

Analogie spatio-temporelle de la structure hiérarchique du processus séismique à diverses échelles

Kamel BADDARI*, **Guenadi A. SOBOLEV**** et **Anatoli D. FROLOV*****

*Laboratoire de Physique de la Terre, *INH, Boumerdès 35000 - Algérie.*

**Institut de Physique de la Terre,
Académie des Sciences de Russie, B.Grusinskaya owl., Moscou - Russie .

***Division de Géophysique, *NCG, apt 128, 64 Leninski pr.Moscou - Russie.*

Résumé : Le présent article présente une étude de quelques paramètres physiques tels que l'émission acoustique, le coefficient de regroupement des séismes, le paramètre de la concentration séismogénique et le paramètre b de loi cumulative qui sont enregistrés pendant la rupture des roches à différentes échelles. Les résultats expérimentaux analysés montrent la similitude de l'évolution du processus de rupture à différentes échelles. Les différentes formes de la cinétique de genèse du foyer séismique obtenues au laboratoire peuvent être utilisées pour analyser l'évolution des foyers séismiques à des échelles importantes afin de prévoir les séismes.

Mots clés: Analogie spatio-temporelle - Rupture - Processus séismique - Emission acoustique.

Space-time analogy of hierarchic structure of seismic process at various scales

Abstract : The present article presents a survey of some physical parameters such as the acoustic emission, the coefficient of regrouping the seisms, the parameter of the seismogenic concentration , the b- value of the cumulative law registred during the rupture of the rocks at different scales. The analysed experimental results show the similarity of the evolution of the rupture process at different scales. The different forms of the kinetic genesis of the seismic focus obtained in the laboratory can be used in order to analyse the evolution of the seismic focuses at important scales in order to forecast the seisms.

Key words : Space-time analogy - Rupture - Seismic process - Acoustic emission.

Abredged English Version : The rupture of the rocks in the field of the mechanical constraints and during the dynamic terrestrial processes, is conditioned by the evolution of the mechanical instability of the medium. The earthquake is linked to the transition from a qualitative state to another one as a consequence of the evolution of this mechanical instability. The effects of the main causes of the processes of the rupture determine a similarity of the repartition and of the kinetic of the rupture at different

scales. This similarity appears through the space-time aspect of the physical precursors of the rupture of the rocks in laboratory and in nature before violent earthquakes.

The present article analyses the similarity of space-time observation results at different scales of a series of parameters such as N acoustic emission, the coefficient G of regrouping seisms, the parameter K of the seismogenic concentration and the parameter b of the cumulative law of seisms, during the evolution processes of the rupture in single attempts on some blocks of rocks of different volumes submitted to the action of constraints in different thermodynamic conditions and in two chosen seismoactive regions Wakayama (*Japan*) and El Asnam (*Algeria*).

The similarity of the rupture processes in the laboratory was achieved on the patterns of the following seismic gap : 1. A concrete block dimensioned 2000x2000x500 mm in which artificial stress constraint concentrators had been insterted under an angle of 35°; 2. A pattern of the crust of 200x200x200mm composed of a lower block of granite and a higher block of concrete. The granite was heated until 400°C. The shearing rupture was formed in the interior of the pattern and spread to the surface of concrete; 3. Simple blocks of 200x200x200 mm of granite, basalt, concrete etc.

The comparison of the data of the laboratory to those obtained in the two seismoactive regions confirmed that the process unwinds in tree main stages : seismic activation, seismic gap and seismic reactivation. The general tendencies obtained in the seismic regions on the the variation number of seismic events, their regrouping, their seismic concentration, the parameter b, are similar to those obtained in the laboratory. That suggests that the preparation of failure in an inhomogeneous medium repeats itself qualitatively at different scales.

INTRODUCTION

La rupture des roches dans le champ des contraintes mécaniques et pendant les processus géodynamiques est conditionnée par l'évolution de l'instabilité mécanique du milieu (Baddari *et al.*, 1988, 1989, 1990, 1993, 1995; Sobolev, 1993). Le séisme est lié à la transition d'un état du milieu à un autre suite à l'évolution de cette instabilité. Les travaux expérimentaux et théoriques sur la modélisation du foyer séismique montrent une similitude des processus de la rupture à des échelles différentes (Baddari et Frolov, 1995; Chelidze, 1984; Hirata, 1989; Kuksenko *et al.*, 1978; Sadovsky et Pisarenko, 1991; Zavalov, 1986). On peut dégager actuellement trois causes principales des processus de rupture qui peuvent avoir lieu à différentes échelles à savoir :

a - la déformation et la rupture des roches, comme tout corps solide sont des processus de thermo-activation évoluant dans le temps;

b - l'hétérogénéité structurale des roches joue un rôle déterminant dans l'évolution du processus de rupture;

c - la rupture est un processus stochastique discret du déclenchement et du développement des fissures.

Les effets de ces causes déterminent la similitude de la répartition et de la cinétique des ruptures à différentes échelles. Cette similitude apparaît dans l'aspect spatio-temporel des précurseurs physiques de la rupture des roches au laboratoire et dans la nature avant les violents séismes.

Le présent article analyse la similitude des résultats d'observations spatio-temporelles à différentes échelles d'une série de paramètres physiques tels que : l'émission acoustique N, le coefficient b de la loi cumulative des évènements séismiques, le paramètre de la concentration séismogénique K et le coefficient de regroupement G pendant le processus d'évolution de la rupture dans des essais uniques sur des blocs de roche

de grand et moyen volumes et dans deux régions sismoactives choisies : Wakayama (*Japon*) et El Asnam (actuellement *Chlef - Algérie*).

MODÉLISATION DES PROCESSUS SÉISMIQUES

Pendant la modélisation des séismes au laboratoire, il est indispensable de respecter les conditions de similitude des processus dans la nature et dans le modèle. En première approximation le comportement du matériau de la zone focale peut être décrit par l'équation rhéologique qui comprend à la limite la déformation ϵ , la vitesse $\partial\epsilon/\partial t$ et le gradient $\partial\epsilon/\partial n$ de la déformation, les contraintes σ , la vitesse $\partial\sigma/\partial t$ et le gradient $\partial\sigma/\partial n$ des contraintes, la température θ et le gradient de température $\partial\theta/\partial n$:

$$\phi (\partial\epsilon / \partial t, \partial\epsilon / \partial n, \sigma, \partial\sigma / \partial t, \partial\sigma / \partial n, \theta, \partial\theta / \partial n) \quad (1)$$

Les propriétés électriques, magnétiques et chimiques ne sont pas prises en considération.

Si le processus physique se décrit dans la nature et dans le modèle par les équations respectives :

$$y = f(x_i)$$

et

$$y' = f'(x'_i),$$

les processus dans la nature et dans le modèle seront similaires quand

$$y' = \alpha y$$

et

$$x'_i = \beta x_i,$$

où α et β sont les facteurs de similitude.

Exprimons les relations entre les dimensions dans le modèle et dans la nature par le facteur de similitude S_l et les facteurs correspondant pour les contraintes S_σ , pour les densité S_ρ , pour l'accélération de la pesanteur S_g , pour l'énergie élastique S_e , pour la

viscosité S_η et pour le temps S_t . Afin de garantir les processus dans le modèle et dans la nature, il faut avoir les relations suivantes entre les facteurs de similitude:

$$S_\sigma = S_\rho S_g S_l \quad (2)$$

$$S_\eta = S_\sigma S_t \quad (3)$$

$$S_e = S_\sigma S_l^3 \quad (4)$$

Ainsi, tous les facteurs de similitude de même dimension doivent être égaux. Exemple :

$S_\sigma = S_e = S_\rho$ où S_e et S_ρ sont respectivement les facteurs de similitude des modules d'élasticité et de rigidité. De plus, il faut avoir l'égalité de tous les paramètres sans unité dans le modèle et dans la nature tels que les coefficients de Poisson et de frottement. La spécificité des expériences de laboratoire demande un prolongement des essais ne dépassant pas quelques heures ou quelques jours, ce qui veut dire que la relation entre le temps du modèle et celui de la nature est de l'ordre de $S_t = 10^{-5}$. Ainsi de la formule (3), il suit que la viscosité du matériau de la roche au laboratoire doit être de cinq ordre plus petite que dans la nature. Aussi, les conditions de haute pression des expériences de laboratoire ne permettent pas d'obtenir le facteur de similitude des contraintes S_σ très supérieur à l'unité. De plus, en transformant l'équation (2) en tenant compte du facteur de similitude de l'accélération de la pesanteur, de la dimension et du temps on peut obtenir que :

$$S_l = S_t^2 / S_\sigma S_\rho \quad (5)$$

Cette dernière formule permet de conclure que la distance granulométrique du modèle doit être inférieure à celle de la nature, c'est à dire que le matériau du modèle doit être composé de grains très fins.

Ainsi l'analyse réalisée ci-dessus montre qu'il est impossible de modéliser toutes les propriétés de déclenchement d'un séisme simultanément dans une même et seule expérience. Cependant on peut étudier séparément les éléments du processus séismique, en

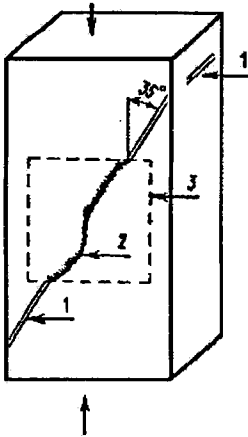


Fig. 1 - Schéma expérimental du bloc de béton avec les concentrateurs de contraintes
Experimental scheme of the concrete block with the stress concentrators

1 - concentrateurs de contraintes (*stress concentrators*);
 2 - macrorupture principale (*principal macrorupture*);
 3 - Surface de mesure des différents champs géophysiques (*measurement area of different geophysical fields*)

variant tel ou tel paramètre de l'expérience et à cet effet apparaissent les tendances générales, qu'on peut comparer à celles observées *In situ*.

DONNÉES EXPÉRIMENTALES ET SÉISMQUES

On a considéré l'analogie des processus acoustiques au laboratoire et séismiques dans la nature. L'étude a été réalisée sur un modèle de béton de dimensions 2000 x 2000 x 500 mm, dans lequel ont été introduits deux concentrateurs de contraintes sous un angle de 35° par rapport à l'axe de la compression uniaxiale engendrée par une presse de 50.000 tonnes. Ces concentrateurs ont permis d'obtenir une rupture de cisaillement dans le bloc (fig. 1). Les fracturations ont pris naissance à l'intérieur du bloc pour se propager par la suite à sa surface. La vitesse de déformation est restée constante et égale à 10^{-8} s⁻¹ à partir de la charge $F = 50\%$ de la charge limite de 15 MPa. Cette expérience unique a permis d'étudier le comportement

des différents paramètres physiques au niveau du gap pendant les étapes de la genèse de la rupture principale.

Une autre série d'expériences a permis d'utiliser des blocs à deux couches, de dimensions 200x200x200 mm soumis à l'action de contraintes biaxiales et à des températures de 200 à 400 °C. Dans ces essais de modélisation des séismes normaux, le bloc est formé d'une couche granitique à la base et d'un béton au sommet. La rupture de cisaillement a été localisée, au départ, dans la couche granitique et elle s'est propagée vers la surface de la couche supérieure de béton. La température dans le granite a atteint 400°C ce qui correspond à la température des roches granitiques où se déclenche le foyer séismique à une profondeur de 15-20km environ. Les précurseurs physiques enregistrés sur la couche supérieure (sédimentaire) ont permis de dégager les différentes étapes d'évolution de la rupture dans la zone focale.

Ces résultats de laboratoire ont été comparés à des études qu'on a réalisées à la région séismoactive Japonaise de Wakayama au N-W de l'île Kii et à la région séismoactive algérienne d'El Asnam (actuellement Chlef). Wakayama se caractérise par une forte microsismicité (Mizoue et Nakayama, 1976). Le catalogue homogène de sa séismicité est établi depuis 1965. Les hypocentres des séismes sont déterminés avec une précision de 1-2 km. Tous les petits séismes de cette région sont situés dans une couche étroite de l'écorce terrestre à une profondeur de 3 à 8 km. Les mécanismes de la majorité des secousses concordent avec le champ régional des contraintes tectoniques subhorizontales et sublatitudinales, alors que les plans nodaux ont une incidence presque verticale et s'allongent sous un angle de 45° par rapport à la direction de compression.

Les séismes relativement forts de $M \approx 5$ se déclenchent dans cette région tous les 10 ans environ. Deux séismes de cette importance ont eu lieu le 30 mars 1968 ($M = 4,8$) et le 07 août 1977 ($M = 4,7$). Les mécanismes des foyers de ces deux séismes sont de type - cisaillement. Le 25 juin 1984 un autre séisme de la même magnitude s'est déclenché à l'Ouest du

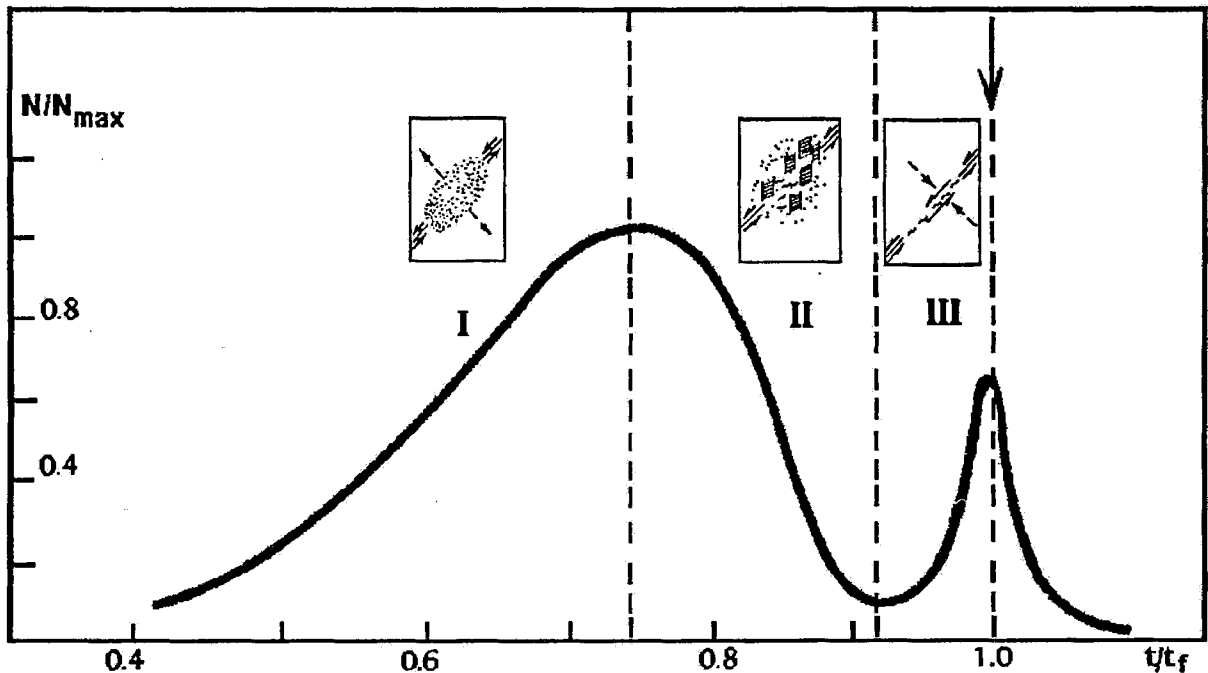


Fig. 2 - Variation de l'émission acoustique (en bas) durant les stades de préparation de la macrorupture (en haut) dans le modèle du seismic gap.

La flèche indique le moment d'apparition de macrorupture. t_f - temps limite de rupture
Variation of the acoustic emission (bottom) during the stages of macrorupture preparation (top) in the seismic gap pattern. The arrow denotes the moment of macrorupture apparition. t_f - limiting fracturing time. The three diagrams denote the stages of macrofailure preparation

séisme de 1968. Les secousses de 1939, 1968 et 1977, sont liées à une même faille. La dernière a eu lieu dans les conditions d'un *seismic gap*.

Afin d'étudier la variation du régime séismique avant le séisme du 07/08/1977, on a choisi une aire incluant les séismes de 1939, 1968, 1977. Cette aire a été partagée en neuf sous-aires dont la plus intéressante pour notre étude est la sous-aire R, de dimensions $5,5 \times 2,5 \times 10$ km, correspond à l'étendue des répliques de la secousse de 1977. Toutes les sous-aires ont été limitées à une profondeur de 10 km.

La région d'El Asnam, située au bassin du bas Cheliff, a connu la récurrence de quelques séismes destructeurs durant ce siècle : le 07/09/1934 ($M = 5$); le 09/09/1954 ($M = 6,7$) et le 10/10/1980 ($M = 7,3$). Le mécanisme principal des déformations du dernier

séisme correspond à celui d'une faille inverse sénestre, réactivée sur une longueur de 36 km et de direction moyenne NE-SW (Meghraoui, 1988). Pour la sismicité de cette région, nous avons utilisé les principaux catalogues sur la sismicité de l'Algérie (Benhallou, 1985; Bezzeghoud et Benhallou, 1994; Roussel, 1973). Afin d'étudier le régime séismique d'El Asnam, on a choisi une aire incluant les séismes de 1954 et 1980.

ACTIVITÉS ACOUSTIQUE ET SÉISMIQUE

La préparation de la macrorupture du modèle du *seismic gap* se compose de trois stades principaux (fig.2). Le *stade I* se caractérise par l'augmentation graduelle du nombre des microfissures. Ce processus a débuté à partir des extrémités des concentrateurs

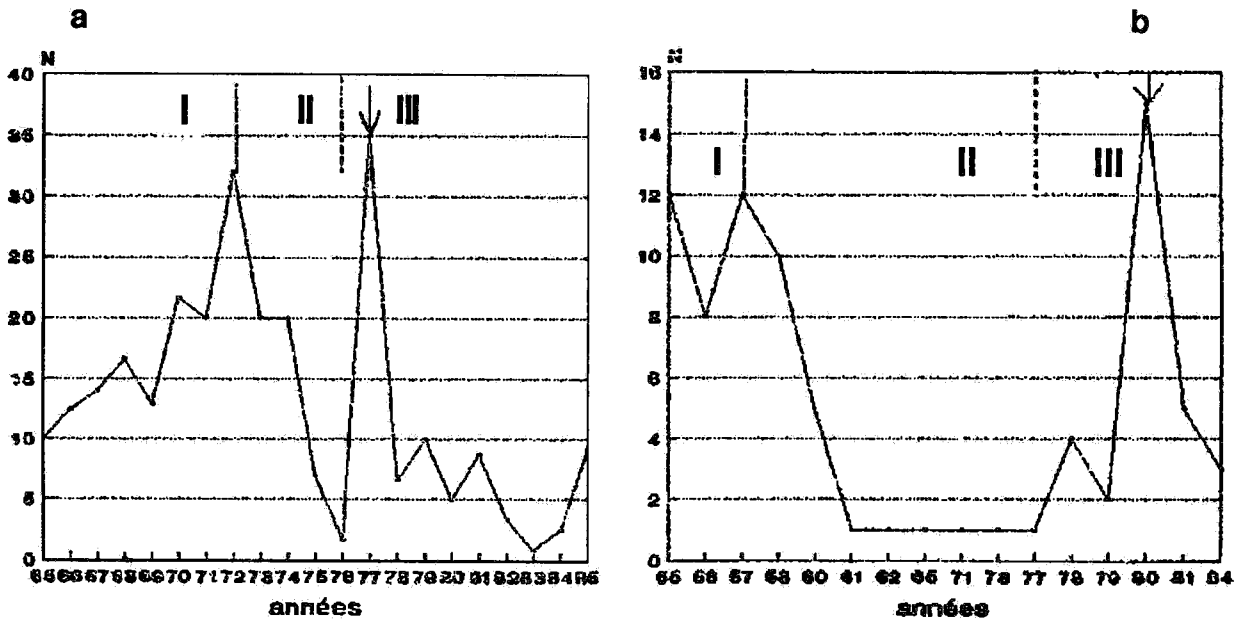


Fig. 3 - Variation par année du nombre des séismes de $M \geq 2$ dans la région épiscopentrale de Wakayama (a) et de $M > 3$ dans la zone épiscopentrale d'El Asnam (b). La flèche indique le déclenchement du séisme
Time variation of the number of earthquakes of $M \geq 2$ in the epicentral area of Wakayama (a) and of $M > 3$ in the epicentral area of El Asnam (b). The arrow denotes the releasing of earthquake

et s'est propagé vers le centre du *gap* et dans la partie externe du modèle. Au *stade II* et après avoir atteint une densité critique, les microfissures se sont assemblées pour donner des fissures plus importantes. Le matériau autour de chacune de ces fissures s'est scindé en deux domaines celui de la déformation instable près de la fracture principale en genèse et celui de la déformation quasiélastique dans les endroits où il y a disparition des microfissures suite à la chute des contraintes. Donc, une macrohétérogénéité du champ de déformation est produite, qui a créé une hétérogénéité dans la répartition des autres paramètres physiques dans l'espace. Le *stade III* se caractérise par une accélération de la formation de la rupture principale qui a connecté les deux concentrateurs au moment où les contraintes ont continué à chuter (suite à l'évolution de la déformation instable).

Ces trois stades sont reflétés dans le régime acoustique (séismique) représenté par la figure 2. Le nombre des signaux acoustiques N/N_{\max} augmente pendant le stade I, diminue durant le stade II (accalmie

séismique) et augmente exponentiellement au stade III. La deuxième moitié du stade II et le stade III se caractérisent par une diminution des contraintes dans le modèle, ce qui reflète l'évolution d'une instabilité mécanique pendant que la vitesse de déformation reste constante.

Les résultats d'analyse de la variation annuelle des séismes de $M \geq 2$ dans la sous-aire R de Wakayama sont représentés par la figure 3a. On peut remarquer trois stades d'activité séismique : 1-*activation séismique*; 2 - *accalmie séismique*; 3 - *réactivation séismique*. Une variation analogue a été obtenue pour les sous-aires voisins, alors que pour les autres sous-aires relativement loin de la zone épiscopentrale on n'a pas nettement obtenu ces trois stades du régime séismique.

Des résultats semblables ont été obtenus pour la région d'El Asnam (fig.3b), où les trois stades énumérés ci-dessus ont été enregistrés dans un secteur séismique d'un rayon de dimensions 50 x 20 x 15km (où la

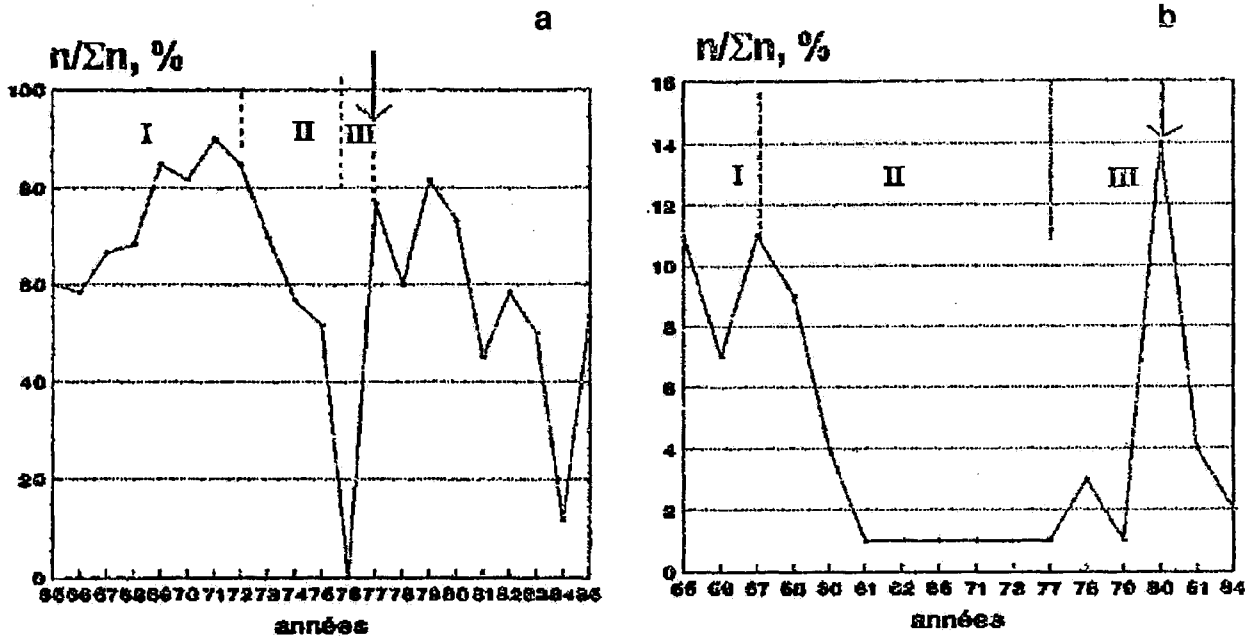


fig. 4 - Variation du coefficient de regroupement des séismes dans la région épiscoptrale de Wakayama (a) et d'El Asnam (b)
Variation of the coefficient of regrouping of earthquakes in the epicentral region of Wakayama (a) and of El Asnam (b)

profondeur est limitée à 15 km) correspondant à la zone épiscoptrale et à celle des répliques intenses du séisme du 10/10/1980 ($M = 7,3$) (Meghraoui, 1988). Ces stades n'ont pas été nettement observés dans les autres secteurs plus loin de la zone épiscoptrale. Ceci implique que le phénomène décrit est localisé au niveau de la zone épiscoptrale. En comparant la figure 3 a et b avec le graphe de l'activité acoustique du modèle de laboratoire (fig. 2), on peut remarquer l'analogie du processus de préparation d'un séisme et d'une macrofissure. Le stade I de l'expérience du laboratoire (fig. 2) est lié à l'accumulation graduelle des fissures pendant une augmentation des contraintes dans le bloc. Le stade II est provoqué par une réunification des fissures accumulées après qu'elles aient atteint leur densité critique. Cette réunification produit des fissures plus importantes et moins nombreuses. Les contraintes diminuent dans le domaine du *gap* en premier lieu. Le stade III est lié à la destruction progressive des petites barrières et à la formation de la macrorupture principale (fig.1). La diminution accélérée des contraintes à ce stade est due

à l'évolution d'une déformation instable du modèle.

Si ce type de processus se déroule pendant la préparation d'un séisme, il peut par exemple se refléter dans la variation du regroupement des faibles séismes. Afin de vérifier cette hypothèse, on a étudié le paramètre de regroupement des séismes en utilisant les relations empiriques suivantes :

$$\begin{aligned} T(M) &= a 10^{bM} \\ D(M) &= c 10^{(lgE - 15)} \end{aligned} \quad (6)$$

où $T(M)$ est le temps exprimé en heure, $D(M)$ est la distance en kilomètre, M est la magnitude du premier séisme; E est l'énergie séismique en erg; a , b et c sont des constantes.

Ainsi, deux séismes sont considérés comme regroupés dans le temps et dans l'espace si le temps T et la distance D entre eux sont respectivement inférieurs à $T(M)$ et à $D(M)$.

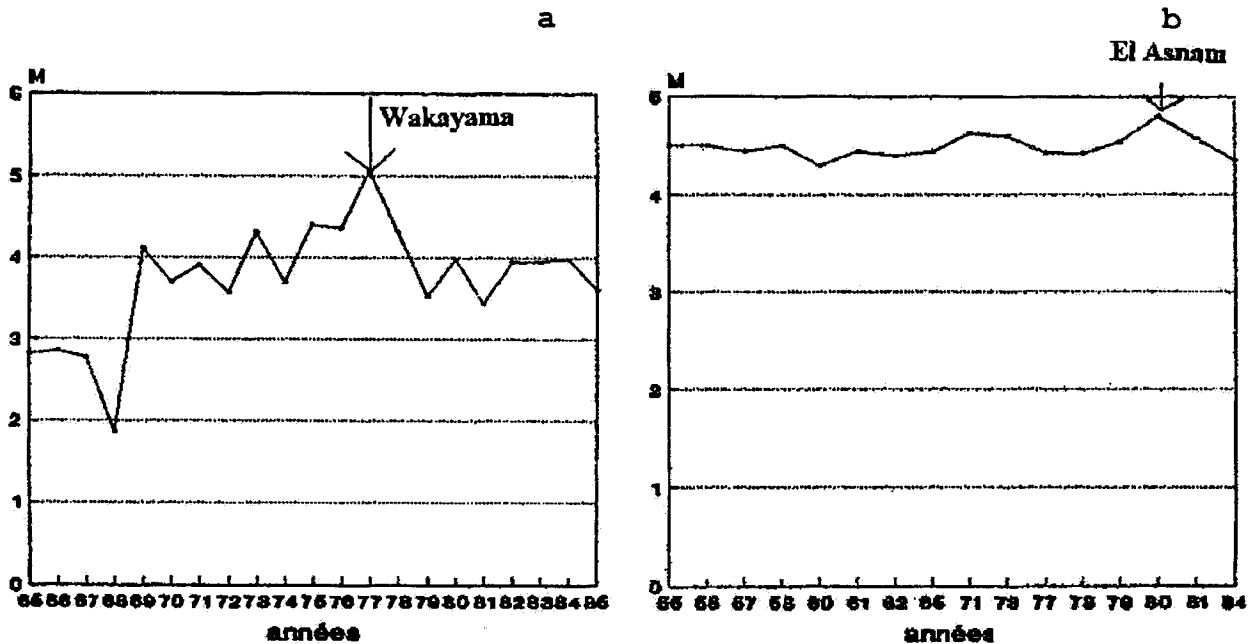


fig. 5 - Variation moyenne de la magnitude dans la région épicertrale des séismes de 1977 de Wakayama (a) et de 1980 d'El Asnam (b)

Average variation of the magnitude in the epicentral region of 1977 Wakayama (a) and 1980 El Asnam earthquakes (b)

La figure 4 a et b montre la variation du nombre n_g des séismes regroupés de $M \geq 2$ et $M > 3$ dans les zones épicertrales respectives des séismes de 1977 de Wakayama et de 1980 d'El Asnam. Le nombre des séismes regroupés est donné en pourcentage par rapport à leur nombre total Σn . On remarque trois phases sur le graphe du paramètre $n_g / \Sigma n$ correspondant à ceux dégagés sur la figure 3a et b. En utilisant les résultats de l'expérience, on peut expliquer le phénomène observé comme suit : l'augmentation du paramètre $n_g / \Sigma n$ au stade I est provoquée par l'intensification de l'interaction des ruptures seismogéniques pendant l'augmentation des contraintes dans la zone épicertrale du séisme violent attendu. Les contraintes commencent à diminuer au stade II, suite à l'évolution de l'instabilité mécanique, ce qui provoque la disparition de quelques microruptures formées au stade I. L'interaction des champs de contraintes des ruptures voisines décroît, ce qui entraîne une diminution de $n_g / \Sigma n$. Le stade III est caractérisé par la fusion des ruptures

et la formation de macroruptures donnant naissance aux foyers de 1977 (Wakayama) et 1980 (El Asnam).

Cette explication admet une consolidation graduelle des ruptures au fur et à mesure qu'on s'approche du violent séisme. Le calcul de la magnitude moyenne M des faibles séismes ayant eu lieu dans les zones étudiées confirme cette hypothèse. La magnitude moyenne des secousses antérieures a généralement augmenté avant les forts séismes considérés (fig. 5).

L'étude de la cinétique d'évolution du foyer séismique peut se réaliser en analysant dans le temps, les paramètres statistiques du processus d'émission. La figure 6 illustre un exemple de variations des coefficients de variance $V_{\Delta T}$ du nombre d'impulsions qui ont précédé le déclenchement d'un événement acoustique de grande énergie pour le modèle à deux couches (fig. 6a) et le séisme violent d'El Asnam de 1980 (fig. 6b). On remarque une croissance de $V_{\Delta T}$ avant un événement énergétique important. Ainsi on

ANALOGIE SPATIO-TEMPORELLE DE LA STRUCTURE HIÉRARCHIQUE DU PROCESSUS SEISMIQUE A DIVERSES ECHELLES

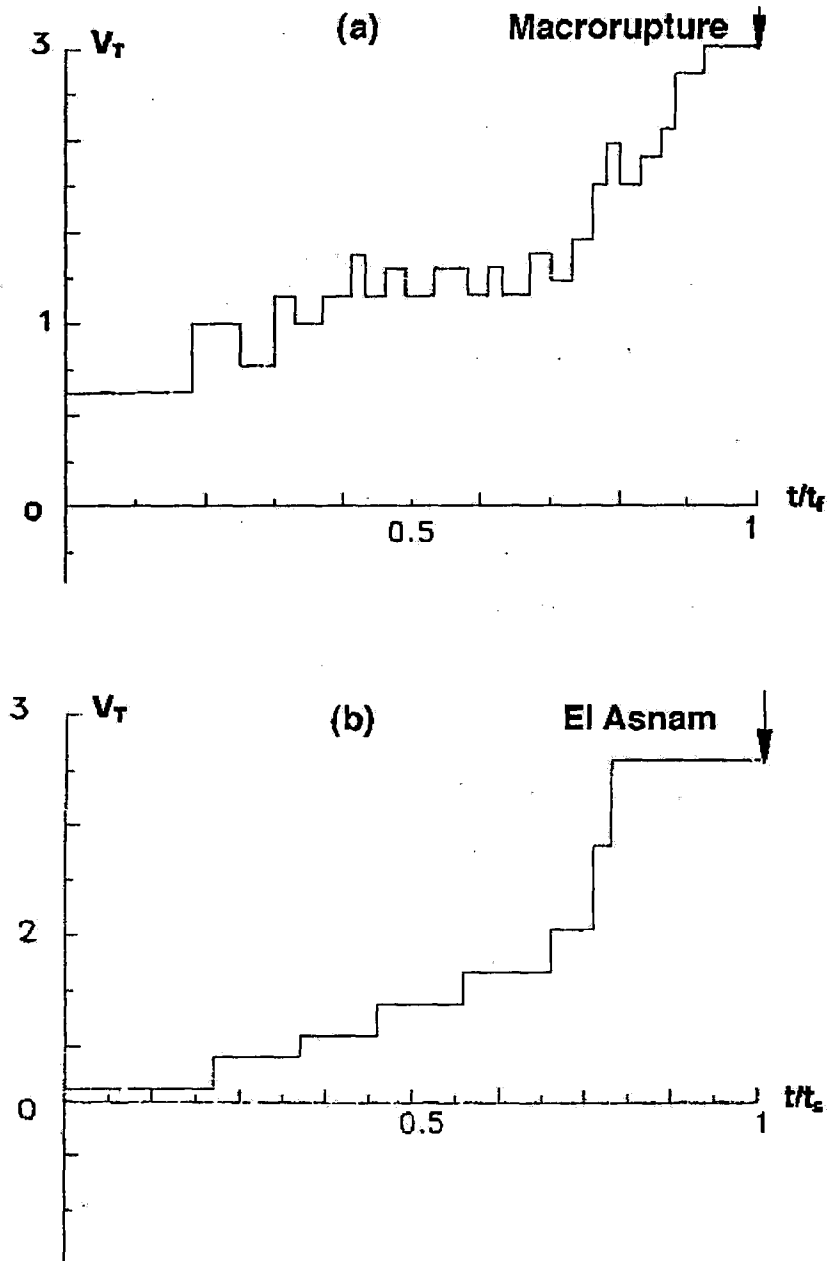


Fig. 6 - Variation du coefficient de variance du nombre d'impulsions acoustiques et sismiques durant la période d'attente d'un évènement énergétique important respectivement pour le bloc de roche (a) et pour le séisme d' El Asnam de 1980 (b)

Variation of the variance coefficient of the number of acoustic and seismic impulsions during the expectation period of an important energetic event respectively for the rock block (a) and the 1980 El Asnam earthquake (b)

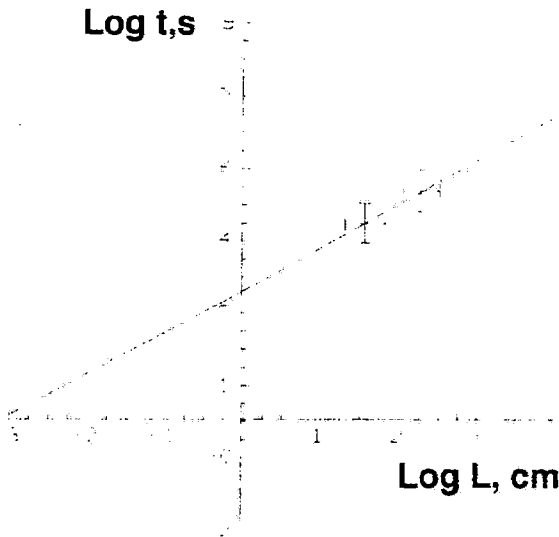


Fig. 7 - Comparaison du temps d'évolution t et des dimensions linéaires L d'un foyer de rupture
Comparison of the time t evolution and the linear dimensions L of the rupture

peut faire l'évaluation quantitative suivante : si le temps pendant lequel on observe la croissance de $V_{\Delta T}$, correspond au temps t_0 de l'évolution non stationnaire, on peut faire correspondre ce temps caractéristique à la dimension linéaire du foyer de la rupture (fig.7). Ces résultats sont intéressants et font apparaître l'existence d'une certaine corrélation.

PENTE DE LA COURBE DE RECURRENCE

La distribution du nombre d'évènements sismiques en fonction de leurs énergies est une loi statistique qui régit le processus de rupture à différentes échelles c'est-à-dire de l'échantillon d'une roche jusqu'au séisme. Cette distribution peut être caractérisée par la pente de la courbe de recurrence ou la valeur b (de la loi cumulative : $\lg N = a - b \lg E$). De nombreux travaux ont montré la diminution de b avant le déclenchement de l'évènement sismique (Hirata, 1989).

La loi cumulative des évènements acoustiques a la forme :

$$\lg N = -b (k - k_0) + \lg A \quad (10)$$

où N est le nombre d'évènements de classe énergétique ($k - \Delta k/2; k + \Delta k/2$) par unité de temps. Les paramètres A et b sont évalués par la méthode de maximum vraisemblance (MMV) selon l'algorithme ci-dessous.

La loi (10) est représentée sous forme :

$$\lg N_j = -b \Delta k_j + \lg A \quad (11)$$

avec $j = r, r+1, \dots, r+n$; N_j - nombre moyen de séismes de classes énergétiques étalées sur l'intervalle ($k_0 + \Delta k (j-1/2), k_0 + \Delta k (j+1/2)$), normé sur l'intervalle de temps T , Δk - pas de variation de la classe. La MMV pour b et A est déduite de système :

$$M_0 - T A \Phi(b) = 0 \quad (11a)$$

$$\Delta k \ln 10 M_1 + T A \Phi'(b) = 0$$

avec

$$M_0 = \sum_{j=r}^{r+n} m_j$$

$$M_1 = \sum_{j=r}^{r+n} j m_j$$

(12)

$$\Phi(b) = \sum_{j=r}^{r+n} 10^{-j b \Delta k}$$

$$\Phi'(b) = -\Delta k \ln 10 \sum_{j=r}^{r+n} j 10^{-j b \Delta k}$$

m_j étant la distribution des séismes par groupe énergétique.

En supprimant A de (11a), on obtient l'équation pour b :

$$\Delta k \ln 10 M_1 \Phi(b) + M_0 \Phi'(b) = 0 \quad (13)$$

En remplaçant ici $\Phi(b)$ et $\Phi'(b)$ du système d'équations (12) et en mettant M_1 et M_0 dans la somme, on obtient :

$$\sum_{j=r}^{r+n} (j - M_1 / M_0) X^{j-r} = 0 \quad (14)$$

par rapport à $X = 10^{b\Delta k}$. L'équation (14) a une solution sur l'intervalle (0, 1) si la condition suivante est satisfaite :

$$\begin{aligned} m_r &< M_0 \\ M_1 &< (r + n/2) M_0 \end{aligned} \quad (15)$$

L'équation (14) (en respectant (15)) est numériquement résolue et par conséquent la grandeur $b - \hat{b}$ est évaluée. Donc, la MVM pour A est trouvée comme $\hat{A} = M_0 / T \Phi(\hat{b})$

Les dispersions d'évaluation de b et A peuvent être calculées comme:

$$\begin{aligned} \text{Var } \hat{A} &= \hat{A} \Phi'(b) / T\gamma \\ \text{Var } b &= \Phi(b) / T A \gamma \end{aligned}$$

avec

$$\gamma = \Phi(\hat{b}) \Phi''(\hat{b}) - \Phi'(\hat{b})^2$$

$$\Phi''(\hat{b}) = (\Delta k \ln 10)^2 \sum_{j=r}^{r+n} j^2 10^{-j\hat{b} \Delta k}$$

La pente b du graphe de récurrence des événements séismiques est calculée par la méthode de maximum vraisemblance suivante :

$$b = \lg[1 + N_g / \sum n N(k_{\min} + n)] \quad (16)$$

où N_g : la somme totale des séismes dans le diapason des classes énergétiques $k_{\min} - k_{\max}$; $N(k_{\min} + n)$: le nombre de secousses de classe $k_{\min} + n$; $n = 0, 2, 3, \dots$ pendant un intervalle de temps choisi.

Le calcul du paramètre b pour le bloc de béton a montré qu'il est égal à 0,54 pendant le stade II et à 0,48 pendant le stade III de l'expérience. Le coefficient b , calculé pour la région séismoactive d'El Asnam, a diminué de 0,69 à 0,51, cinq mois avant le séisme du 10/10/1980 (fig.8).

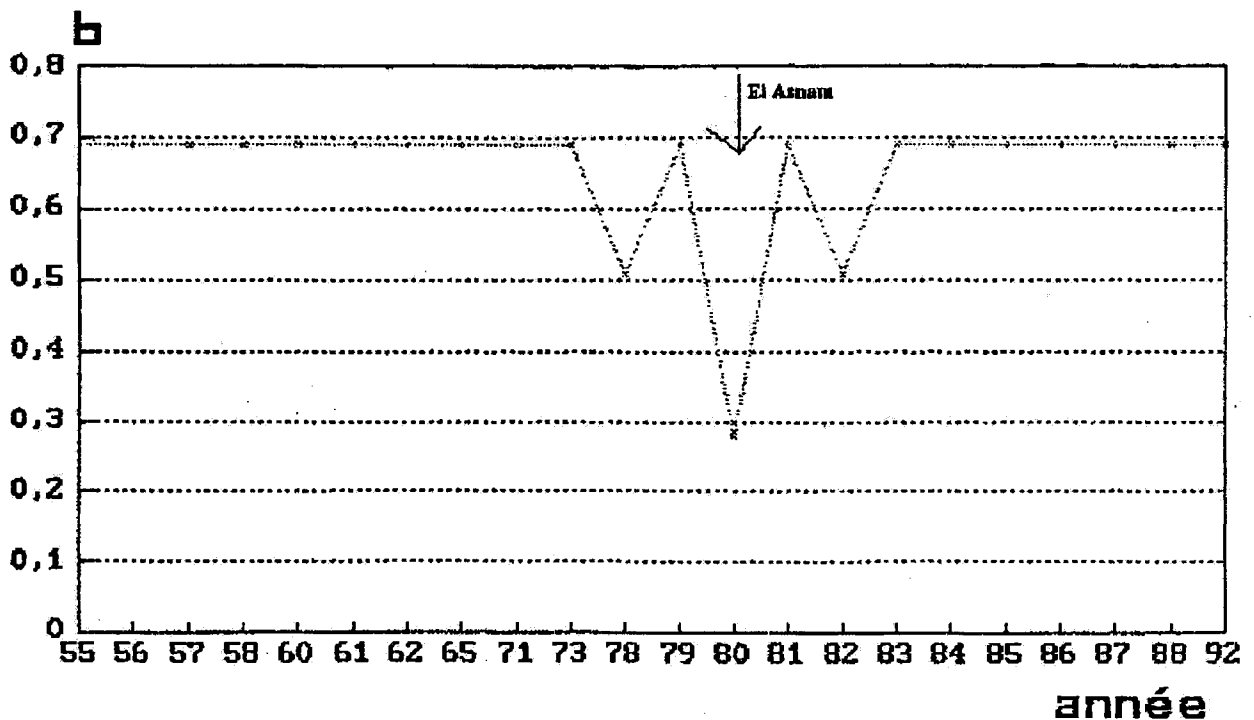


Fig. 8 - Variation de la valeur b avant le séisme de 1980 d'El Asnam
Variation of the b -value prior to the 1980 El Asnam earthquake

En se basant sur l'approche cinétique du processus de rupture, la diminution de b au stade final de la déformation est certainement due à la réunification des fissures de rang déterminé pour donner naissance à des fracturations de rang supérieur c'est à dire à la rupture principale ou foyer séismique. La variation anormale de b peut être considérée comme un précurseur d'une secousse éventuelle. L'augmentation de b est due à la rupture volumique, alors que sa diminution résulte de la localisation de cette rupture à la surface. L'anomalie dans la valeur b peut être considérée comme un précurseur d'une macrorupture à n'importe quelle échelle.

PARAMÈTRE DE CONCENTRATION SÉISMOGÉNIQUE

La transition du stade de microrupture au stade de la macrorupture se réalise quand on atteint une concentration critique des fissures de dimensions appropriées. Le critère de concentration séismogénique K est déterminant dans ces conditions et il est égal empiriquement à (Zavialov, 1986) :

$$K = N_*^{-1/3} / l \quad (7)$$

où N_* est le nombre de fissures engendrées dans une unité de volume et l est la dimension moyenne de la fissure engendrée. Pour les régions séismoactives de Wakayama et d'El Asnam, le paramètre K a été calculé pour chaque volume élémentaire pendant une période T . Dans notre cas : $N_* = N_z / V$ où N_z est le nombre d'événements séismiques dans un volume séismoactif élémentaire V pendant la période T , et l est la longueur moyenne des ruptures accumulées dans le volume.

La formule (7) peut s'écrire aussi sous la forme :

$$K = L/l \quad (7a)$$

où L est la distance moyenne entre les ruptures séismogéniques voisines.

La longueur moyenne des ruptures est exprimée empiriquement par :

$$l = (\sum l_i) / N_z \quad (8)$$

avec l_i la longueur de la rupture dans le foyer séismique. Elle est calculée par la formule empirique suivante (Sobolev, 1993) :

$$\ln l_i = 0,5 M - 1,8.$$

Etant donné que pendant les essais, la longueur des fissures n'a pas été mesurée, on a considéré que l'énergie acoustique E_i dégagée lors de la formation d'une fissure de longueur l_i est proportionnelle à $l_i^{2/3}$. On considère que E_i est proportionnelle à $U_i^{2/3}$ où U_i est l'amplitude du signal. On a pris :

$$l_i = \eta U_i^{2/3} \quad (8a)$$

où η est un coefficient égal empiriquement à $0,34 \text{ mm/mV}^{2/3}$.

En remplaçant (8) et (8a) dans (7), on obtient:

$$K = \xi n^{2/3} / \sum U_i^{2/3} \quad (9)$$

où $\xi = 1/\eta \cdot V^{1/3}$.

La variable K a été calculée à partir de 1969 pour Wakayama et de 1953 pour El Asnam afin d'exclure l'effet des répliques des secousses précédentes de 1968 et de 1952 respectives. Les dimensions des sous-aire étudiées sont celles déjà considérées ci-dessus à savoir $5,5 \times 2,5 \times 10 \text{ km}$ pour Wakayama et $50 \times 20 \times 15 \text{ km}$ pour El Asnam. Les valeurs de K obtenues sont de l'ordre de 3,5 pour Wakayama et 4,5 pour la région épiscopentrale d'El Asnam. On remarque aussi que K augmente au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la zone épiscopentrale, ce qui confirme la concentration des ruptures dans les domaines épiscopentraux des séismes futurs. Ainsi les valeurs de K calculées pour ces régions séismoactives se trouvent incluses dans l'intervalle de variation de ce paramètre ($K = 2-5$)

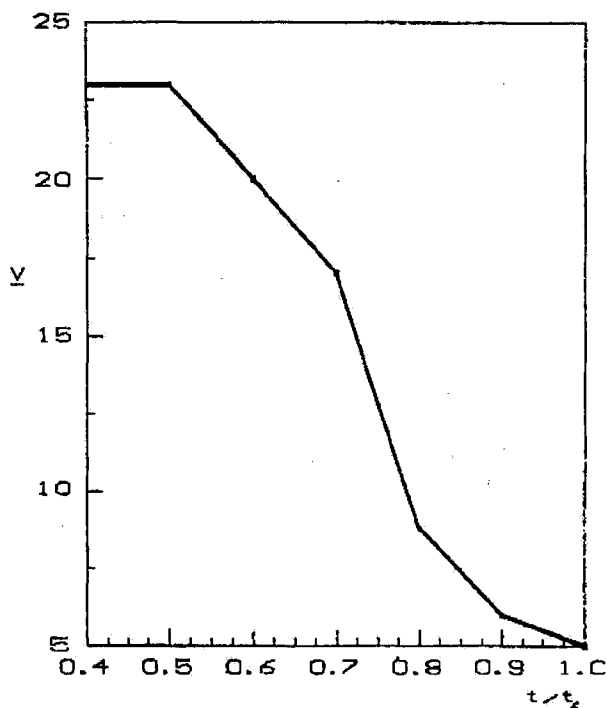


Fig. 9 - Variation du paramètre K avant la rupture du bloc à deux couches

Variation of the parameter K prior to the failure of the block at two strates

obtenu expérimentalement (fig.9). Donc les valeurs critiques de K pour des événements sismiques à différentes échelles sont presque identiques.

La figure 10 illustre l'invariance de K malgré la variation d'échelle de 15 ordres de L et l. Tous les points sont ajustés par une droite.

CONCLUSION

Les résultats expérimentaux analysés ci-dessus montrent l'analogie spatio-temporelle dans l'évolution de la structure hiérarchique du processus sismique à différentes échelles. Ils montrent la formation d'une structure fractale du régime sismique pendant la déformation d'une roche. Cette structure prend naissance au stade de diminution des contraintes au

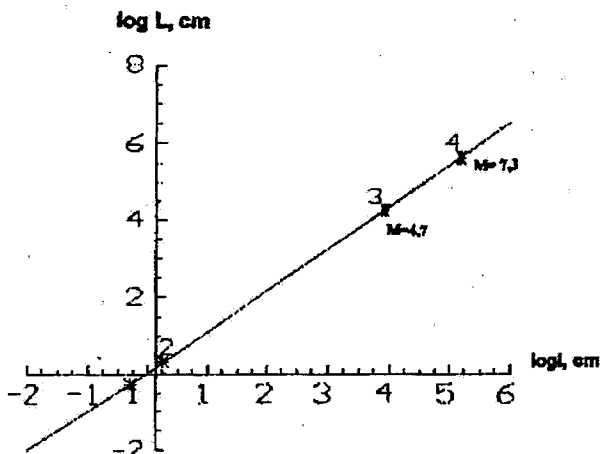


Fig. 10 - Distance moyenne L entre les ruptures de grandeur l au moment de rupture de l'objet chargé
Mean distance L between cracks of size l at the instant of failure in the object under load

1- modèle à 2 couches (*two layers pattern*); 2 - grand bloc de béton (*large concrete block*); 3 - séisme de 1977 de Wakayama (*1977 Wakayama earthquake*); 4 - séisme de 1980 d'El Asnam (*1980 El Asnam earthquake*)

moment où la roche dissipe sa réserve en énergie élastique. La rupture des roches à différentes échelles est régit par un même mécanisme physique. Les différentes formes de la cinétique de genèse du foyer de rupture obtenues au laboratoire peuvent être utilisées pour analyser l'évolution des foyers de rupture à des échelles plus importantes afin de prévoir les séismes.

Remerciements. Nous remercions vivement le professeur Jacques Roussel de l'université d'Aix Marseille 1116- France et le professeur Mabrouk Djeddi de l'Institut National des Hydrocarbures et de la Chimie de Boumerdès - Algérie, pour leur lecture critique de ce travail.

BIBLIOGRAPHIES

BADDARI, K., SOBOLEV, G.A. ET FROLOV, A.D., 1988. Kompleksnie predvestniki razruchiniya krupnikh blokov gornikh porod. *Dokl.Akad.Nauk SSSR*, N° 5 ,T 288, p. 1087-1091.

- BADDARI, K. ET FROLOV, A.D., 1989.** Izutchinie izmenchivosti fizicheskikh predvestnikov razruchiniy sdvigovovo tipa na obrassakh gornikh porod. *Izv.Vouz., Gueol.Razv.*, N°- 7, p64-71.
- BADDARI, K. ET FROLOV, A.D., 1990.** Vliyanie temperatourie na fizicheski predvestniki razruchinya porod. *Izv. Vouz. Gueol. Razv.*, N°-9, p102-108.
- BADDARI, K. ET FROLOV, A.D., 1993.** Izuthinie predvestnikov razruchiniya po gotovomo razlomo. *Izv.Vouz., Gueol. Razv.*, N°-4, p107-112.
- BADDARI, K. ET FROLOV, A.D., 1995.** Modelirovanie predvestnikov i podgotovki zemltreassiniye. *Izv. Vouz., Gueol.Razv.*, N°-1, p102-108.
- BADDARI, SOBOLEV, G.A. ET FROLOV, A.D., 1996.** Study of physical precursors of failure of large scale rock blocks in relation to earthquake and rockburst prediction. *Bull.Serv. Géol.d'Algerie*, Vol 7, N° 2- ,1996, p - 253-263.
- BENHALLOU, H., 1985.** Les catastrophes séismiques de la région d'Ech-Cheliff dans le contexte de la séismicité historique de l'Algérie. Thèse de doctorat ès-sciences, *Univ. des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène*, Alger, p 297.
- BEZZEGHOUD, M. ET BENHALLOU, H., 1994.** Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. *CRAAG*, Alger, 277p.
- HIRATA, K., 1989.** A correlation between the b- value and the fractal dimensions of earthquakes. *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, p 7507-7514.
- KUKSENKO, V.S., SAVELIEV, V.N. ET SULTANOV, US., 1978.** Ochagoviy kharacter razruchiniya gornikh porod. *Izv.Akad.Nauk.SSSR.Fiz.Zemli* N°12,1978, p 23-29
- MEGHRAOUI, M. 1988.** Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Univ. Paris sud, 356p.
- MIZOUE, M. ET NAKAYAMA, V. 1976.** Fault systems as inferred from epicentral distribution and focal mechanism of microearthquakes. *Geol. J.*, 12, p75-78.
- ROUSSEL, J. 1973.** L'activité sismique en Algérie de 1951 à 1970 inclus. *Bul. de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*, t. 64, fascicule 3 et 4 p. 185-210.
- SADOVSKY, M.A., ET PISARENKO, V.F., 1991.** Seismichesky process v blokovoy sredye. *Moscow, Nauka*, 96p.
- SOBOLEV, G.A., 1993.** Osnovi Prognoza Zemletryasseniy. *Moscow, Nauka*, 311p.
- ZAVIALOV A.D., 1986.** Parameter koncentracii seismogennikh razrivivov kak predvestnik silnikh zemletryasseniy. *Vulkanologuia i Seismologuia*, N°-3,1986, p 58-71.