près de la surface,

des grandeurs non négligeables.

Dans le second cas, ce sont les mouvements tectoniques qui superposent au champ gravitationnel un autre champ caractérisé par des contraintes essentiellement horizontales. Cette dynamique dépend également de l'histoire géologique du massif rocheux et d'un phénomène de "mémoire", fonction des propriétés rhéologiques des roches.

En effet, après les déformations permanentes provoquées par les mouvements tectoniques passés, il a pu subsister, çà et là, des contraintes résiduelles.

#### 2-2-1 - Les mesures directes des contraintes

Dans la première partie de ce travail (chapitre II) nous avons vu qu'à l'occasion des mesures directes des contraintes les plus couramment employées en Génie Civil (méthodes du vérin plat et du surcarottage), mesures qui intéressent de faibles volumes, il est difficile d'extrapoler les résultats à l'échelle d'un massif. On peut même se demander si l'on a le droit de le faire.

En effet, dans un milieu homogène, soumis à des forces volumiques continues, le champ de contrainte doit être continu. Par contre, l'existence de failles ou de fractures, ou bien une hétérogénéité du matériau, peut entraîner des réorientations de la contrainte dans des directions parallèles à la surface de discontinuité (FRECHET, 1985).

D'autre part, que deviennent les contraintes lorsque se développent les déformations ? En général, les déformations et les ruptures, par les grands déplacements qu'elles autorisent, ont pour effet de réduire les contraintes, à la fois en valeur absolue, mais aussi en tendant à les équilibrer.

Aussi les mesures indirectes des contraintes nous semblent-elles mieux adaptées à une appréhension globale de l'état d'un massif, c'est-à-dire simultanément de ses caractéristiques physiques et des contraintes qu'il subit.

### 2-2-2 - Les mesures indirectes des contraintes

Ces mesures plus globales ne donnent que des informations approximatives sur les directions principales des contraintes.

a - Le mécanisme au foyer des séismes intraplaques, si le séisme étudié est d'une magnitude suffisante ( $>5$ ), révèle les directions régionales de contrainte.

b - Pour une roche de structure isotrope, la constatation d'une vitesse de propagation plus grande des ondes sismiques provoquées, dans une direction donnée, peut être interprétée comme résultant de l'effet d'un état de contrainte présentant une anisotropie dans le plan horizontal.

c - Pour un massif isotrope - eu égard à sa structure matricielle et à sa fracturation - la constatation, lors d'essais dilatométriques, d'une anisotropie du module d'élasticité statique (E) dans une direction donnée, peut être interprétée comme la conséquence d'un serrage plus important dans cette direction.

d - L'anisotropie de conductivité hydraulique d'un massif est sous la dépendance de la fracturation et de la variation de l'état de contrainte, qui a tendance à ouvrir les fractures relativement parallèles à la contrainte principale majeure. Cette particularité a été mise en évidence notamment lors de la construction de la centrale nucléaire de Forsmark, implantée dans le socle cristallin du Sud de la Suède (CARLSSON et OLSSON, 1980).

### 2-3 - Interprétation des résultats

Une question reste posée quand on essaye d'approcher l'état de contrainte d'un massif rocheux : quel est le poids des conditions aux limites de la surface (érosion, décompression, action de la pesanteur sur les versants) comparé à celui des éventuelles contraintes tectoniques?

Pour illustrer ce propos, nous prendrons tout d'abord deux exemples dans le Massif Central, où l'orientation du champ de contrainte régional semble assez uniforme (NNW - SSE). Dans cette région à faible activité sismique, donc qui semble actuellement peu sollicitée, il est difficile de mettre en évidence des contraintes d'origine tectonique, et les effets de surface prennent une importance prépondérante au niveau des sites étudiés. C'est ainsi que sur le site de barrage de

Saint-Jean-du-Gard, les modules d'élasticité statique (E), mesurés au dilatomètre dans les versants, ont montré des valeurs allant de 50 000 à 70 000 MPa parallèlement à la vallée (N-S) et de l'ordre de 20 000 à 40 000 MPa perpendiculairement à celle-ci (AVIAS, 1967). Dans ce cas, les valeurs élevées peuvent aussi bien exprimer l'effet d'une compression régionale N-S, que l'influence d'une décompression locale E-W, due au creusement de la vallée, sans qu'il soit possible de trancher quant à l'importance de chacun de ces processus.

Plus récemment, M. GUBIAN (inédit) a réalisé plusieurs rosaces de vitesses sismiques sur une dalle de granite horizontale (granite de la Borne) située au fond de la vallée N-S du Chassezac, encaissée de 1 000 mètres environ par rapport aux reliefs voisins. Parmi les quatre rosaces de vitesses établies dans des stations très voisines à l'aide d'un appareil monotrAce-marteau Bison 1550, deux affectent un contour subcirculaire qui ne témoigne d'aucune orientation caractérisée de l'anisotropie. Au contraire, les deux autres révèlent un contraste marqué, les vitesses maximales, orientées entre N et NE, dépassant de 33 et 38 % les vitesses minimales. Or l'effet des versants, qu'il se manifeste de façon visible ou non, est obligatoirement E-W : c'est donc qu'il se trouve oblitéré par celui de la contrainte régionale.

Ce dernier exemple montre qu'en dépit d'une topographie défavorable, on peut parfois obtenir des résultats concordant avec les observations qui ont été réalisées en divers points du Massif Central au sens large et qui concluent à l'effet d'un champ de contrainte régional N-S sur l'ouverture en tension de fractures sub-méridiennes (Ire partie, chapitre II).

Enfin, dans un contexte où la contrainte régionale est plus élevée et sensiblement située dans un secteur NW-SE à E-W (site de barrage de Laparan, IIIe partie), les mesures au vérin plat en galerie indiquent une contrainte de 14 MPa perpendiculairement à la vallée N-S et de 8 MPa parallèlement à celle-ci. Ce résultat traduit aussi que l'effet de la contrainte régionale est susceptible de masquer celui des versants.

De plus, sur ce site, les anisotropies révélées par les autres techniques de reconnaissance (vitesses sismiques, essais dilatométriques, essais de perméabilité) sont toutes compatibles avec une direction de serrage NW - SE à E - W telle que la suggèrent les études de sismicité régionale.

Une autre question se pose : a-t-on toujours le droit de raisonner en termes de contrainte régionalement uniforme ?

Si, en Arabie Séoudite, dans les Pyrénées et dans le Massif Central, le champ de contrainte semble régionalement uniforme, dans les Alpes par contre, l'orientation de la contrainte principale majeure tourne avec la courbure de la chaîne (fig. 1).

Quant au site de Grand-Maison, on ne peut rien y affirmer sur une relation possible de l'ouverture des fractures N 120° à N 150° avec un état de contrainte actuel d'origine tectonique, car on dispose de peu de mesures de contraintes faisant ressortir des anisotropies indiscutables. D'autre part, aurait-on même le droit d'interpoler les résultats entre des points de mesure moins dispersés ?

Sur ce site de barrage, il n'existe donc pas de schéma simple du champ de contrainte régional qui permette d'expliquer l'ouverture des discontinuités.

Ces différentes constatations semblent inévitablement mener à deux conclusions pratiques :

a - Dans les régions tectoniquement actives, il semble que les contraintes tectoniques aient une influence plus importante que celles qui sont imposées par la topographie (érosion, décompression, action de la pesanteur sur les versants). Par contre, dans les régions tectoniquement stables, il semble que les anisotropies de surface soient prépondérantes et conditionnent majoritairement les caractéristiques géotechniques des sites.

b - La méthodologie proposée pour estimer l'état de contrainte induit à l'intérieur d'une plaque lithosphérique par les forces qui s'exercent à ses limites est toujours applicable en utilisant :

- le mécanisme au foyer des séismes intraplaques,

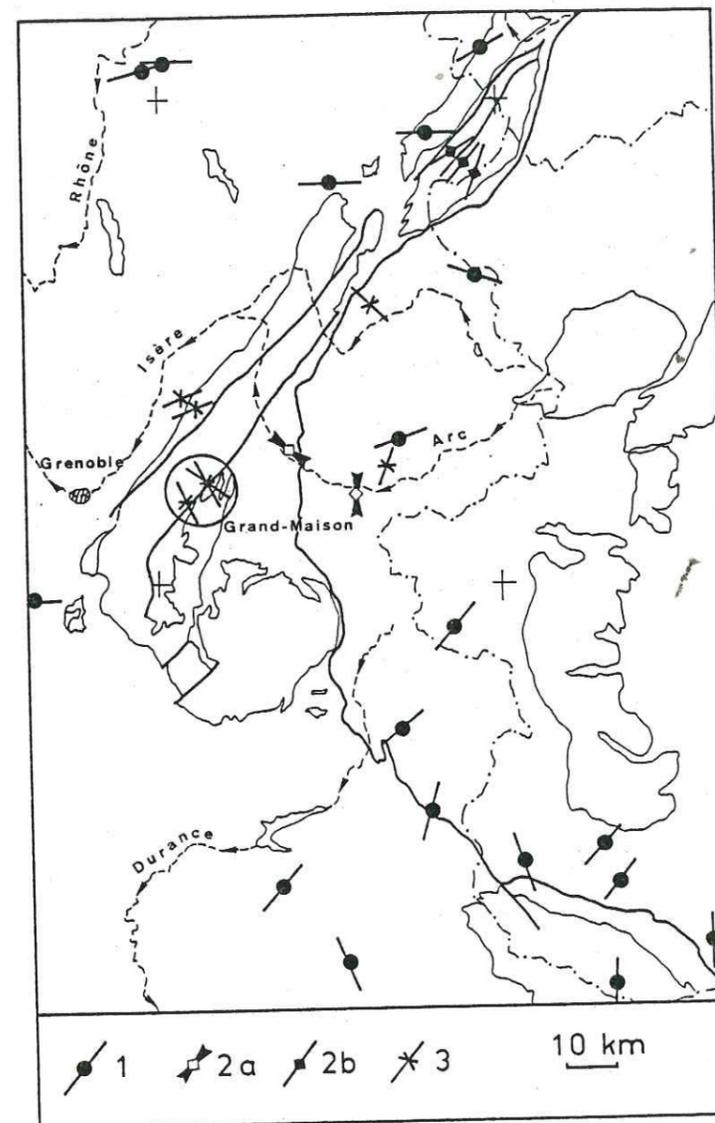


Fig. 1. - Quelques orientations de la contrainte principale majeure dans les Alpes occidentales (d'après G. MENARD, inédit), estimées par : 1, les mécanismes au foyer des séismes ; 2, les mesures in situ (a, vérin plat ; b, surcarottage). D'autre part, 3 représente des fractures ouvertes débitant en souterrain.

- l'analyse cinématique de la fracturation à toutes les échelles,
- les mesures de contrainte, directes ou indirectes, dont l'interprétation requiert un soin tout particulier.

Cependant, sur un site donné, seule l'obtention de résultats homogènes et cohérents, fournis par les trois approches décrites ci-dessus, permettra d'accéder avec une approximation raisonnable aux directions principales du tenseur des contraintes (RICHARDSON et al., 1979).

### 3 - Comportement ultérieur des discontinuités

Dans cette étude, nous n'avons pas pris en compte les modifications du champ de contraintes qui seront induites par la construction d'un ouvrage, puis par son exploitation, car notre propos ne concerne que la reconnaissance des massifs rocheux avant toute réalisation.

Cependant, à la suite de différents auteurs, nous ne manquerons pas de remarquer que l'ouvrage lui-même modifie les conditions de l'écoulement de l'eau dans son massif de fondation (LONDE et SABARLY, 1966 ; SABARLY, 1971). La modification du tenseur des perméabilités en fonction du champ de contraintes induit par la présence de l'ouvrage est particulièrement importante tout au long de l'ancrage des barrages-voûtes où nous avons :

- à l'amont de l'ouvrage, une zone tendue où les fissures s'ouvrent et où la perméabilité augmente,
- à l'aval, une zone comprimée où les fissures se ferment et où la perméabilité décroît.

De fait, les modifications du champ de contrainte induites par l'exploitation des ouvrages ont été vérifiées de façon très nette par l'auscultation sismique de certains appuis de barrage.

C'est ainsi que sur le site du barrage-voûte du Gage II (Massif Central), fondé sur des granites, on a profité d'une galerie de drainage pour mettre en place des géophones dans des sondages disposés en éventail dans le rocher d'appui. Lors des remplissages et des vidanges

de la retenue, on a constaté des variations de la célérité des ondes sismiques émises d'un point fixe, et une relation non équivoque entre l'augmentation des contraintes et celle de la célérité des ondes. Ceci ne peut s'expliquer que par le serrage des fissures, les efforts étant trop faibles pour faire varier de façon sensible la célérité sismique de la matrice rocheuse elle-même (FAUROUX et al., 1968).

Nous pensons que, dans ce domaine de l'évolution ultérieure de la fracturation, les données recueillies au cours de la reconnaissance constituent une documentation prévisionnelle d'un intérêt certain.

CONCLUSIONS

Une remarque préliminaire s'impose : le milieu naturel est très complexe, donc difficilement modélisable, et beaucoup d'informations devront encore être acquises avant de tenter une quantification des phénomènes naturels.

Notre étude, qui s'est exclusivement déroulée sur des sites de fondation de barrages en terrains cristallins et cristallophylliens, en Arabie Séoudite et dans les Pyrénées-Orientales, nous a permis de tirer un certain nombre d'enseignements :

a - Le bouclier arabe est un secteur dont, jusqu'à ce jour, l'évolution tectonique a été simple et où le schéma de fracturation correspond à des phases orogéniques précambriennes impliquant un serrage sensiblement E - W. La persistance d'un champ de contrainte d'orientation peu différente, lié aux efforts développés au long du rift de la Mer Rouge depuis le début du Tertiaire, et qui se manifeste encore actuellement, intervient sur le système de fracturation initial et peut expliquer l'anisotropie de perméabilité des sites étudiés à une distance relativement faible (250 à 300 km) de la dorsale de la Mer Rouge. En effet, les résultats apportés par les études structurales, les mesures in situ et les données de la tectonique des plaques justifient de façon concordante cette anisotropie.

b - Sur les sites étudiés dans les Pyrénées-Orientales, les massifs rocheux ont subi des déformations polyphasées, non coaxiales, aussi leur approche géotechnique est-elle plus complexe. Cependant nous avons pu y mettre en évidence un schéma de fracturation hérité d'une phase de déformation impliquant un serrage NE-SW, alors que les anisotropies mesurées pendant les campagnes de reconnaissance sont compatibles avec une direction de serrage actuelle NW - SE à E -W, telle que la suggèrent les études de sismicité régionale.

On peut dire que notre approche méthodologique est simplifiée si le schéma de fracturation n'est pas trop complexe, ni les phases de déformation trop nombreuses. Cependant, la méthodologie que nous proposons, pour l'étude des caractéristiques géotechniques d'un massif rocheux, est applicable à tous les massifs : les résultats en seront seulement plus ou moins significatifs selon le secteur où se situe le projet.

Si nous nous sommes limité aux fondations de barrages en terrains cristallins et cristallophylliens, c'est d'une part parce que les opportunités d'études nous ont amené à travailler exclusivement, depuis une dizaine d'années, dans ce type de formation, et d'autre part parce que l'étude de ce type de terrain est relativement plus simple, car il affranchit l'observateur d'une discontinuité supplémentaire due à la stratification, toujours présente dans les terrains sédimentaires.

Cependant ce type d'étude a été récemment mené dans des formations calcaires de Tunisie. La reconstitution de la genèse de la fracturation du site de barrage de Sidi Boubecker (ROUIS, 1984), en Tunisie nord-orientale, a permis d'expliquer les fuites observées à l'aval du barrage. Un travail analogue, effectué sur le site de barrage de El Haouareb (SMAOUI, 1984), qui est en cours de réalisation en Tunisie Centrale, a montré qu'un système de compression récent (Quaternaire), d'orientation E - W, y a laissé une forte empreinte. En effet, tout spécialement au niveau de l'appui rive droite, un grand nombre de fractures (35 %) sont verticales, ouvertes, de direction E-W, et y créent une anisotropie de perméabilité.

En conclusion, le géotechnicien qui définit sa campagne de reconnaissance doit toujours s'efforcer de mettre en évidence les relations entre déformations, champ de forces tectoniques et caractéristiques mécaniques d'un massif.

Pour mener à bien ce programme il devra :

1 - S'efforcer d'établir un schéma cohérent de toutes les caractéristiques structurales locales, en recueillant le maximum d'informations à toutes les échelles (de l'échelle régionale à celle du site) et en replaçant celles-ci dans leur perspective chronologique.

2 - Chercher à déceler l'existence d'efforts tectoniques actuels ou leur absence.

3 - Confirmer le schéma établi par une campagne de mesures.

Cette démarche logique facilite une meilleure définition de la campagne appropriée, d'où gain de temps et d'argent. Elle permet, en outre, de généraliser les résultats de reconnaissances par nature discontinues, et d'interpréter rationnellement la cause de certaines

anisotropies, en particulier hydrauliques, des massifs rocheux.

Au moment de la réalisation de l'ouvrage, l'appréhension de cette anisotropie éventuelle, mise en évidence par les observations de terrain et confirmée par les reconnaissances, peut être utilisée efficacement, car elle permet de définir l'orientation optimale des sondages effectués pour réaliser les écrans d'étanchéité ou les réseaux de drainage dans les fondations de l'ouvrage.

BIBLIOGRAPHIE (Introduction et première partie)

- AKI K. et RICHARDS P.G., 1980. Quantitative Seismology. Theory and Methods. Freeman and Co., San Francisco, 557 p.
- ANGELIER J. et MECHLER P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. géol. de France, t. XIX, n° 6, p.1 309-1 318.
- ANTOINE P. et FABRE D., 1980. Géologie appliquée au Génie civil. Masson éd., Paris, 270 p.
- ARTHAUD F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. géol. de France, t. XI, p. 729-737.
- BAMFORD D. et CRAMPIN S., 1977. Seismic anisotropy. The state of art. Geophys. J. R. astr. Soc., n° 49, p. 1-8.
- BAMFORD D. et NUNN K.R., 1979. In situ seismic measurements of crack anisotropy in the carboniferous limestones of Northwest England. Geophysical Prospecting, 27, p. 322-338.
- BARBIER R., 1971. Géologie et mécanique des roches dans l'étude des fondations de barrages. Rev. Ind. Min., n° spéc., cahier 3 du C.F.M.R., p.104-109.
- BARBIER R., 1974. La géologie au service des grands travaux. Centen. Soc. géol. de Belgique, colloque Géol. Ing., Liège, p.77-111.
- BARBIER R. et LETOURNEUR J., 1975. Progrès récents de la Mécanique des roches dans ses applications aux fondations de barrages (note inédite).
- BARTLETT W.L., FRIEDMAN M. et LOGAN J.M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Tectonophysics, vol. 79, n° 34, p. 255-278.
- BERTRAND L., DURAND E. et FEUGA B., 1982. Détermination en sondages de la perméabilité d'un milieu rocheux fracturé. Aspects théoriques et pratiques. Revue française de géotechnique, n° 20.

- BERTRAND L. et DURAND E., 1983. Mesures de contraintes in situ : comparaison de différentes méthodes. Symposium international Essais en place, Paris.
- BLES J.-L. et FEUGA B., 1981. La fracturation des roches. Editions du BRGM, 111 p.
- BROQUET P., FORESTIER G. et VEREZ C., 1978. Essai d'analyse en sismique réfraction de la fracturation d'un massif rocheux calcaire en Franche-Comté. Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, fasc. 29, p. 37-45.
- BRUHAT G., 1934. Cours de Mécanique physique. Masson éd., Paris, 708 p.
- CARLSSON A. et OLSSON T., 1983. Rock stress influence on water flow in fractures. Congrès S.I.M.R., Melbourne.
- CLOOS H., 1955. Experimental analysis of fracture patterns. Bull. Geol. Soc. Am., 66, p. 241-256.
- CORNET F.-H., 1978. Application de la fracturation hydraulique à la mesure in situ des contraintes. Sciences de la Terre et mesures, mémoire BRGM, n° 91.
- CUNDALL P.A., 1980. A Generalized Distinct Element Program for Modelling Jointed Rock. Final Technical Report, European Research Office, U.S. Army.
- DAHLEN F.A., 1972. Elastic velocity anisotropy in the presence of an anisotropic initial stress. Bull. Seis. Soc. Am., 62, p. 1 183-1 193.
- FABRE D. et ROBERT J.-P., 1975. Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications. Ann. Soc. géol. Nord, 3, p. 175-182.
- FABRE D., GAMOND J.-F., GIRAUD A. et THOUVENOT F., 1983. L'anisotropie des vitesses sismiques dans les massifs rocheux. Bulletin AIGI, n° 26-27, p. 235-241.
- FEUGA B., 1983. Caractérisation d'un milieu poreux équivalent à un milieu rocheux fracturé par essais à l'eau in situ. Bulletin AIGI, n° 26-27, p. 403-410.
- FEYBESSE J.-L., 1986. Présentation de l'ensemble des données pétrographiques et structurales acquises dans les forages  $S_1$  et  $S_2$  de Chassole (Cézallier-Massif Central). Document BRGM.

- FROIDEVAUX C., PAQUIN C. et SOURIAN M., 1980. Tectonic stresses in France : in situ measurements with a flat jack. Journal of Geophy. Res., vol. 85, p. 6 342-6 346.
- GAMOND J.-F. et GIRAUD A., 1982. Identification des zones de faille à l'aide des associations de fractures de second ordre. Bull. Soc. géol. France, t. XXVI, p. 115-128.
- GAMOND J.-F., 1983. Displacement features associated with fault zones: a comparison between observed examples and experimental models. J. Struct. Geol., 5, p. 33-45.
- GAMOND J.-F., 1985. Conditions de formation des zones de discontinuités cinématiques dans la croûte supérieure. Aspects expérimentaux et naturels. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Grenoble, 190 p.
- GENTIER S., 1986. Morphologie et comportement hydromécanique d'une fracture naturelle dans un granite sous contrainte normale. Thèse, Univ. Orléans.
- GIRAUD A., 1974. Etudes géologiques sur quelques sites de barrages. Essai méthodologique. Thèse 3e cycle, Grenoble, 114 p.
- GODEFROY P. et LAMBERT J., 1984. Sismicité du Cézallier et des régions limitrophes. Rapport BRGM 84 SGN 289.
- GOGUEL J., 1983. Etude mécanique des déformations géologiques. Editions du BRGM, 190 p.
- GOURGAN B., 1983. Hydrogéologie des roches fissurés. Etude du massif cristallin du Rissiou et de sa couverture sédimentaire. Thèse 3e cycle, Grenoble 203 p.
- GROS Y., 1982. Distribution de la fracturation d'un massif granitique sur 1 000 m de profondeur (Auriat, Creuse). Colloque BRGM. Les milieux discontinus en hydrogéologie.
- HAIMSON C., 1978. Crustal stress measurements by hydrofracturing. Sciences de la Terre et mesures, mémoire BRGM n° 91.
- HANCOCK P.L., 1972. The analysis of en-echelon veins. Geol. Mag., 109, p. 269-276.
- HOEK E. et LONDE P., 1974. Travaux de surface au rocher. Rapport général, thème III, C.R. IIIe Congrès SIMR, Denver, p. 655-705.

- LETOURNEUR J. et MICHEL R., 1971. Géologie du Génie civil. A. Colin éd., Paris, 728 p.
- LONDE P., 1973. La Mécanique des roches et les fondations des grands barrages. Commission Internationale des Grands Barrages, 101 p.
- LOUIS C. et MAINI Y.N., 1970. Determination of in situ hydraulic parameters in jointed rock. Congrès S.I.M.R., Belgrade.
- LOUIS C., 1972. Les caractéristiques hydrauliques du massif de fondation du barrage de Grand-Maison (Isère). Bull. BRGM, section III, n° 4, p. 13-37.
- LOUIS C., 1974. Introduction à l'hydraulique des roches. Bull. BRGM, section III, n° 4, p. 283-356.
- MARRE J., 1982. Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes. Editions du BRGM, 115 p.
- MATTAUER M., 1973. Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Herman éd., Paris, 479 p.
- MATTAUER M. et MERCIER J.-L., 1980. Microtectonique et grande tectonique. Mém. h. sér. Soc. géol. de France, n° 10.
- NICOLAS A., 1984. Principes de tectonique. Masson éd., Paris, 196 p.
- NUR A. et SIMMONS G., 1969. Stress induced Velocity anisotropy in rock : an experimental study. J. Geophys. Res., 74, n° 27, p. 6 667-6 674.
- OUYED M., 1981. Le tremblement de terre d'El Asnam du 10 octobre 1980. Etude des répliques. Thèse 3e cycle, Grenoble, 212 p.
- PANET M., 1978. Les contraintes naturelles et leur mesure par les méthodes de relâchement. Sciences de la Terre et mesures, mémoire BRGM n° 91.
- PERRIER G., 1985. Cours de Physique de l'intérieur de la Terre. Maîtrise de géophysique, Grenoble.
- PETIT J.-P., PROUST F. et TAPPONNIER P., 1983. Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. Bull. Soc. géol. France, t. XXV, n° 4, p. 589-608.
- RIEDEL W., 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Zentralbl. F. Mineral. Geol. und Pal., p. 354-368.

- ROBERT J.-P. et VIALON P., 1976. Déformation interne et déformation aux limites d'un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Bull. Soc. géol. France, t. XVIII, n° 6, p. 1 599-1 604.
- SABARLY F., 1968. Les injections et les drainages de fondations de barrages en roches peu perméables. Géotechnique, n° 18, p. 229-249.
- SABARLY F., PAUTRE A. et LONDE P., 1970. Quelques réflexions sur la drainabilité des massifs rocheux. Congrès S.I.M.R., Belgrade.
- SCHNEIDER B., 1967. Contribution à l'étude des massifs de fondation de barrages. Trav. Lab. Géol. Grenoble, Mém. 7, 242 p.
- SKEMPTON A.W., 1966. Some observations on tectonic shear zones. Proc. 1st Int. Cong. Rock Mech., 1, p. 329-335.
- TCHALENKO J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol. Soc. Am. Bull., 81, p. 1 625-1 640.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J., 1976. Eléments de tectonique analytique. Masson éd., Paris, 118 p.
- VIALON P., 1979. Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes. Eclogae geol. Helv., vol. 72/2, p. 663-690.
- WILCOX R.E., HARDING T.P. et SEELY D.R., 1973. Basic wrench tectonics. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 57, p. 74-96.
- ZOBACK M.L. et ZOBACK M., 1980. State of stress in the conterminous United States. Journal of Geophys. Res., vol. 85, p. 6 113- 6 156.

#### BIBLIOGRAPHIE (Deuxième partie)

- AMBRASEYS N.N. et MELVILLE C.P., 1983. Seismicity of Yemen. Nature, vol. 303, p. 321-323.
- ANDERSON R.E., 1979. Geology of Wadi Atf and Mayza quadrangles, Kingdom of Saudi Arabia - Mineral resources Bulletin 25.
- ANTOINE P. et GIRAUD A., 1982. Mise en évidence de structures tangentielles en Arabie Séoudite et conséquences pour les caractéristiques géotechniques d'un site de barrage - Bulletin IAEG n° 25, p. 25-31.

- ANTOINE P., DAYRE M., GIRAUD A. et LOUBAT H., 1983. Caractéristiques géotechniques de quelques diorites d'Arabie Séoudite en relation avec le contexte structural et pétrogénétique. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, n° 28, p. 257-260.
- ANTOINE P., COULOMB J.-J., GIRAUD A., GUERANGE B., 1985. Données nouvelles sur les systèmes de failles de décrochement du bouclier arabe. Implications pratiques en Génie civil et Recherche minière. Bulletin IAEG, n° 31, p. 9-18.
- BARAZANGI M., 1981. Evaluation of seismic risk along the western part of the Arabian plate : Discussion and recommendations. Bull. Fac. Earth Sci. K.A.U., 4, p. 77-87.
- BARTLETT W.L., FRIEDMAN M., LOGAN J.M., 1981. Experimental Folding and Faulting of Rocks under confining pressure. Tectonophysics, 79, p. 255-277.
- BENZAÏM A., 1984. Etude expérimentale de la rupture des roches en mode II : émission acoustique, analyse du signal et application à l'étude de la sismogenèse. Thèse, Grenoble, 331 p.
- BROWN G.F., 1972. Tectonic Map of the Arabian Peninsula. Map AP - 2, D.G.M.R., Jeddah.
- DEERE D.U. et MILLER R.P., 1966. Engineering classification and index properties for intact rock. Tech. Rept. n° AFWL-TR-65-116. Air force Weapons Lab., Kirtland Air Force Base, New Mexico.
- EARHART R.L. et MAWAD M.M., 1970. Geology and mineral evaluation of the Wadi Bidah District, Southern Hijaz quadrangle, Kingdom of Saudi Arabia - D.G.M.R., Jeddah.
- FAIRHEAD J.D. et GIRDLER R.W., 1970. The seismicity of the Red Sea, Gulf of Aden and Afar triangle. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. 267, p. 49-74.
- FLECK R.J., GREENWOOD W.R., HADLEY D.G., ANDERSON R.E. et SCHMIDT D.L., 1980. Age and evolution of the southern part of the Arabian Shield - I.A.G., vol. 3, Jeddah.
- FRANCHETEAU J. et LE PICHON X., 1972. A plate kinematic model of the Red Sea area, C.O.B., Brest, internal report.
- FREUND R., 1965. A model of the Structural Development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous Times - Geological Magazine, vol. 102, n° 3.

- GARSON M.S. et MIROSLAV K., 1976. Geophysical and geological evidence of relationship of Red Sea transverse tectonics to ancient fractures. Geol. Soc. of America Bulletin, U. 87, p. 169-181.
- GIRAUD A. et BARBIER R., 1982. Réflexions sur le rôle de la géologie structurale dans l'étude des fondations d'un barrage en béton: Exemple du barrage de Mudhiq (Arabie Séoudite). Bulletin I.A.E.G., n° 25, p. 39-43.
- GOURC J.-P., 1982. Quelques aspects du comportement des Géotextiles en Mécanique des Sols. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Grenoble.
- GREENE R.C. et GONZALEZ L., 1979. Reconnaissance geology of the Wadi Shuqub quadrangle, Kingdom of Saudi Arabia. U.S.G.S. report 263.
- GREENWOOD W.R., 1973. The Hail Arch. A key to deformation of the Arabian Shield during evolution of Red Sea rift. D.G.M.R., bulletin 7, Jeddah.
- GREENWOOD W.R., ANDERSON R.E., FLECK R.J. et ROBERTS R.J., 1980. Precambrian geologic history and plate tectonic evolution of the Arabian Shield. D.G.M.R., bulletin 24, Jeddah.
- HALL S.A., 1979. Total intensity magnetic anomaly map of the Red Sea and its interpretation. U.S. Geol. Survey, Saudi Arabian Project, rept. 275.
- LE PICHON X. et FRANCHETEAU J., 1978. A plate - tectonic analysis of the Red Sea - Gulf of Aden Area. Tectonophysics, 46, p. 369-406.
- LOWEL J.D., 1972. Spitsbergen Tertiary Orogenic Belt and the Spitsbergen Fracture Zone. Geological Society of America Bulletin, V. 83, p. 3 091- 3 102.
- MERGHELANI H.M. et GALLANTINE S.K., 1980. Micro earthquakes in the Tihama-Asir region of Saudi Arabia. Bull. Seismological Society of America, vol. 70, n° 6, p. 2 291-2 293.
- MERGHELANI H.M., 1981. Seismicity of the Yanbu region. U.S.G.S. Saudi Arabian Mission, technical Report 16.
- MOLNAR P. et TAPPONNIER P., 1977. Relation of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision : Application of slip-line field theory to largescale continental tectonics. Geology, 5, p. 212-216.

- MOORE J. McM., 1979. Primary and secondary faulting in the Najd Fault System. U.S.G.S. report 262.
- ODONNE F., 1981. Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Thèse 3e cycle, I.R.I.G.M., Grenoble, 146 p.
- PLANCHEREL R., 1979. Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 72/1, p. 145-214.
- POIRIER J.P. et TAHER M.A., 1980. Historical seismicity in the Near and Middle East, North Africa, and Spain from Arabic documents. *Bull. Seism. Soc. America*, vol 70, n° 6, p. 2 185-2 201.
- RICHARDSON R.M., SOLOMON S.C. et SLEEP N.H., 1979. Tectonic stress in the plates. *Rev. Geophys. Space phys.*, 17, p. 981-1 019.
- SABLE E.G., 1982. Reconnaissance geology of part of the Najran quadrangle, sheet 17/44 C, Kingdom of Saudi Arabia. Open-file report U.S.G.S., 03-7.
- SCHMIDT D.L., HADLEY D.G. et STOESER D.B., 1979. Late Proterozoic crustal history of the Arabian Shield, Southern Najd Province. *I.A.G.*, vol. 2, Jeddah.
- SCHÖNFELD M., 1977. Scherzonen im Kristallin der Red Sea Hills im nordöstlichen Sudan und ihre Bedeutung für die Entwicklung des Roten Meeres-erste Ergebnisse einer Auswertung von LANDSAT. *Aufnahmen Geotekt. Forsch.*, vol 53, p. 107-121.
- STUART A.H., 1979. A total intensity magnetic anomaly map of the Red Sea and its interpretation. U.S.G.S. report, 275.
- VIGNY J.-P. et BESSIERE C., 1982. Projet et construction du barrage de Mudhiq (Arabie Séoudite). *Travaux*, n° 564.
- WILCOX R.E., HARDLING T.P. et SEELY D.R., 1973. Basic Wrench tectonics. *Bull. amer. Assoc. Petroleum*, 57/1, p. 74-96.
- WOJTKOWIAK P., 1978. Comportement mécanique d'une micrite et d'une granodiorite. Contribution à l'étude de la fissuration provoquée par sollicitations mécaniques. Thèse, Orléans, 170 p.

## BIBLIOGRAPHIE (Troisième partie)

- ANGELIER J. et MECHLER P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. géol. France*, t. XIX, n° 6, p. 1 309-1 318.
- ANTOINE P. et FABRE D., 1979. Réflexions sur le rôle et l'orientation des études de fracturation pour la fondation d'un barrage en béton. *Bulletin AIGI*, n° 20, p. 40-44.
- APARICIO M. et LELUBRE M., 1976. Les kink-bands de l'encaissant du massif plutonique de Quérigut : un exemple de détermination géométrique de l'orientation du tenseur des contraintes. *Bull. Soc. géol. France*, t. XVIII, n° 6, p. 1 511-1 514.
- ARTHAUD F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. France*, t. XI, p. 729-737.
- BUYLE-BODIN F., BONNECHERE F.J. et CORNET F.H., 1982. Mesures de contrainte dans la vallée d'Aspe. *Revue Française de Géotechnique*, n° 20, p. 31-37.
- CARRERE A., 1982. Contraintes de versant dans les appuis d'un barrage-voûte. Communication au Comité Français de Mécanique des Roches, présentée par B.GOGUEL.
- CHATAGNON F., 1982. L'analyse d'images appliquée à des problèmes structuraux. Thèse 3e cycle, Grenoble.
- CHOUKROUNE P., SEURET M., GALDEANO A., 1973. Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : un modèle de relation entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bull. Soc. géol. France*, t. XV, n° 7, p. 600-611.
- CHOUKROUNE P. et MATTAUER M., 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bull. Soc. géol. France*, t. XX, n° 5, p. 689-700.
- DAIGNIERES M., 1978. Géophysique et faille nord-pyrénéenne. *Bull. Soc. géol. France*, t. XX, n° 5, p. 677-680.

- DAIGNIERES M., 1982. Contribution de la géophysique à la compréhension de certains orogènes et de la déformation intracontinentale associée. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Montpellier.
- FABRE D., GAMOND J.-F., GIRAUD A. et THOUVENOT F., 1983. L'anisotropie des vitesses sismiques dans les massifs rocheux. Symposium International de Reconnaissance des sols et des roches par essais en place. Bulletin AIGI, n° 26-27, p. 235-241.
- GAGNEPAIN J., MODIANO T., CISTERNAS A., RUEGG J.-C., VADELL M., HATZFELD D. et MEZCUA J., 1980. Sismicité de la région d'Arette (Pyrénées-Atlantiques) et mécanismes au foyer. Ann. Géophys., t. 36, p. 499-508.
- GIRAUD A. et GAMOND J.-F., 1983. Contribution à la reconnaissance des massifs rocheux de fondation de barrages (Exemples de sites pyrénéens, France). Bulletin AIGI, n° 28, p. 189-195.
- MARRE J., 1973. Le complexe éruptif de Quérigut, pétrologie, structurologie, cinématique de mise en place. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Toulouse.
- MULLER J. et ROGER P., 1977. L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. Géologie Alpine, t. 53, p. 149-191.
- ROBERT J.-P. et VIALON P., 1976. Déformation interne et déformation aux limites d'un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Bull. Soc. géol. France, t. XVIII, n° 6, p. 1 599-1 604.
- SOULA J.-C. et BESSIERE G., 1980. Sinistral horizontal shearing as a dominant process of deformation in the Alpine Pyrenees. J. Struct. Geol., 2, p. 69-74.
- SOUQUET P., PEYBERNES B., BILOTTE M. et DEBROAS E.J., 1977. La chaîne alpine des Pyrénées. Géologie Alpine, t. 53, p. 193-216.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J., 1976. Eléments de tectonique analytique. Masson, Paris, 118 p.

BIBLIOGRAPHIE (Quatrième partie et Conclusions)

- AVIAS J., 1967. Observations sur une nappe de fissures dans les gneiss cévenols à l'occasion des études de reconnaissance du site de barrage de Saint-Jean-du-Gard (France). La Houille Blanche, n° 1, p. 47-60.
- BARBIER R., 1971. Géologie et mécanique des roches dans l'étude des fondations de barrage. Revue de l'Industrie minière, n° spécial, p. 104-109.
- BORDET C., 1971. L'eau dans les massifs rocheux fissurés. Observations dans les travaux souterrains. Université de Liège. Mémoires du CERES, n° 36, 35 p.
- CARLSSON A. et OLSSON T., 1980. Caractéristiques de fracture et propriétés hydrauliques d'une région au sous-sol cristallin en Suède. Bulletin BRGM, section III, n° 3, p. 215-233.
- DUFFAUT P., 1967. Introduction à l'étude mécanique des fondations de barrage. Conférence au stage barrages A.S.T.E.F.
- FAUROUX G., GARNIER J.C. et LAKSHMANAN J., 1968. Observation des déplacements, contraintes et déformations dans les fondations. Symposium international de Mécanique des Roches, Madrid.
- FRECHET J., 1985. Sismogenèse et doublets sismiques. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Grenoble, 206 p.
- GEVIN P., 1979. La séismicité induite par les lacs réservoirs dans son contexte géologique. Revue française de géotechnique, n° 7.
- GIGNOUX M. et BARBIER R., 1955. Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques. Masson éd., Paris, 344 p.
- GOGUEL J., 1985. Tectonique des plaques et mécanique des roches. Revue française de géotechnique, n° 30.
- LETOURNEUR J. et DAYRE M., 1981. Aspects physico-mécaniques et incidences géotechniques de la décompression. Bull. Assoc. Géogr. franç., Paris, n° 478.
- LONDE P. et SABARLY F., 1966. La distribution des perméabilités dans la fondation des barrages voûtes en fonction du champ de contrainte. C.R. 1er Congrès int. de Mécanique des Roches, Lisbonne, p. 517-521.
- LUGEON M., 1933. Barrages et géologie. Dunod éd., Paris, 138 p.

RICHARDSON R. M., SOLOMON S. C. et SLEEP N. H., 1979. Tectonic stress in the plates. Rev. Geophys. Space phys., 17, p. 981-1 019.

ROUIS J., 1984. Barrage de Sidi Boubecker sur l'Oued El Kebir (Tunisie Nord Orientale). Thèse 3e cycle, Grenoble, 212 p.

SABARLY F., 1971. Rôle de l'eau dans les fondations de barrage. Revue de l'Industrie minière, n° spécial, p. 123-133.

SCHNEIDER B., 1967. Contribution à l'étude des massifs de fondation des barrages. Thèse Doct. Ing., Grenoble, 241 p.

SMAOUI A., 1984. Contribution à l'étude géologique et géotechnique du site de barrage de El Haouareb sur l'oued Merguellil (Tunisie Centrale). Thèse 3e cycle, Grenoble, 140 p.

dernière page de la thèse

AUTORISATION DE SOUTENANCE

VU les dispositions de l'article 5 de l'arrêté du 16 Avril 1974,

VU les rapports de M. ... P. LONDE.....

M. ... P. ANTOINE.....

M. ... R. HOUPERT.....

Monsieur GIRAUD André..... est autorisé

à présenter une thèse en soutenance pour l'obtention du grade de DOCTEUR D'ETAT ES SCIENCES.

Fait à GRENOBLE, le 23.7.1986

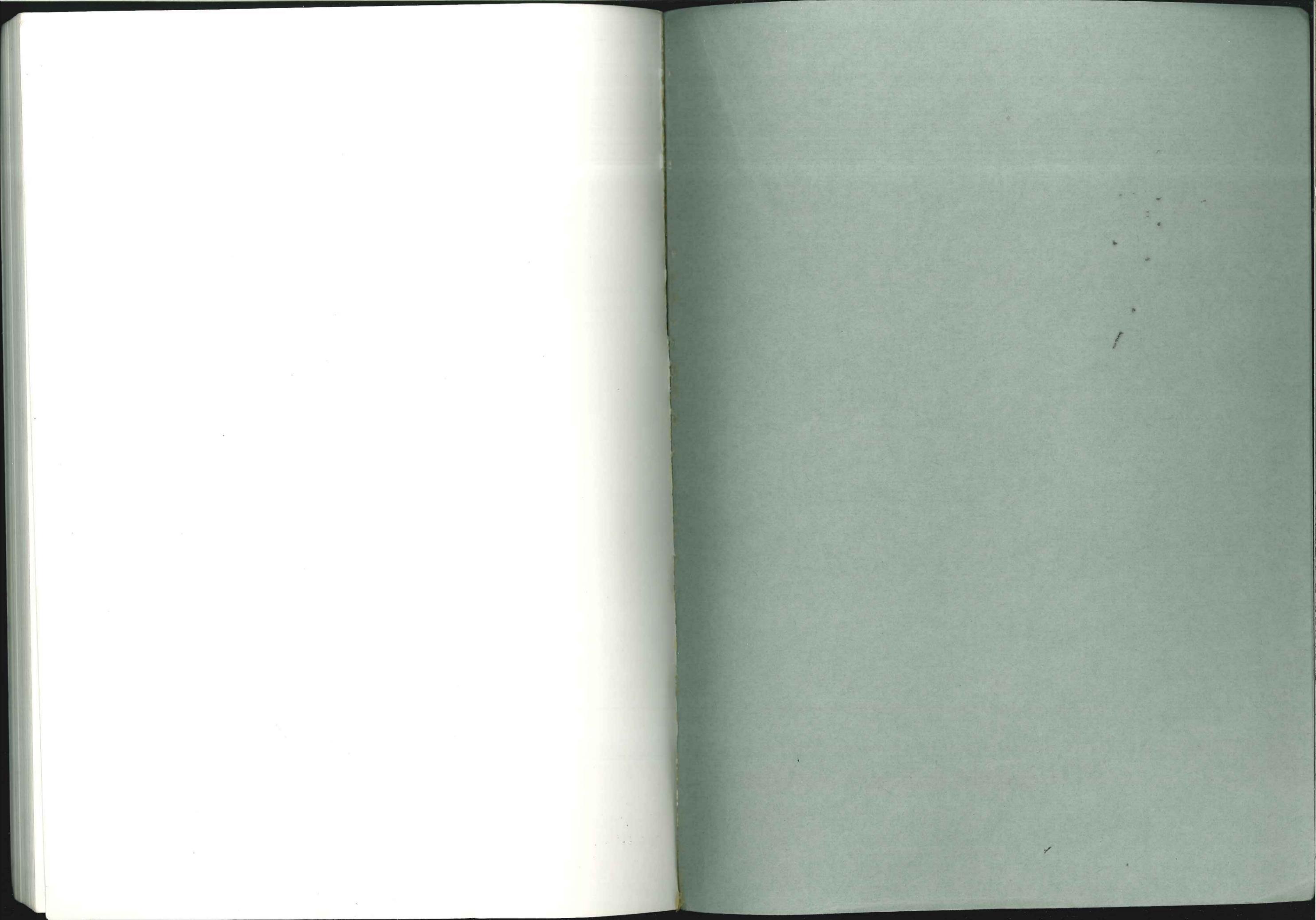
Le Président de l'U.S.M.G.



Le Président de l'I.N.P.G.

D. BLOCH  
Président  
de l'Institut National Polytechnique  
de Grenoble

P.D. le Vice-Président,



*Titre de l'ouvrage :*

**CARACTÉRISATION GÉOTECHNIQUE  
DES MASSIFS ROCHEUX  
PAR ÉTUDE STRUCTURALE ET ESSAIS IN SITU**  
applications aux sites de barrages

*Nom de l'auteur :* André GIRAUD

**RÉSUMÉ**

Le comportement géotechnique des massifs rocheux est principalement régi par leurs discontinuités. Celles-ci ont pour cause les déviateurs de contrainte et de déformation appliqués au massif tout au long de son histoire géologique.

On en conclut que les caractéristiques mécaniques et hydrauliques actuelles d'un massif dépendent à la fois de ses particularités structurales acquises et éventuellement de contraintes s'exerçant de nos jours, notamment par suite du mouvement des plaques lithosphériques.

L'appréciation de la qualité d'un site doit s'efforcer de combiner l'analyse structurale, les mesures in situ et, si possible, les données acquises par la sismologie.

Une telle démarche permet de généraliser les résultats de reconnaissances par nature ponctuelles et de mieux comprendre certaines anisotropies mécaniques et hydrauliques.

Des études de sites de fondation de barrages, en terrains cristallins et cristallophyliens, effectuées en Arabie Séoudite et dans les Pyrénées-Orientales illustrent la démarche méthodologique qui vient d'être proposée.

**MOTS-CLÉS**

Analyse structurale ; Failles ; Fractures ; Contraintes ; Essais in situ ; Anisotropie ; Barrages ; Arabie Séoudite ; Pyrénées-Orientales.

*Title of the work :*

**DETERMINATION OF GEOTECHNICAL FEATURES  
OF ROCK MASSES THROUGH  
STRUCTURAL STUDY AND IN-SITU TESTS**  
application to dam sites

*Name of the author :* André GIRAUD

**ABSTRACT**

The geotechnical behaviour of rock masses is mostly governed by their discontinuities. These are caused by deviatoric stresses and strains applied to the massif throughout its geological history.

It may be inferred that the existing mechanical and hydraulic characteristics depend on inherited structural particularities and also on present stresses, where applicable, especially those induced by lithospheric plate movements.

In order to estimate the properties of a site the geotechnician must do his best to combine structural analysis, in situ measurements and, if possible, seismological data.

Such an approach allows a generalization of the results of necessarily localized reconnaissance surveys and better understanding of mechanical and hydraulic anisotropies.

Several studies of dam-foundation sites, over crystalline and foliated crystalline formations, in Saudi Arabia and the Eastern Pyrenees (France) illustrate the method suggested above.

**KEY WORDS**

Structural analysis ; Faults ; Fractures ; Stresses ; In-Situ tests ; Anisotropy ; Dams ; Saudi Arabia ; Eastern Pyrenees (France).