étude des mécanismes à l'origine de l'activité microsismique liée à des injections d'eau dans un massif granitique

analysis of mechanism of microseismicity induced by water injections in a granitic rock mass

Sh. TALEBI, F.H. CORNET

Laboratoire de Sismologie
Institut de Physique du Globe de Paris*

Résumé

Un essai d'injection d'eau a été réalisé dans le massif granitique du Mayet-de-Montagne (Allier) à 443 m de profondeur à un débit moyen de 1,2 m³/min pour un volume total injecté de 115 m³. Au cours de cet essai seize stations d'observation, placées dans des forages situés à des distances du forage d'injection variant de 30 m à 550 m et ayant des profondeurs variant de 23 m à 250 m, ont été utilisées pour étudier l'activité microsismique (10-2000 Hz) liée à ces injections.

Des signaux ont été observés sur l'ensemble des stations du réseau. La projection, dans le plan horizontal, des hypocentres des événements à l'origine de ces signaux se distribue dans une zone allongée, d'orientation approximative nord-sud.

Les mécanismes au foyer de ces événements ont été déterminés à partir des sens du premier mouvement des ondes P, ainsi que du diagramme de polarisation des ondes S. Ils sont caractéristiques de mouvements de cisaillement. Deux familles de plans nodaux ont été obtenues : N 48° ± 8° E de pendage 85° ± 5° et N 140° ± 10° E de pendage 60° ± 8°. Ces plans sont inclinés par rapport à la direction d'écoulement dans le massif. Cette observation permet de conclure que les événements microsismiques observés sont liés à des microglissements le long de fractures préexistants recoupant la fracture principale dans laquelle intervient l'écoulement. L'analyse spectrale des signaux a montré l'incertitude qui affecte la détermination des paramètres caractérisant la source, du fait de l'atténuation des signaux intervenue lors de la propagation dans le massif.

Abstract

The microseismic activity (10-2000 Hz) induced by a water injection realised in the granitic rock mass of Le Mayet-de-Montagne in central France was monitored by a sixteen stations network. 3-D seismometers were lowered at the bottom of bore-holes with depths ranging from 23 m to 250 m, set at various distances from the injection well (from 30 m to 550 m).

The projection on a horizontal plane of the hypocenters of the events observed on nearly all the stations shows a zone elongated in the North-South direction.

The focal mechanisms of these events were determined from the sens of first motion of P-waves and from the polarization direction of S-waves. They are characteristic of shear events. The following nodal planes were obtained : N 48° ± 8° E dipping 85° ± 5° and N 140° ± 10° dipping 60° ± 8°. These planes are inclined with respect to the flow direction in the rock mass. We concluded from this observation that the microseismic events were generated by shear failures along the preexisting fractures intersecting the fracture in which the main flow occurred. The spectral analysis of the signals outlined the difficulty for determining the source parameters because of attenuation effects affecting the signals.

* 4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05, tour 14, 4^e étage.

1. INTRODUCTION

L'injection de fluide dans un massif rocheux peu perméable peut donner lieu à une activité microsismique de haute fréquence. La localisation de la source de cette activité fournit des informations concernant l'écoulement du fluide dans le massif car elle est causée par des variations de pression interstitielle dans le massif.

Le but des essais décrits ci-après était de préciser la source de ces événements : ouverture d'une fracture hydraulique ou glissements suivant des fractures naturelles préexistantes. Ces essais ont été conduits sur le site du Mayet-de-Montagne situé à 25 km au sud-est de Vichy dans l'Allier (fig. 1a). Ce site a été initialement choisi pour effectuer des mesures de flux de chaleur par l'Institut National des Sciences de l'Univers. Il a été consacré par la suite à des essais de faisabilité quant à l'extraction de la chaleur des roches chaudes et sèches.

2. DESCRIPTION DU SYSTÈME D'ACQUISITION ET DE NUMÉRISATION DES DONNÉES

Un ensemble de dix sismomètres, comportant chacun trois géophones disposés selon trois directions orthogonales entre elles, a été installé autour du puits d'injection (III-8) dans des forages de 23 m de profondeur situés à des distances de celui-ci variant de 170 m à 400 m. Cette profondeur a été choisie pour que les sismomètres soient installés dans la roche saine de façon à limiter les effets d'atténuation des signaux par la couche altérée superficielle. Le plan du site et la position des stations sont indiqués sur la figure 1. Un onzième sismomètre trois composantes a été descendu à 250 m de profondeur dans le forage III-4 situé à une trentaine de mètres du forage d'injection III-8. Ce dispositif était complété par quatre stations autonomes, comportant chacune un sismomètre à une seule composante verti-

a)

Fig. 1. — Le site du Mayet-de-Montagne :
a) situation géographique, b) plan d'implantation des stations.

cale, situées à des distances de 450 m à 550 m du puits d'injection.

Les sismomètres utilisés au cours de ces essais ont été construits spécialement pour les besoins de notre programme de recherche. L'analyse des signaux recueillis lors des essais de 1981 (TALEBI et CORNET, 1985) a permis de fixer leur bande passante à 10-2000 Hz. Ces sismomètres ont été construits notamment pour résister à une pression d'eau dépassant la dizaine de MPa.

Les géophones, d'une fréquence propre de 10 Hz, ont une sensibilité moyenne de 44 volt/(m.sec.), uniforme dans le domaine 10-2000 Hz. Les sismomètres ont été descendus au fond des forages et leur couplage a été assuré par un ensablage qui permet de récupérer les appareils à la fin des essais tout en supprimant les mécanismes de couplages lourds, sources d'éventuelles résonances.

Le système d'acquisition des données sur le terrain est schématisé sur la figure 2. Les signaux émis par les géophones sont amplifiés avec un gain de 80 dB (10 000 fois) avant d'être transmis par des câbles à sept conducteurs à une station centrale. Les signaux sont ensuite filtrés « passe-bas » à 2 kHz avant d'être échantillonnés en mots de 13 bits à une cadence de 4 808 mots/(voie.sec.), multiplexés 8 par 8, puis enregistrés sur un enregistreur-lecteur magnétique quatorze pistes sur des voies en enregistrement direct. De plus, huit composantes verticales (Z) et un signal horaire codé étaient directement enregistrés sur des voies en modulation de fréquence.

Lors de la relecture, les signaux numérisés mais démultiplexés étaient transmis vers un ordinateur HP 2100 qui, après avoir changé le format de numérisation, les transmettait sur des bandes numériques de densité

Fig. 2. — Schéma du système d'acquisition des données.

Fig. 3. — Variations en fonction du temps de la pression en tête de puits et du débit d'injection pendant les trois périodes d'injection 1, 2 et 3. L'instant d'apparition des six événements (EV1 à EV6) est également indiqué.

1 600 Bpi. Durant l'enregistrement sur le terrain, les onze composantes verticales des sismomètres étaient tracées sur papier, ce qui a permis de suivre en temps réel le bon déroulement des opérations. Pour les stations lointaines à une seule composante, l'enregistrement des données ainsi que celui du temps codé émis par voie hertzienne vers toutes les stations se faisaient en mode F.M. sur un magnétophone installé à côté de chaque station.

Pendant le deuxième essai d'injection décrit ci-après, en plus du réseau déjà mentionné, une sonde trois composantes développée par l'Institut Français du Pétrole (I.F.P.) était ancrée à 173 m de profondeur dans le forage III-2, situé à une trentaine de mètres du puits d'injection. La particularité de cette sonde provient du fait que les capteurs sont des accéléromètres ayant une réponse uniforme jusqu'à 4 000 Hz. Les signaux de cette sonde ont été numérisés à une cadence de 9 616 mots/(voie.sec.) puis multiplexés avant l'enregistrement en mode direct sur une piste de l'enregistreur magnétique.

3. LES ESSAIS D'INJECTION

Deux essais d'injection ont été réalisés : le premier de longue durée à faible débit et le deuxième de courte durée à fort débit.

Lors du premier essai d'injection réalisé à 317 m de profondeur un volume total de 40 m³ sous des pressions de 7 à 9 MPa a été injecté avec un débit constant de 1,4 m³/h. De très faibles signaux ont été reçus sur le seul sismomètre à 250 m de profondeur. L'origine de ces signaux n'a pas encore été élucidée, mais leur forme semble indiquer qu'ils ne sont probablement pas de même origine que les signaux décrits ci-après.

Le deuxième essai d'injection a été réalisé à 443 m de profondeur et s'est déroulé en trois étapes : des volumes de 61 m³, 28 m³ et 26 m³ d'eau ont été injectés sous des pressions moyennes en tête de puits de 13,5, 18,5 et 19,0 MPa respectivement, pour des débits de 1,0 et 1,4 m³/min (fig. 3).

Lors de cet essai, un ensemble de six événements microsismiques a été ressenti. Malheureusement le premier événement est intervenu lors d'un changement de bande magnétique et n'a de ce fait pu être enregistré que sur les quatre stations autonomes. Cependant, les cinq autres événements ont été correctement enregistrés : ils ont été ressentis par un très grand nombre de stations.

La figure 4 représente des exemples de signaux enregistrés pour différentes stations pour les événements 5 et 6. On y constate des arrivées nettes pour les ondes P sur pratiquement toutes les stations et des arrivées plus ou moins nettes des ondes S sur un certain nombre d'entre elles. L'amplitude des phases S dépasse généralement celle des phases P.

4. LOCALISATION DES ÉVÉNEMENTS

La localisation d'un événement consiste à déterminer les coordonnées X, Y, Z du foyer et le temps t auquel l'événement est intervenu. La précision de la détermination dépend du nombre de données disponibles, un

Fig. 4. — Exemples des trois composantes (Z, L et T) des signaux observés : a) sur la station III-4 à 250 m de profondeur pour l'événement 6, b) sur les stations 4 à 10, à 23 m de profondeur, pour l'événement 5. P et S indiquent les temps d'arrivée des ondes P et S sur chaque station.

minimum de quatre valeurs indépendantes étant indispensable.

Cette localisation a été obtenue par une méthode itérative basée sur la détermination des temps d'arrivée des ondes P et S. A partir des lectures des temps d'arrivée on choisit a priori un foyer et un temps approximatif pour un événement donné. Étant donné les vitesses des ondes P et S dans le milieu, ce choix conduit à calculer le temps d'arrivée de ces ondes sur chaque station. On cherche alors la solution x, y, z et t qui minimise la somme des carrés des erreurs entre les temps observés et les temps calculés pour les stations.

Nous avons modifié la méthode des premiers temps d'arrivées pour tenir compte de l'anisotropie de vitesse des ondes P et S dans le milieu. La méthode consiste à mesurer les vitesses suivant des trajets voisins de ceux des signaux des sources attendues et à inclure ces vitesses dans les itérations. Pour ce faire, un tir de 15 grammes de dynamite a été effectué à 480 m de profondeur dans le forage d'injection, côte qui avait été initialement choisie pour l'injection à fort débit. Les signaux émis ont été enregistrés par toutes les stations du réseau, l'instant du tir étant déterminé par un détonateur de surface branché en série avec le circuit d'amorçage de l'explosif. Ainsi la connaissance des temps de parcours et des distances parcourues a permis de déterminer les vitesses des ondes P et S pour différentes directions source-station. Les événements attendus devant être peu éloignés du point de tir, cette détermination du champ des vitesses était supposée bien approcher les vitesses réellement intervenues lors de la propagation des signaux.

Toutefois, un problème technique a compliqué ces déterminations : le détonateur de surface s'est révélé légèrement asynchrone vis-à-vis de celui de l'explosif et des erreurs de quelques millisecondes sont apparues dans la détermination de l'instant du tir (t_0).

Pour résoudre ce problème, nous avons utilisé un diagramme de « Wadati ». Il s'agit de reporter sur l'axe des abscisses le temps de parcours de l'onde P (t_p) et sur l'axe des ordonnées l'écart entre les temps de parcours de l'onde S et de l'onde P ($t_s - t_p$) pour différentes stations. L'intersection de la droite qui passe par ces points avec l'axe des abscisses donne le temps de déclenchement du tir. La pente de cette droite est une fonction du coefficient de Poisson dans le milieu. Nous avons obtenu ainsi un décalage de trois millisecondes sur l'instant du tir initial déterminé à partir du détonateur de surface et un coefficient de Poisson égal à 0,27 pour le massif.

Fig. 5. — Projection des hypocentres des événements : a) dans un plan horizontal, b) dans un plan vertical orienté nord-sud.
(I) est le point d'injection.

Les vitesses des ondes P et S ont pu être déterminées avec précision. Celles-ci varient de 5 440 m/s à 5 740 m/s pour les ondes P et de 3 070 m/s à 3 260 m/s pour les ondes S (TALEBI, 1986).

La figure 5 montre la projection sur des plans horizontaux et verticaux des hypocentres des événements 2 à 6. Les résultats indiqués sur cette figure suggèrent que l'écoulement est intervenu dans une zone d'orientation approximativement nord-sud. Ce résultat est à rapprocher du fait que les diagraphies thermiques et électriques ainsi que l'analyse de la géochimie des eaux du forage avaient mis en évidence à 472 m de profondeur une fracture sub-verticale, d'orientation N 173° E, siège d'une circulation naturelle d'eau.

Il paraît donc probable que les fractures engendrées à la paroi du forage (quatre fractures ont été mises en évidence au moyen d'un obturateur d'impression : trois fractures de pendage compris entre 27° et 11° et une fracture sub-verticale (87°) d'orientation N 73° E) ont rapidement recoupé cette fracture majeure qui a alors agi comme drain principal de l'écoulement.

5. DÉTERMINATION DE L'ORIENTATION DES SISMOMÈTRES

Comme nous l'avons déjà mentionné les sismomètres utilisés lors de ces essais comportent chacun trois géophones dans trois directions orthogonales entre elles : une dans la direction verticale (Z) et les deux autres dans deux directions horizontales (L et T). Si la direction verticale est la même pour tous les sismomètres à quelques degrés près (les sismomètres cylindriques ont un diamètre de 80 mm et une longueur de 25 cm, le diamètre des forages étant lui de 100 mm) il n'en est pas de même pour les directions horizontales. En effet, lorsqu'un sismomètre est descendu dans un forage, aucune information sur l'orientation de ses composantes L et T n'est disponible étant donné que celui-ci ne comporte pas de boussole incorporée. Or, la connaissance de l'orientation de directions L et T des sismomètres s'impose pour l'étude de la polarisation des signaux.

L'orientation des composantes L et T de chaque sismomètre a été déterminée par la méthode des hodogrammes qui permet de définir la direction de polarisation des ondes P de signaux engendrés par des tirs de dynamite effectués dans différents forages du site. Parmi les neuf tirs étudiés, cinq ont été réalisés dans un ensemble de forages distants l'un de l'autre de moins de 30 m et les quatre autres dans des forages situés à plus de 200 m du forage d'injection ceci dans le but d'obtenir des ondes P arrivant dans différentes directions.

L'angle que fait la composante L d'un sismomètre avec le nord géographique peut être déterminé à partir de chaque hodogramme étant donné que la position de la station et du point de tir sont connues. La précision des déterminations s'est révélée être de quelques degrés (TALEBI, 1986).

6. SOURCES POSSIBLES D'ACTIVITÉ MICROSISMIQUE

L'injection d'eau dans un massif rocheux peut provoquer deux types de ruptures susceptibles de donner

naissance à des événements microsismiques : la propagation saccadée d'un front de fracture hydraulique sous l'effet de la pression de fluide ou la rupture par cisaillement le long de fractures préexistantes du fait des augmentations locales de pression interstitielle (fig. 6). Pour le premier mécanisme, la fracture se propage perpendiculairement à la contrainte principale minimum, suivant la théorie classique de la fracturation hydraulique. Le deuxième mécanisme est lié à la diminution de contrainte normale effective supportée par le plan de fracture. Ce phénomène est illustré sur la figure 6 par le glissement du cercle de Mohr vers la gauche, du fait de l'augmentation de pression interstitielle. Il y a rupture pour les plans de faiblesse tels que l'extrémité du vecteur contrainte supporté par ces plans se trouve à gauche de la courbe caractéristique du critère de rupture (une droite dans le cas d'un critère de Coulomb).

Les signaux émis par ces deux types de mécanismes sont différents tant dans leur nature que dans leur forme. Nous allons présenter les résultats théoriques concernant chaque type de mécanisme afin de dégager des critères permettant de les distinguer.

6.1. Propagation d'une fracture hydraulique

AKI et al. (1977) ont étudié l'émission de l'énergie sismique pour une fracture se propageant du fait d'une pression de fluide. Ils considèrent que cette propagation ne peut pas libérer d'énergie sismique dans un milieu parfaitement homogène car ils supposent que le fluide ne pénètre pas jusqu'au fond de la fracture et donc qu'un gradient de pression négatif existe dès que la fracture se propage. Ce gradient négatif a pour effet de stopper la propagation, laquelle se fait en conséquence de façon quasi-statique, donc asismique. Toutefois, ce mécanisme peut créer des événements microsismiques, d'après les mêmes auteurs, en présence d'hétérogénéités de résistance ou quand il existe une différence entre le facteur d'intensité de contrainte statique

et le facteur d'intensité de contrainte dynamique dans le milieu.

Des résultats récents obtenus au laboratoire ont montré qu'une fracture hydraulique se propage de façon saccadée dans du plexiglass, matériau parfaitement homogène (RUMMEL, 1985). Il semble donc acquis que la propagation d'une fracture hydraulique soit une source possible d'émission microsismique.

La conclusion principale de l'étude de AKI et al. (1977) concerne la forme du spectre des événements émis. En effet, cette étude montre que la propagation saccadée du front de fracture hydraulique induit des signaux dont l'énergie est concentrée autour d'une ou plusieurs fréquences qui dépendent de la longueur de la fracture. Lorsque ces événements sont suffisamment rapprochés dans le temps, ils seraient susceptibles d'être source de « tremor », phénomène vibratoire continu observé notamment lors des éruptions volcaniques.

CHOUET (1981) a proposé un modèle de propagation de fracture par ouverture de mode I (selon la classification d'IRWIN, 1957) et montré que pour ce type de rupture le sens du premier mouvement de l'onde P est une compression dans toutes les directions de l'espace. Ceci semble être en accord avec les résultats obtenus au laboratoire par SAVAGE et MANSINHA (1963) pour ce type de mécanisme.

6.2. Rupture par cisaillement le long d'une fracture naturelle

Caractéristiques spectrales des signaux émis

La deuxième source possible de vibrations du fait de l'injection de fluide dans un massif rocheux provient des microglissements induits par les variations de pression interstitielle (RALEIGH et al., 1972; BLAIR et al., 1976; PEARSON, 1981). Depuis longtemps les sismologues étudient le champ des vibrations associées à un relâchement de la contrainte de cisaillement le long de surfaces planes. De nombreuses informations sont maintenant disponibles à ce sujet, notamment en ce qui concerne le spectre de Fourier de l'amplitude des déplacements pour les ondes P et pour les ondes S (KEILIS-BOROK, 1960; BRUNE, 1970; MADARIAGA, 1983). Nous nous contenterons de rappeler un certain nombre de résultats sans fournir les démonstrations correspondantes.

Dans le domaine des basses fréquences, l'amplitude des spectres de déplacement, tant pour les ondes P que pour les ondes S, est constante, proportionnelle au moment sismique M_0 et inversement proportionnelle au module de cisaillement dynamique du matériau μ . Rappelons que le moment sismique associé à un déplacement instantané u , uniforme, le long d'une surface plane d'aire A est égal à $\mu u A$; il caractérise l'intensité de l'événement. Considérant le spectre des ondes S, si $\Omega_0(s)$ est l'amplitude du plateau observé, KEILIS-BOROK (1960) a montré que :

$$M_0 = 4 \pi \rho d \beta^3 \frac{\Omega_0(s)}{R_{\theta\phi}(s)} \quad (1)$$

où :

- ρ est la densité du matériau ;
- d est la distance source-capteur ;
- β est la vitesse des ondes S ;
- $R_{\theta\phi}(s)$ est un scalaire qui reflète le diagramme de radiation de l'onde S.

Mécanisme 1

Mécanisme 2

Fig. 6. — Description schématique des mécanismes susceptibles d'engendrer des événements microsismiques.

Fig. 7. — Spectres de déplacements théoriques pour l'onde P et pour l'onde S selon le modèle de dislocation de Brune (d'après Hanks et Wyss, 1972).

Dans le domaine des hautes fréquences, l'amplitude du spectre oscille, les maxima décroissant selon une puissance négative de la fréquence.

BRUNE (1970) a montré que pour ce type de rupture, la fréquence à partir de laquelle apparaît la décroissance de l'amplitude, appelée fréquence-coin, dépend des dimensions de la source et de l'orientation de la dislocation vis-à-vis du point d'observation. HANKS et WYSS (1972) ont montré que pour ce modèle, des résultats comparables pouvaient être obtenus pour l'onde P (fig. 7).

Depuis, de nombreux auteurs (voir par exemple SAVAGE, 1974; MADARIAGA, 1976; HARTZELL et BRUNE, 1977) se sont intéressés à la relation qui existe entre les dimensions de la source et la fréquence coin. Ils ont ainsi mis en évidence la dépendance de cette relation vis-à-vis du modèle interprétatif. BRUNE et al. (1979) dans une étude comparée des différents modèles concluent que cette relation peut s'exprimer par :

$$r = K\beta/f_c \quad (2)$$

où :

r est le rayon de la source supposée circulaire ;
 f_c est la fréquence-coin pour le spectre des ondes S ;
 K est un facteur de proportionnalité.

K dépend du type de rupture et de la position du point d'observation vis-à-vis de la dislocation. Ces auteurs concluent que K peut varier de 0,2 à 0,5. Ils proposent de retenir la valeur moyenne de 0,33 indépendamment du modèle retenu et de la position de la station.

Un dernier paramètre important peut être calculé à partir de la connaissance du moment sismique et de la géométrie de la source à savoir la chute de contrainte associée à la rupture. L'estimation de ce dernier paramètre dépend lui aussi des hypothèses faites sur la source (voir par exemple MADARIAGA, 1979). Dans le cas d'une fracture circulaire donnant lieu à une rupture uniforme sur toute sa surface, MADARIAGA (1979) propose la relation suivante :

$$\Delta\sigma = \frac{M_0}{0,73 \pi r^3} \quad (3)$$

Il est donc possible de définir trois scalaires caractérisant approximativement la source :

- le moment sismique M_0 calculé à partir du plateau basse-fréquence du spectre des déplacements ;
- le rayon moyen de la source calculé à partir de la fréquence-coin du spectre de l'amplitude des déplacements ;
- la chute de contrainte moyenne associée à la dislocation calculée à partir du moment sismique et du rayon de la source.

Fig. 8. — Diagramme théorique de radiation des ondes P et S pour une dislocation (d'après Aki et Richards, 1980) : a) sens de premier mouvement des ondes P, b) direction de polarisation de la composante horizontale de l'onde S. Les axes P et T correspondent aux axes de compression et de dilatation définis par Aki et Richards (1980).

On remarquera que le rayon de la source n'est connu qu'à un facteur deux près étant donné la grande dépendance de la fréquence-coin vis-à-vis du modèle de source retenu. De ce fait la détermination de la chute de contrainte, qui en elle-même représente déjà une valeur moyennée sur la surface de glissement, n'est que très approximative. Elle fournit néanmoins un ordre de grandeur intéressant.

Diagramme de radiation des ondes P et S

Nous allons rappeler ici quelques aspects de la radiation de l'énergie sismique libérée par une rupture de glissement. La figure 8 résume les caractéristiques de cette radiation pour les ondes P et S dans toutes les directions de l'espace.

Le sens du premier mouvement pour l'onde P est une propriété importante (voir fig. 8a). L'espace est divisé par rapport au sens de premier mouvement en quatre quadrants : deux de compression et deux de dilatation. Ils sont séparés par deux plans nodaux dont un correspond au plan de rupture. L'amplitude du premier mouvement est nul sur les plans nodaux et maximum sur les deux axes P (compression) et T (dilatation).

Sur la figure 8b la direction de polarisation de la composante horizontale de l'onde S est représentée par une flèche : elle varie avec la direction des rais sismiques dans l'espace. Sur ce diagramme, il n'existe pas de plan nodaux mais des axes nodaux qui coïncident avec les axes P et T du diagramme précédent. Les flèches divergent de l'axe P, convergent vers l'axe T et sont perpendiculaires aux deux plans nodaux du diagramme de l'onde P.

Le diagramme de radiation de l'onde P et, en présence d'ondes S claires, le diagramme de polarisation de celles-ci sont utilisés pour déterminer les plans nodaux et le vecteur de glissement associé à un séisme. Notons que ces diagrammes ne permettent pas de déterminer lequel des deux plans nodaux est le plan de rupture. Pour les séismes, la détermination de ce dernier fait intervenir d'autres données telles que la trace de la faille de glissement à la surface ou la localisation des répliques.

7. RÉSULTATS OBTENUS AU MAYET-DE-MONTAGNE

7.1. Les mécanismes au foyer

La série de tirs de dynamite effectuée pour déterminer la loi de vitesse, a également permis de vérifier que pour ces sources des ondes de compression étaient observées sur toutes les stations du réseau. Ce résultat permet de conclure que les sens des premiers mouvements observés sont bien représentatifs des mouvements du terrain.

Le mécanisme au foyer établi pour l'événement 5 d'après le sens du premier mouvement de l'onde P est indiqué sur la figure 9a. On y distingue deux plans nodaux : N 53° E de pendage 85° et N 145° E de pendage 68°.

La figure 9b montre, pour le même événement, le diagramme de polarisation de la composante horizontale de l'onde S pour des sismomètres trois composantes du réseau. On retrouve assez bien le diagramme prévu par les modèles de rupture par glissement : des flèches divergentes de l'axe de pression, convergentes vers l'axe de tension et approximativement perpendiculaires aux plans nodaux au voisinage de ces deux plans.

La précision de la détermination de ces deux plans est inférieure à 10° pour cet événement. En effet, des stations sont présentes au voisinage de ces deux plans ce qui permet de bien les définir. D'autre part, les directions de polarisation de l'onde S semblent assez précises et les erreurs ne devraient pas excéder 10°.

Les cinq mécanismes obtenus sont semblables entre eux, surtout pour les événements 2, 3, 5 et 6. Les plans nodaux de ces mécanismes peuvent être résumés de la façon suivante : N 48° ± 8° E de pendage 85° ± 5° et N 140° ± 10° E de pendage 60° ± 8°.

Lorsque l'on compare les traces des signaux obtenus pour les événements 2 et 3, ces dernières sont quasiment superposables, ce qui laisse supposer qu'ils ont été causés par des glissements le long du même plan de fracture. Le vecteur reliant la projection horizontale des hypocentres de ces deux événements s'oriente N 137° E. Ceci suggère que pour ces deux événements c'est le plan N 140° ± 10° E de pendage 60° ± 8° qui était le plan de glissement. Si l'on retient cette hypothèse, le vecteur de glissement apparaît alors comme sub-horizontale. Les plans nodaux pour l'événement 4 sont N 15° E de pendage 48° et N 125° E de pendage 69°.

Ces plans appartiennent à quelques degrés près aux familles de fractures naturelles du massif. Les plans nodaux pour les événements 2, 3, 5 et 6 sont bien définis à partir des données concernant les ondes P et S, ce qui n'est pas le cas pour l'événement 4 dont le mécanisme est moins fiable que les autres.

7.2. Analyse spectrale des signaux

Une étude systématique des spectres de déplacement des signaux des ondes P et S ainsi que le bruit observé avant l'arrivée des signaux a été entreprise pour les différents événements et pour les différentes stations. Les figures 10a et 10b montrent, respectivement, des exemples de spectre non-corrigés et corrigés pour les effets d'atténuation des signaux dans le massif. La forme des spectres des ondes P et S est représentative de mécanismes de glissement. On remarque un plateau en basses fréquences et une partie descendante en hautes fréquences.

La fréquence-coin obtenue à partir des spectres non corrigés diminue quand la distance source-station augmente (tableau I), ce qui montre que cette fréquence-coin est affectée par l'atténuation du signal au cours de sa propagation dans le massif. Cette observation souligne donc la nécessité de corriger les spectres pour les effets d'atténuation des signaux si l'on désire en déduire les paramètres caractéristiques de la source.

Des mesures d'atténuation ont été entreprises à partir des signaux engendrés par les tirs de dynamite effectués dans différents forages du site. Deux méthodes

Fig. 9. — Mécanisme au foyer observé pour l'événement 5 : a) sens de premier mouvement de l'onde P, b) direction de polarisation de la composante horizontale de l'onde S.

Fig. 10. — Spectres de déplacement des signaux observés sur la station 6 pour l'événement 3 : a) sans correction d'atténuation, b) corrigés des effets d'atténuation. B, P et S signifient bruit de fond, onde P et onde S. La durée du signal utilisé est d'environ 40 ms.

Tableau 1. — Fréquences-coin déterminées à partir des spectres de déplacement des signaux des ondes S des événements 2, 3 et 5 sur différentes stations. (d) est la distance source-station en mètres, (fcn) et (fcc) sont les fréquences-coins (en Hz) obtenues respectivement à partir des spectres non corrigés et corrigés pour les effets d'atténuation des signaux dans le massif. (n.i.) veut dire non identifié.

Station		III-4	7	8	6	5	4	1	10
Event 2	d	209	453	460	464	481	503	505	548
	fcn	325	220	135	120	140	220	170	95
	fcc	325	235	180	185	180	265	195	265
Event 3	d	209	453	460	462	478	504	509	543
	fcn	360	225	n.i.	130	170	170	150	105
	fcc	325	270	245	200	215	280	185	165
Event 5	d	186	448	448	456	459	468	477	540
	fcn	n.i.	230	160	200	155	200	160	190
	fcc	n.i.	255	180	345	190	240	150	230

ont été utilisées : la méthode du rapport spectral et la méthode du temps de montée du signal (GLADWIN et STACEY, 1974). La première méthode donne des facteurs de qualité pour les ondes P et S de l'ordre de $Q_p \approx Q_s \approx 20$ à 40. La deuxième méthode donne $Q_p \approx 50 \pm 4$ et $Q_s \approx 59 \pm 13$ (TALEBI, 1986). Les spectres ont donc été corrigés pour les effets d'atténuation dans la bande de fréquence où ils étaient significatifs (fig. 10b).

Nous avons déterminés à partir de ces spectres les paramètres caractérisant la source, à savoir le moment sismique (M_0), la fréquence coin (fc), le rayon de la source (r) et la chute de contrainte ($\Delta\sigma$). Les résultats sont présentés dans le tableau II pour les événements 2 à 6. Le calcul des coefficients $R_{\theta\phi}$ (s) de l'équation (1) a été effectué à partir des formules explicitées par AKI et RICHARDS (1980) :

$$\underline{u}^{SV}(x, t) = \frac{F^{SV} \mu A}{4 \pi \rho \beta^3 d} \frac{\dot{u}}{u} \left(t - \frac{d}{\beta}\right) \underline{P} \quad (4)$$

$$\underline{u}^{SH}(x, t) = \frac{F^{SH} \mu A}{4 \pi \rho \beta^3 d} \frac{\dot{u}}{u} \left(t - \frac{d}{\beta}\right) \underline{\phi} \quad (5)$$

où :

$\underline{u}^{SV}(x, t)$ est l'amplitude de la composante SV de l'onde S observée au point x à l'instant t. $\underline{u}^{SH}(x, t)$ concerne la composante SH de l'onde S.

F^{SV} et F^{SH} sont les facteurs de radiation faisant intervenir l'orientation de la dislocation à l'origine de l'événement par rapport aux coordonnées géographiques ainsi que l'orientation du rai sismique considéré.

A est l'aire de la rupture.

$\underline{\phi}$ est un vecteur unitaire horizontal dans le plan perpendiculaire à la direction du rai sismique direct (composante SH).

P est un vecteur unitaire perpendiculaire à $\underline{\phi}$ dans le plan perpendiculaire à la direction du rai sismique direct (composante SV).

Si l'on connaît l'orientation des composantes L et T du sismomètre au point X, il est possible de calculer les coefficients de radiation pour les signaux observés sur les géophones orientés dans le repère géographique.

Les valeurs obtenues pour les paramètres de source (tableau II) doivent être considérées comme des ordres de grandeur possibles. Elles sont indiquées ici pour mettre en évidence la difficulté rencontrée lors de la détermination de ces paramètres du fait de l'influence de l'atténuation pour le domaine de fréquence considéré. Citons pour mémoire les ordres de grandeur suivants :

- moment sismique : 10^7 à $5 \cdot 10^7$ Nm ;
- fréquence-coin : 220 à 310 Hz ;
- rayon de source circulaire : 4 à 8 m ;
- chute de contrainte : 0,01 à 0,1 MPa.

8. DISCUSSION

Le champ de contrainte régionale a été déterminé par des essais de stimulation hydraulique sur des plans de fracture préexistants dans le massif (CORNET, 1986). D'après ces résultats, les contraintes principales à 443 m de profondeur où l'injection a eu lieu peuvent être résumées comme suit : $\sigma_h = 6,8$ MPa, $\sigma_H = 11,9$ MPa et $\sigma_v = 11,7$ MPa, où σ_h et σ_H sont les contraintes principales horizontales et σ_v représente la contrainte principale verticale. La direction de σ_h à cette profondeur est N 75° E dans le plan horizontal.

La localisation des événements a suggéré que l'écoulement est intervenu principalement le long de la fracture sub-verticale d'orientation N 173° E située à 472 m de profondeur, c'est-à-dire approximativement dans la direction de la contrainte principale maximum horizontale. Aucun des plans nodaux déterminés à partir des mécanismes au foyer ne coïncide avec cette direction, ce qui permet de conclure que les événements micro-sismiques observés ont été engendrés par la percolation de l'eau dans des fractures naturelles recoupant la fracture où l'écoulement a eu lieu. Cette observation est à rapprocher du fait que cette fracture n'est supposée supporter aucune composante de cisaillement étant donnée qu'elle est orientée pratiquement dans la direction de la contrainte principale maximum (σ_H).

Tableau II. — Résultats récapitulatifs des mesures de paramètres à la source d'après les études de spectres des signaux des ondes P et S (M_0 : moment sismique ; f_c : fréquence-coin ; r : rayon moyen d'une source circulaire ; $\Delta\sigma$: chute de contrainte).

Événement	$M_0 \times 10^{-7}$ (Nm)		f_c (Hz)		r (m)		$\Delta\sigma$ (MPa)	
	P	S	P	S	P	S	P	S
2	3.2	1.5	247	229	7.6	4.6	0.03	0.07
3	3.4	1.1	224	235	8.4	4.5	0.03	0.05
4	0.9	1.0	266	287	7.1	3.7	0.01	0.09
5	5.7	2.7	307	228	6.1	4.6	0.11	0.12
6	1.5	0.8	310	253	6.1	4.2	0.03	0.05

9. CONCLUSION

Une première injection réalisée à 317 m de profondeur à l'aide d'un double obturateur gonflable, à un débit de 1,4 m³/h pour une pression en tête de puits de l'ordre de 8 MPa et un volume total injecté de 40 m³ n'a donné lieu à aucune activité microsismique notable.

Lors du deuxième essai d'injection intervenant à 443 m de profondeur avec un débit d'injection de l'ordre de 1,2 m³/min, une pression en tête de puits de l'ordre de 16 MPa et un volume total injecté de 115 m³, six événements ont été ressentis sur l'ensemble des stations du réseau d'observation (seize stations dont douze à trois composantes). Les mécanismes au foyer et les spectres en fréquence des déplacements observés indiquent que ces signaux résultent de mouvements de cisaillement et non de rupture en traction.

Il est permis de conclure que l'activité microsismique est induite par des augmentations locales de pression interstitielles qui ont pour effet de modifier les contraintes effectives sur les surfaces de fractures naturelles du milieu. Cependant, les plans nodaux des mécanismes au foyer ne coïncident pas avec la direction générale de percolation telle qu'elle peut être estimée d'après la localisation des événements. Cette direction générale est par contre tout à fait comparable à celle de la fracture observée à 472 m de profondeur dans le forage d'injection, laquelle est en outre à peu près parallèle à la direction de la contrainte principale maximum horizontale. Il semble donc probable que l'écoulement soit intervenu le long de cette fracture et que les événements observés ne reflètent que le mouvement le long de fractures préexistants recoupant les épontes de cette zone d'écoulement.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué dans le cadre du programme « Géothermie Profonde Généralisée » cofinancé par l'Agence Française pour la Maîtrise de l'Énergie, l'Institut National des Sciences de l'Univers et le PIRSEM. Sh. TALEBI a bénéficié au cours de ce travail d'une bourse de l'Institut Français du Pétrole. Nous remercions B. BERT, L. MARTEL et Ph. JULIEN pour leur participation aux essais in-situ et R. MADARIAGA pour des discussions utiles.

BIBLIOGRAPHIE

- AKI K., M. FEHLER and S. DAS (1977), *Source mechanism of volcanic tremor : fluid driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption*. J. volcan. and Geotherm. Res., vol. 2, pp. 259-287.
- AKI K. and P.G. RICHARDS (1980), *Quantitative Seismology*, vol. 1, W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- BLAIR A.G., J.W. TESTER and J.J. MORTENSEN (1976), *Hot dry rock geothermal project*. Rep. LA 6525, Los Alamos Scientific laboratories, New Mexico, U.S.A.
- BRUNE J.N. (1970), *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes*. J. Geophys. Res., vol. 75 nb 26, pp. 4997-5009.
- BRUNE J.N., R.J. ARCHULETA and S. HARTZELL (1979), *Far field S-wave spectra, corner frequencies and pulse shapes*. J. Geophys. Res., vol. 84, nb B5, pp. 2262-2272.
- CHOUET B. (1981), *Ground motion in the near field of a fluid driven crack and its interpretation in the study of shallow volcanic tremor*. J. Geophys. Res., vol. 86, nb B7, pp. 5985-6016.
- CORNET F.H. (1986), *Stress determination from hydraulic tests on preexisting fractures. — The H.T.P.F. method*, Int. Symp. Rock Stress and Rock Stress Measurements, Stockholm, Stephanson editor, Center publication, Luleå.
- HANKS T.C., M. WYSS (1972), *The use of body wave spectra in the determination of seismic source parameters*. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 62, n° 2, pp. 561-589.
- GLADWIN M.T., STACEY F.D. (1974), *Anelastic degradation of acoustic pulses in rock*. Phys. Earth. Planet. Int., vol. 8, pp. 332-336.
- HARTZELL S.H., J.N. BRUNE (1977), *Source parameters for the January 1975, Brawley Imperial Valley earthquake swarm*. Pure and Appl. Geophys., vol. 115, pp. 333-335.
- IRWIN G.R. (1957), *Analysis of stresses and strains near the end of a crack traversing a plate*. J. App. Mech., vol. 24, p. 361.

12. KEILIS-BOROK V.I. (1960), *Investigation of the Mechanism of Earthquakes*. Sov. Res. Geophys. 4 (Engl. Tr. Geofiz. Inst., vol. 40, 1957), 201 pp., Am. Geophys. Union, Consultants Bureau, N.Y.
13. MADARIAGA R. (1976), *Dynamics of an expanding circular fault*. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 66, pp. 636-666.
14. MADARIAGA R. (1979), *On the relation between Seismic Moment and Stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity*. J. Geophys. Res., vol. 84, nb B5, pp. 2243-2250.
15. MADARIAGA R. (1983), *Earthquake Source theory, a review «earthquakes : observation, theory and interpretation»*, LXXXV Corso, Soc. Italiana di Fisica, pp. 1-44, Bologna, Italy.
16. PEARSON C. (1981), *The relationship between Microseismicity and High Pore Pressures during hydraulic stimulation experiments in low permeability granitic rocks*. J. Geophys. Res., vol. 86, nb B9, pp. 7855-7864.
17. RALEIGH C.B., J.H. HEALY and J.D. BREDEHOEFT (1972), *Faulting and crustal stress at Rangely, Colorado*. Flow and fracture of rocks, Geophysical Monograph 16, Am. Geophys. Union, Washington D.C.
18. RUMMEL F. (1985), *Fracture Mechanics Approach to Hydraulic Fracturing Stress Measurements*. Rock Fracture Mechanics (B. Atkinson ed.), Academic Press, London.
19. SAVAGE J.C. (1974), *Relation between P and S-wave corner frequencies in the seismic spectrum*. Bull. Seis. Soc. Am., vol. 64, pp. 1621-1627.
20. SAVAGE J.C., L. MANSINHA (1963), *Radiation from a tensile fracture*. J. Geophys. Res., vol. 68, n° 23, pp. 6345-6358.
21. TALEBI Sh. (1986), *Source et Propagation des émissions acoustiques engendrées par des injections de fluide dans un massif rocheux*. Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris 6*), Institut de Physique du Globe de Paris, 178 pp.
22. TALEBI Sh., F.H. CORNET (1985), *Étude de l'activité sismo-acoustique liée à une injection de fluide dans un massif granitique*. Rev. Française de Géotech., n° 33, pp. 37-47.