

L'ANISOTROPIE DES VITESSES SISMIQUES DANS LES MASSIFS ROCHEUX

SEISMIC VELOCITY ANISOTROPY IN ROCK MASSES

FABRE D.*, GAMOND J.F.***, GIRAUD A.*, THOUVENOT F.**

Résumé

L'anisotropie des vitesses de propagation dans le massif rocheux est liée à la fabrique de la roche (forme des grains, foliation métamorphique, schistosité...), à la structure du massif (fracturation, stratification...) et au contexte géomécanique actuel (champs de contraintes). Ce dernier peut être très différent de celui qui a induit l'anisotropie de structure du matériau ainsi que sa fracturation. En particulier, il est susceptible d'amener un serrage ou une ouverture préférentiel selon certaines discontinuités.

Après un aperçu théorique du problème, les auteurs discutent les résultats de mesures obtenus sur trois sites particuliers. L'incidence sur les propriétés mécaniques et hydrauliques des fondations de barrages est finalement évoquée.

Summary :

Seismic velocity anisotropy in rocks is closely related to the rock fabric (grain shape, metamorphic foliation, slaty cleavage), to the structure (fracturation, bedding) and to the present geomechanical background (stress field).

The latter may be very different from the stress field which brought out the structural anisotropy of the material as well as its fracturation. Especially, it is likely to tight or open certain discontinuities depending on their orientations.

After a theoretical outline of the problem, the results of measurements collected on three sites are discussed. The influence on the mechanical and hydraulic properties of dam foundations is finally alluded to.

1. Introduction

Les essais sismiques sont le plus souvent interprétés en postulant une isotropie des vitesses de propagation au sein du massif rocheux.

Cependant depuis de nombreuses années les arguments s'accumulent pour dire que l'anisotropie des vitesses sismiques est de règle dans les matériaux 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 fabrique de la roche (orientation préférentielle des grains, foliation métamorphique, schistosités de flux et de dissolution) et de la fracturation (diaclasses, joints sédimentaires, failles... etc.) ;

— *de l'état de contrainte* : lorsqu'un massif rocheux fracturé de façon aléatoire est soumis à un état de contrainte déviatoire, les fractures plus ou moins orthogonales à la contrainte principale majeure σ_1 se ferment, rétablissant la continuité du milieu. Au contraire, les discontinuités parallèles à σ_1 ont tendance à s'ouvrir et il en résulte une anisotropie induite.

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.

2. Evaluation de l'anisotropie des vitesses dans un plan

2.1. Analyse théorique du problème

Une conséquence immédiate de la variation de vitesse avec la direction dans un milieu continu anisotrope est que la propagation de l'énergie d'une onde de volume ne se fait plus suivant la direction du vecteur de propagation (Crampin 1977). A côté de la *vitesse de phase*, entité mathématique exprimant la célérité d'une onde monochromatique, apparaît la *vitesse de groupe* qui est en fait la vitesse de propagation de l'énergie (vitesse mesurée lors de profils sismiques par exemple). On l'obtient par ajout à la vitesse de phase d'une petite composante le long du front d'onde. Sa valeur absolue est donc supérieure ou égale à la vitesse de phase. Les deux vitesses, identiques dans un milieu isotrope, se différencient d'autant plus que l'anisotropie est importante.

Dans la suite de cette étude, nous n'examinerons pas le cas général de l'anisotropie à trois dimensions, mais nous focaliserons notre intérêt sur le cas bidimensionnel. Cette restriction est justifiée par les méthodes d'analyse de terrain exposées plus loin, dans lesquelles les mesures se font toutes dans un même plan.

De la même façon qu'en optique une anisotropie à deux dimensions est caractérisée par une ellipse des indices, l'anisotropie sismique est caractérisée par une ellipse des lenteurs de phase, la lenteur étant une grandeur inversement

*Equipe de Géotechnique

**Equipe de Géophysique Interne

***Equipe de Tectonophysique

proportionnelle à la vitesse. Soit (E) cette ellipse, paramétrée par ses deux demi-axes p_x et p_y et repérée dans un système d'axes (Oxy) orientés suivant les directions de lenteurs maximale et minimale (fig. 1).

Pour construire la courbe des vitesses de groupe correspondantes, on peut raisonner algébriquement en utilisant le principe de Huyghens (Musgrave, 1970) ; on peut aussi aborder graphiquement le problème en transformant chaque point P de l'ellipse (E) de la façon suivante (Yedlin, 1980) : on mène d'abord la tangente en P à l'ellipse, puis la normale à cette tangente passant par O. Ces deux droites se coupent en T. Le point S, appartenant à la courbe des vitesses de groupe, est situé sur la normale avec

$$OT \cdot OS = 1 \quad (1)$$

On montre sans grande difficulté que l'équation polaire est de la forme

$$V^2 (p_x^2 \cos^2 \theta + p_y^2 \sin^2 \theta) = 1 \quad (2)$$

θ désignant l'azimut et V la longueur OS.

Introduisant les vitesses minimale et maximale dans le plan :

$$V_{\min} = 1/p_x \text{ et } V_{\max} = 1/p_y$$

l'équation (2) s'écrit :

$$V^2 \left(\frac{\cos^2 \theta}{V_{\min}^2} + \frac{\sin^2 \theta}{V_{\max}^2} \right) = 1 \quad (3)$$

C'est l'équation polaire d'une ellipse (E') de demi-axes $V_{\min}$ et $V_{\max}$.

Cette équation n'est valable que si le repère cartésien de référence est correctement orienté suivant les axes de vitesses minimale et maximale. Dans le cas général, où l'on ne connaît pas *a priori* l'orientation de l'anisotropie, on doit faire intervenir un azimut ψ correspondant à une rotation de repère. L'équation (3) se met alors sous la forme

$$V^2 \left[\frac{\cos^2 (\theta - \psi)}{V_{\max}^2} + \frac{\sin^2 (\theta - \psi)}{V_{\min}^2} \right] = 1 \quad (4)$$

En introduisant V_0 , *moyenne géométrique des vitesses*, et k , *coefficient d'anisotropie* (aplatissement de l'ellipse) :

$$V_0 = V_{\max} V_{\min} ; k = 1 - V_{\min}/V_{\max}$$

l'équation (4) peut encore se mettre sous la forme :

$$V^2 = \frac{V_0^2}{A [1 - B \cos 2(\theta - \psi)]} \quad (5)$$

avec

$$A = \frac{1 - k + k^2/2}{1 - k} ; B = \frac{k - k^2/2}{1 - k + k^2/2}$$

Il semble donc tout à fait justifié, pour l'étude d'une anisotropie bidimensionnelle, de se détourner des formulations de Backus (1965), pourtant habituellement utilisées, et d'adopter de simples ajustements elliptiques basés sur les équations (4) ou (5).

2.2. 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

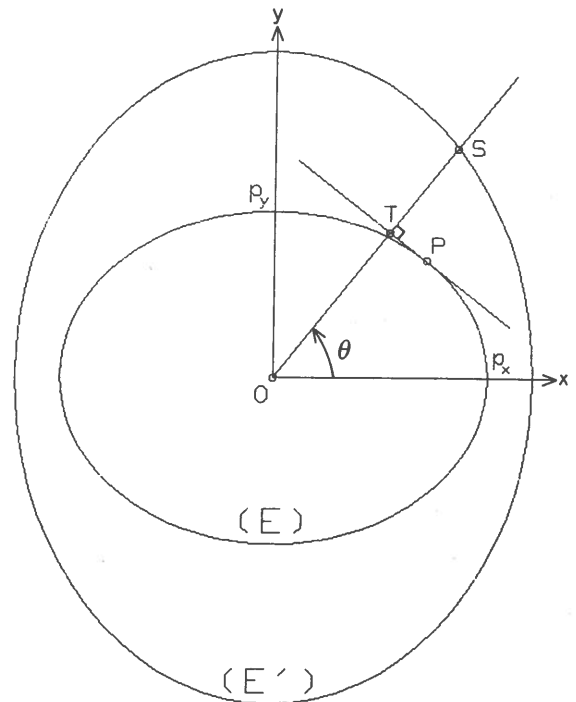


Fig. 1: Transformation de l'ellipse des lenteurs de phase (E) en ellipse des vitesses de groupe (E').

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). Cette condition étant souvent difficile à réaliser, nous avons toléré un écart d'altitude de Δz entre les points de mesure tel 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 de moindres carrés (fig. 2).

D'après la valeur 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 “mésos-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.

Dans la suite de cette étude (et notamment dans les cas présentés plus loin) 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

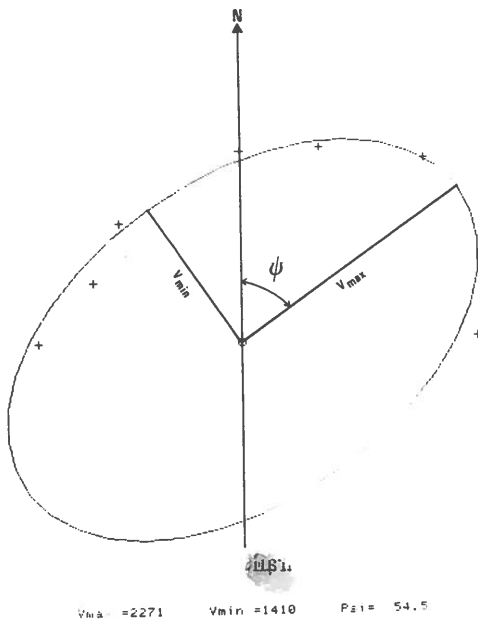


Fig. 2: Exemple d'une rosace et de son ajustement par une ellipse des moindres carrés. Détermination des axes principaux $V_{\max}$ et $V_{\min}$ et de l'azimut ψ du grand axe. Les croix correspondent aux mesures expérimentales ("mésorosace" réalisée dans la région d'El Asnam, station n° 14, voir 3.2.).

clair cependant que la réalisation conjointe des trois types de rosaces présentées ci-dessus serait souhaitable chaque fois que possible.

2.3. 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 œuvre 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 capteurs 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 :

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

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 ν , 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 anélastique, on peut utiliser l'approximation classique (Aki et Richards, 1980) :

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

où Q est le *facteur de qualité* du milieu (caractérisant l'anélasticité). En tenant compte des valeurs usuelles de ce coefficient, on aboutit à des écarts n'excédant pas quelques % 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. Ceci peut entraîner l'ouverture de certaines des microfissures qu'il contient.

3. Etude de cas

Les trois sites étudiés ci-dessous ont fait l'objet de nombreuses mesures sismiques à des échelles et avec des appareillages très différents. Les résultats des mesures de vitesse nous ont cependant paru significatifs lorsqu'on les examine dans le cadre d'une synthèse géomécanique.

3.1. Le site du barrage de Grand'Maison

Le barrage de Grand'Maison, sur l'Eau d'Olle (E de Grenoble, France) est implanté sur un verrou de gneiss en contact, à la faveur d'une faille N35° pentée 70° SE, avec des schistes liasiques également présents sous les fondations de l'ouvrage. La foliation des gneiss a une direction qui varie de N30° à N45° et un pendage vertical. Les schistes du Lias sont affectés par une schistosité de direction N40° pentée 80° W.

Les principales caractéristiques de la fracturation des gneiss sont résumées sur la figure 3.

Une *prospection sismique* à l'aide d'un appareil monotraces-marteau de type Bison 1550 a été réalisée au niveau de trois secteurs du fond de fouille. Les deux premiers concernent le gneiss et ont été effectués à des distances variables du contact avec les schistes du Lias. Le dernier secteur concerne les schistes du Lias à proximité du plan de faille. Les

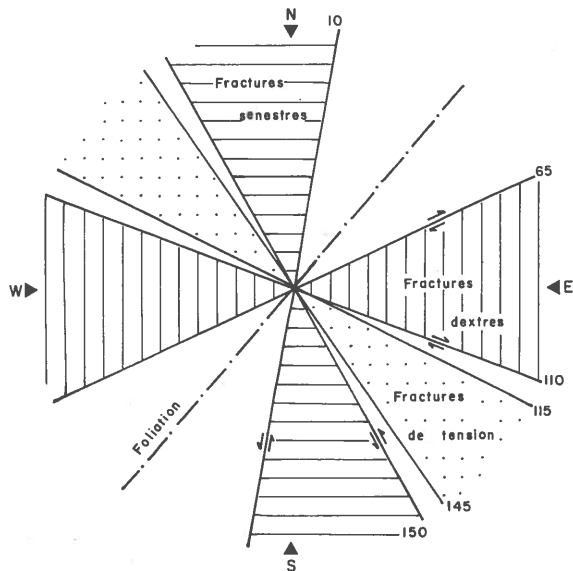


Fig. 3: Schéma de fracturation des gneiss du site de Grand'Maison, en projection sur un plan horizontal.

mesures ont été réalisées selon deux azimuts différents (parallèlement et perpendiculairement au litage) sur des bases de distance 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 et clivage schisteux) sont toujours supérieures aux vitesses perpendiculaires ;

Ceci est important pour les gneiss car, perpendiculairement à la direction de vitesse maximale mesurée, les fractures de tension (N115 à N145) sont plus ou moins ouvertes en surface. L'anisotropie des mesures de vitesse sismique est donc plus guidée par la foliation de la roche que par la fracturation.

Tab. 1: Mesure des vitesses (m/s) en trois secteurs du fond de fouille du barrage de Grand'Maison

Azimut de la mesure	Secteurs		
	1 (Gneiss)	2 (Gneiss)	3 (Lias)
N40-45 (parallèle au litage)	2 530	3 330	4 170
N135 (perpendiculaire au litage)	2 350	1 820	2 170

Tab. 2: Mesure des vitesses (m/s) sur cinq échantillons cubiques de gneiss de Grand'Maison

Orientation des mesures	Echantillons				
	1	2	3	4	5
parallèlement au litage	3 975	4 330	3 850	4 270	4 485
	et 3 955	et 4 395	et 3 825	et 4 395	et 4 425
perpendiculairement au litage	3 590	1 210	2 750	1 505	1 435

- dans les gneiss le coefficient d'anisotropie (k) décroît lorsqu'on s'éloigne de la faille (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.

Les mesures de laboratoire (tableau 2) réalisées sur des échantillons de gneiss font apparaître généralement des vitesses faibles (2100 m/s en moyenne) perpendiculairement au litage (peut-être à cause d'une légère ouverture des fissures parallèlement au litage). D'autre part le coefficient d'anisotropie est en général plus élevé que pour les mesures *in situ*.

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

L'existence d'un coefficient d'anisotropie plus faible sur le terrain qu'en laboratoire peut s'expliquer par l'influence des fractures ouvertes (N115 à N145) qui minorent les vitesses mesurées *in situ* parallèlement à la foliation.

3.2. La zone de faille d'El Asnam (Algérie)

Le séisme destructeur du 10 octobre 1980 dans la région d'El Asnam s'est traduit en surface par 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 manifestation superficielle d'une faille inverse pentée de 50° vers le NW avec une composante de coulissage horizontal senestre de quelques mètres (Ouyed, 1981). Le chevauchement du compartiment NW sur le SE qui se poursuit depuis plusieurs milliers d'années (King et Vita-Finzi, 1981) a engendré le relief anticlinal qui la borde au Nord.

Les mesures de vitesse de propagation des ondes élastiques directes ont été effectuées comme indiqué au paragraphe 2.2., en 22 stations réparties le long de la portion SW de la zone de faille, à l'Ouest de la ville d'Oued Fodda (fig. 4). Ces mesures sont ensuite traitées par moindres carrés pour déterminer les valeurs des vitesses minimale et maximale ($V_{\min}$ et $V_{\max}$) et l'azimut ψ du grand axe de l'ellipse (Gamond *et al.*, 1983).

Les relations entre coefficient d'anisotropie (k) et position spatiale des ellipses ne sont pas quelconques et l'on constate dans la zone où la faille a une direction N70° (stations 3, 4, 5 et 15) une décroissance de ce coefficient lorsqu'on s'éloigne de la faille.

L'examen des directions des $V_{\max}$ des ellipses par rapport à la fracturation dans la zone de faille permet de caractériser deux grands types de situations :

- 1) l'axe des $V_{\max}$ est parallèle aux fractures ouvertes.
 - c'est le cas des ellipses dont l'axe $V_{\max}$ est parallèle à la direction de fractures majeures ou satellites (stations 1, 8, 11, 13, 15, 17). Les fractures constituent alors les limites de petits grabens N50 représentant des fentes d'extrados sur l'anticlinal associé à la zone de faille (stations 11, 13). Les fortes anisotropies observées ($k = 40$ à 50 %) peuvent être expliquées par une discontinuité du matériau résultant de la présence de fractures orthogonales à la direction de moindre serrage (ou de traction) ;

- en certains points (stations 11, 17) l'axe $V_{\max}$ est parallèle à des fractures de type T (tension) disposées en échelons et jalonnant des directions de coulissage secondaire N140-160°. Ces fractures sont classiquement supposées

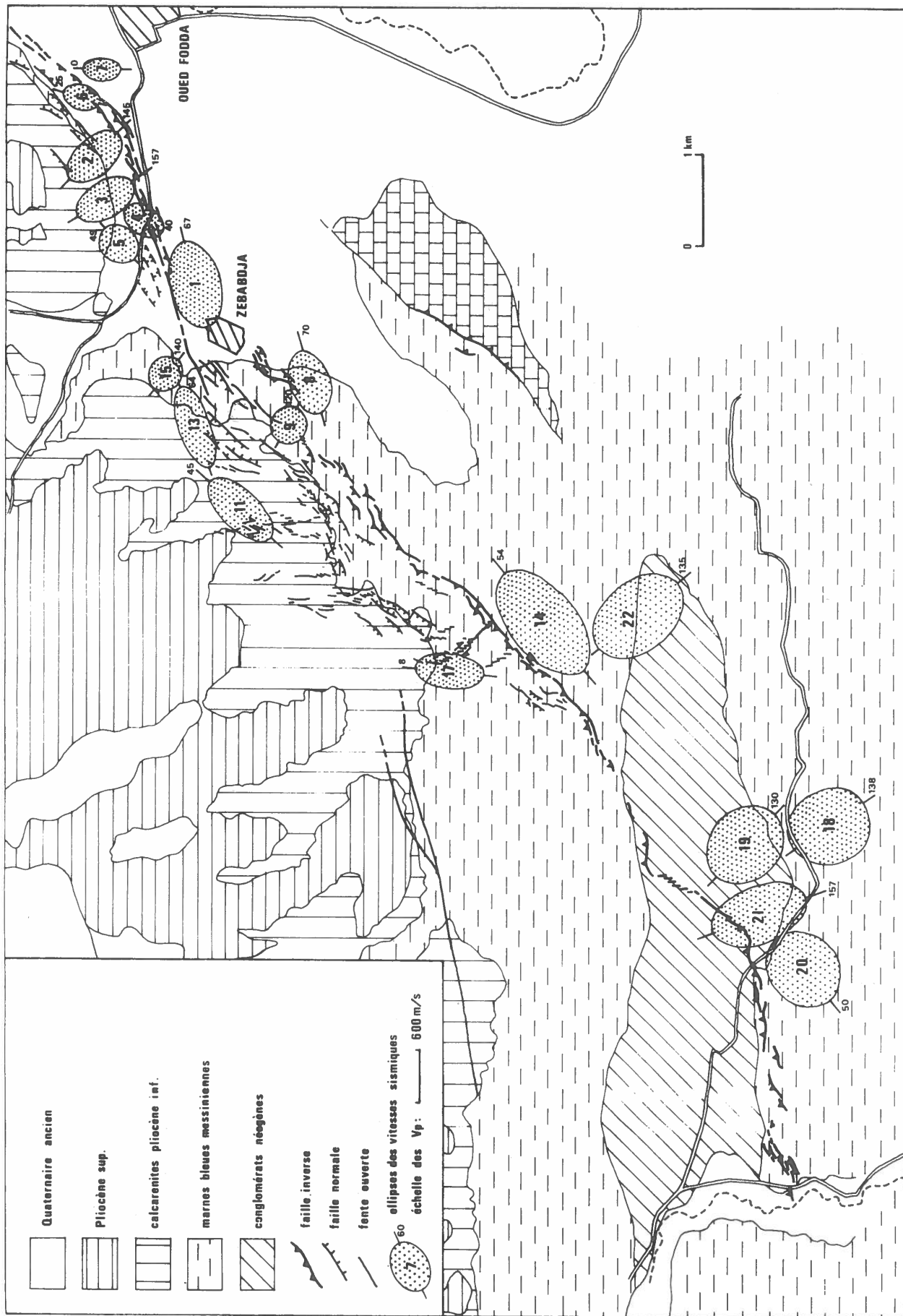


Fig. 4: Mesures d'anisotropie des vitesses sismiques en 22 stations réparties dans le secteur SW de la faille d'El Asnam (Algérie). Les longueurs des axes des ellipses sont proportionnelles à la vitesse.

parallèles à la direction réorientée de la contrainte principale majeure à l'intérieur de la zone de décrochement ;
 — une interprétation analogue est donnée pour les stations 5, 6, 7 où, bien que la fracturation de type T ne soit pas visible, la direction de l'axe $V_{\max}$ peut matérialiser la direction réorientée de la contrainte principale majeure le long de la trace générale de la faille dans ce secteur où le coulisage senestre est incontestable.

2) L'axe des $V_{\max}$ est perpendiculaire à des fractures de compression.

En ces stations (2, 3, 15, 16, 18, 19, 21, 22) la direction de l'axe $V_{\max}$ proche de N140 est perpendiculaire à la zone de faille prise dans son ensemble (ou à des failles inverses qui lui sont parallèles) et parallèle à la direction admise comme axe des pressions d'après le mécanisme au foyer du séisme principal, c'est-à-dire à la direction de la contrainte principale majeure de la zone de faille.

Cet exemple illustre l'influence d'un état de contrainte actuel sur l'orientation de l'anisotropie des vitesses sismiques. L'état de contrainte régional induit la création de méso-fractures. Lorsque celles-ci traduisent une traction, les vitesses sismiques sont ralenties dans la direction qui leur est perpendiculaire.

Pour les fractures en compression (failles inverses) les vitesses sont plus faibles selon une direction parallèle à la discontinuité.

Cependant, il faut remarquer que la création de fractures dans un état de contrainte régional entraîne une perturbation de celui-ci et des réorientations locales de contraintes qui expliquent les azimuts de certaines vitesses maximales.

3.3. Le site du barrage de Laparan

Le site étudié (Pyrénées orientales, France) se trouve dans le massif d'Aston qui appartient aux terrains cristallins de la zone axiale pyrénéenne. L'ensemble du site se développe dans la formation des gneiss de Riète. Le massif d'Aston est limité au Sud par la faille de Mérens (EW), satellite de la faille nord-pyrénéenne que l'on rencontre à une dizaine de kilomètres au Nord.

Cet accident important s'individualise à partir du Trias supérieur et constitue la discontinuité majeure le long de laquelle se produit au Crétacé le coulisage hectokilométrique senestre du bloc ibérique par rapport à l'Europe (Choukroune *et al.*, 1973).

Une synthèse récente de la sismicité pyrénéenne (Daignières, 1982) montre que dans la partie centrale de la chaîne les mécanismes au foyer analysés sont compatibles avec une direction de compression horizontale NW-SE correspondant à un mouvement dextre le long de la faille nord-pyrénéenne.

Le secteur étudié par ces derniers auteurs englobe le massif d'Aston, objet de notre étude. Le système de fracturation mis en évidence par les études microstructurales que nous avons effectuées sur ce massif est le résultat des déformations complexes et polyphasées subies par la zone axiale au voisinage de la faille nord-pyrénéenne depuis la fin de l'Hercynien. L'étude des directions de fracturation et des sens des derniers mouvements associés permet, en utilisant la méthode d'Arthaud (1968), de déterminer les axes de la déformation globale discontinue du massif. Cette méthode fait apparaître une direction de raccourcissement maximal NE-SW.

A l'occasion des études géotechniques sur le site du barrage de Laparan (Communication de A. Carrère et B. Goguel au Comité Français de Mécanique des Roches, séance du 18 mars 1982) des mesures de contrainte *in situ*, effectuées en galerie au vérin plat sur un rocher à maille de fracturation lâche, montrent une direction de contrainte maximale sensiblement EW (perpendiculaire à la vallée) qui ne peut être expliquée uniquement par l'effet de versant. D'autre part, des mesures sismiques ont été réalisées en galerie, dans un rocher sain sans foliation métamorphique marquée. Les vitesses obtenues ont été comparées rive par rive car sur chacune d'elles existent, à la verticale des galeries de mesure, des charges lithostatiques différentes introduisant un gradient de vitesse vertical. Sur chaque rive, parmi les deux directions de mesure (fig. 5), il en existe systématiquement une plus grande que l'autre. Des secteurs angulaires contenant la direction de vitesse maximale ont été déterminés et, si on admet que l'on peut superposer les secteurs correspondant à chaque rive, il apparaît que la direction de vitesse sismique maximale peut être contenue dans un angle NE-SW à E-W.

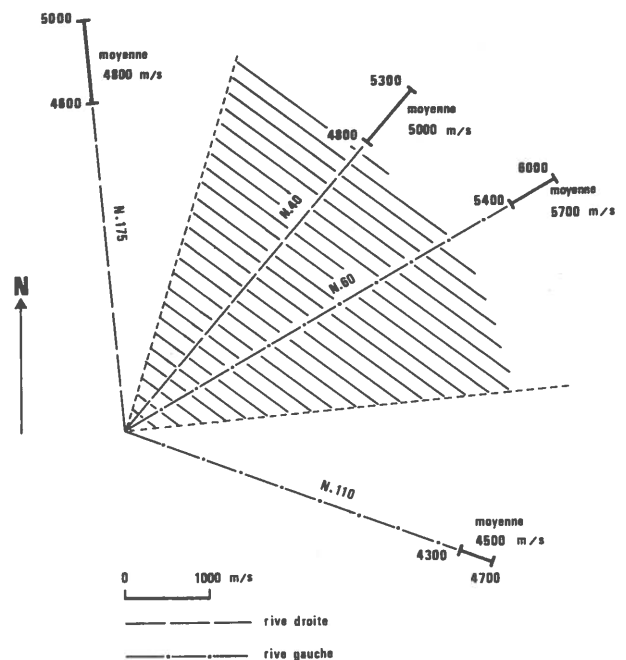


Fig. 5 : Mesures des vitesses sismiques dans les galeries (selon leurs différentes directions) sur les deux rives du site de Laparan. Les fourchettes de vitesse sont indiquées pour chaque direction.

De plus, les vitesses mesurées en laboratoire sur les échantillons, (sans orientation minéralogique préférentielle) que nous avons prélevés, donnent des valeurs moyennes (4000 m/s) inférieures à celles mesurées *in situ* (entre 4500 et 5700 m/s). Cet écart important de vitesse peut sans doute être expliqué par l'état de confinement qui règne dans les appuis et améliore sensiblement les vitesses de propagation.

Les essais au dilatomètre effectués dans quatre sondages indiquent une direction de serrage comprise entre N 120 et E-W.

Ces observations obtenues par différentes méthodes sont compatibles avec l'étude sismologique évoquée plus haut

et le contexte géomécanique régional pourrait expliquer à la fois les contraintes anormales (E-W) mesurées perpendiculairement à la vallée, l'anisotropie des vitesses sismiques et le résultat des mesures au dilatomètre.

4. Conclusions

L'exploitation des données sismiques recueillies sur un site à toutes les échelles est délicate. Pour les interpréter on devra tenter systématiquement d'identifier les facteurs dont elles dépendent dans le contexte géomécanique local.

En effet, le matériau naturel a été soumis à des états de contraintes ayant entraîné généralement :

- des transformations irréversibles dans la fabrique de la roche (foliation métamorphique, clivage schisteux...). Dans la plupart des cas on constate que les vitesses sismiques maximales apparaissent parallèlement à ces structures planaires (3.1.) ;

- une fracturation du massif, dans lequel les directions des vitesses les plus faibles sont perpendiculaires aux discontinuités lorsque celles-ci sont ouvertes (3.2.). On comprendra que ces deux effets peuvent le cas échéant se combiner (3.1.) donnant alors des rosaces de vitesse pour lesquelles l'approximation elliptique n'est plus valable.

Si un état de contrainte actuel, qui peut être entièrement différent de celui qui a engendré les discontinuités précitées, s'exerce sur le milieu considéré, il peut venir modifier l'ouverture des fissures et rétablir, dans certaines directions, la continuité du milieu (3.3.).

Les trois exemples présentés dans cette note montrent que la connaissance de l'anisotropie des vitesses sismiques permet souvent de préciser rapidement les directions principales des états de contrainte actuels. Cette approche est plus facile et plus globale que celle qui consiste à mesurer ponctuellement en galerie des contraintes à l'aide de vérins plats. Cette dernière méthode demeure cependant nécessaire pour juger d'effets locaux et notamment du délicat problème posé par les effets de versant.

La détermination des états de contrainte sur les sites d'aménagements, et particulièrement dans le cas des barrages, nous paraît une donnée indispensable pour les calculs de stabilité des ouvrages en béton et pour l'estimation du comportement hydraulique des fondations. Plusieurs exemples (Antoine et Fabre 1979, Antoine et Giraud 1982...) nous ont en effet montré que l'interprétation correcte des essais Lugeon et la prévision des absorptions pour la réalisation des écrans d'étanchéité devaient tenir compte du contexte géomécanique du site.

Remerciements

Les auteurs tiennent à exprimer leur reconnaissance à Electricité de France qui leur a donné la possibilité d'accéder aux sites de barrages présentés dans cet article.

Références

- AKI K., RICHARDS P.G., (1980) : Quantitative Seismology. Theory and Methods; vol. 1, Freeman and co., San Francisco, 557 p.
- ANTOINE P., FABRE D., (1979) : Réflexions sur le rôle et l'orientation des études de fracturation pour la fondation d'un barrage en béton. Bulletin IAEG n° 20, 40-44.
- ANTOINE P., 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, 25-32.
- BACKUS G.E., (1965) : Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. J. Geophys. Res., 70, 3424-3439.
- BAMFORD D., CRAMPIN S., (1977) : Seismic anisotropy. The state of the art. Geophys. J. R. astr. Soc. 49, 1-8.
- BRUHAT G., (1934) : Cours de Mécanique physique. Masson, Paris, 708 pp.
- CARRERE A., GOGUEL B., (1982) : Contraintes de versant dans les appuis d'un barrage voûte. Communication au Comité Français de Mécanique des Roches, Paris, 18 Mars 1982.
- CHOUKROUNE P., LE PICHON X., SEGURET M., SIBUET J.C. (1973) : Bay of Biscay and Pyrenees. Earth and planetary Science Letters 18, 109-118.
- CRAMPIN S., (1977) : A review of the effects of anisotropic layering on the propagation of seismic waves. Geophys. J.R. astr. Soc., 49, 9-27.
- DAIGNIERES M., (1982) : Contribution de la géophysique à la compréhension de certains orogènes et de la déformation intracontinentale associée. Thèse Doc. Etat, Montpellier.
- GAMOND J.F., HADIOUCHE O., BENHALLOU H., (1983) : Etude des anisotropies de vitesse des ondes de compression le long de la partie SW de la faille d'El Asnam. (à paraître au Bulletin de l'ONRS).
- KING G.C.P., VITA-FINZI C., (1981) : Active folding in the Algerian earthquake of 10 october 1980. Nature 292, n° 5818, 22-26.
- LOUIS C. (1972) : Les caractéristiques hydrauliques du massif de fondation du barrage de Grand'Maison (Isère). Bulletin BRGM, section III, n° 4, 13-17.
- MUSGRAVE M.J.P. (1970) : Crystal Acoustics. Holden-Day. San Francisco.
- OUYED M., (1981) : Le tremblement de terre d'El Asnam du 10 octobre 1980. Etude des répliques. Thèse 3^e Cycle, Grenoble, 227 p.
- SCHNEIDER B., (1967) : Contribution à l'étude des massifs de fondation de barrages. Thèse doc. ingénieur, Grenoble, 241 p.
- YEDLIN M.J., (1980) : The wave front in a homogeneous anisotropic medium. Bull. seismol. Soc. Am., 70, 2097-2101.

