

# Chapitre I

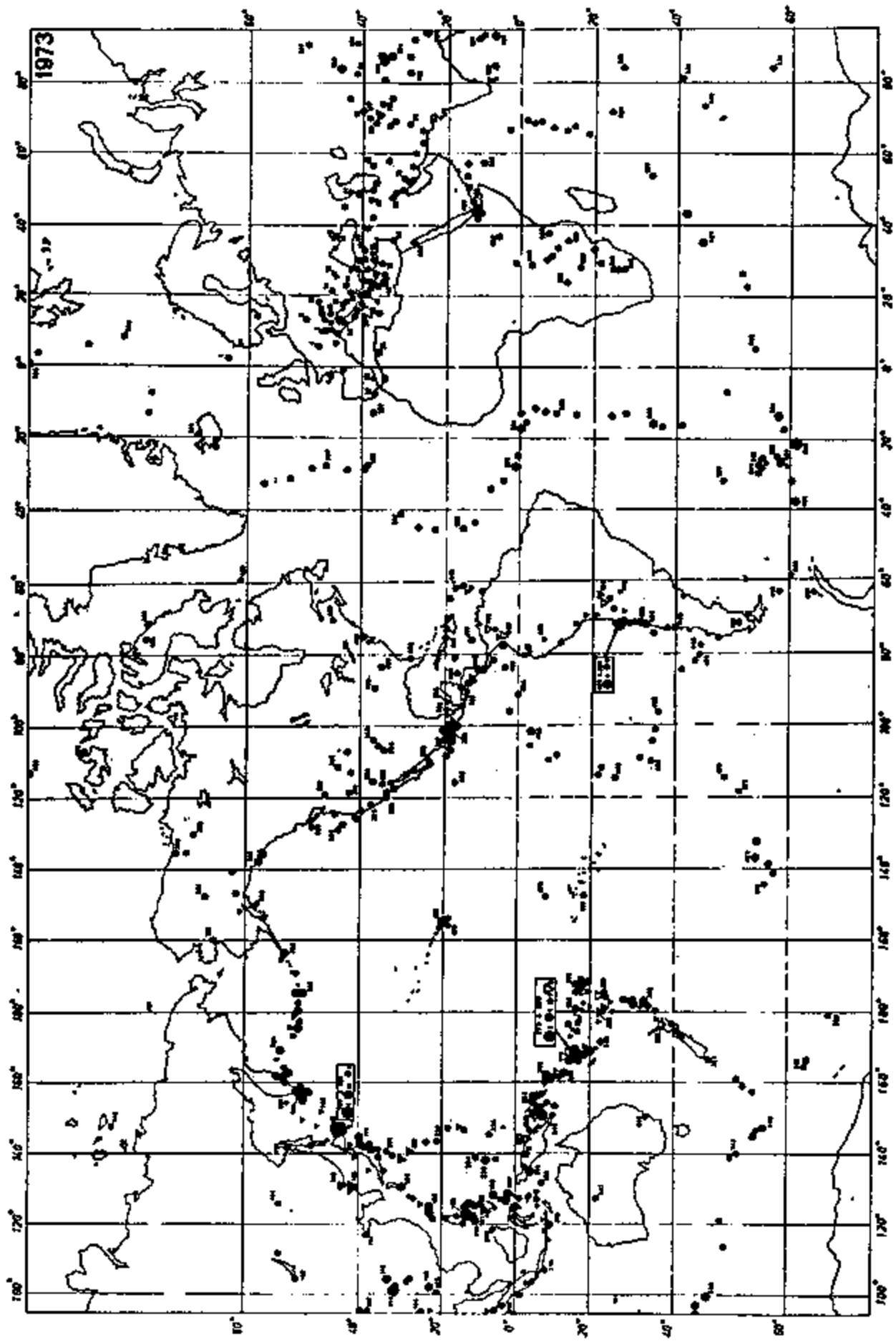
## CARACTÉRISATION DU MOUVEMENT SISMIQUE

### 1. INTRODUCTION

Les tremblements de terre font partie des cataclysmes naturels qui ont toujours exercé une grande fascination sur l'humanité. Ils sont responsables de la destruction de villes entières, la cause de la mort de millions d'hommes et ont souvent des conséquences économiques désastreuses pour les pays touchés. D'un point de vue historique, le tremblement de terre le plus meurtrier de l'histoire a vraisemblablement pris place en Chine en 1556 et aurait provoqué la mort de 830 000 personnes. Il ne s'agit malheureusement pas d'une exception comme l'indique le tableau I où on a relevé quelques-uns des séismes les plus meurtriers de l'histoire. Il faut également noter que le nombre de morts ne mesure pas toute la gravité d'un séisme dont les conséquences économiques peuvent être lourdes. Les dégâts du tremblement de terre de Skopje (Yougoslavie, 1963) ont été évalués à 3 milliards de francs ; ceux de Managua (Nicaragua, 1972) à 5 milliards de francs et ceux du séisme de San Fernando (Californie, 1971) à 3,5 milliards de francs. Des 50 000 tremblements de terre annuels perceptibles sans l'aide d'aucun instrument, 100 seulement provoquent des dégâts plus ou moins importants.

Notre connaissance actuelle des phénomènes est telle que, s'il n'est pas possible de prédire l'instant où un séisme se produira en un lieu donné, il est possible d'identifier les zones à haut risque sismique et d'y construire en conséquence. Il est admis par exemple, que dans un avenir plus ou moins proche, un séisme important se produira dans la région de San Francisco, le long de la faille de San Andreas. Cela n'entrave nullement le développement de cette région ni ne retient la majorité des Américains de souhaiter y vivre.

Pour être en mesure de construire en zone sismique, il est nécessaire d'identifier ces zones et donc de comprendre le mécanisme générateur des séismes, puis de caractériser un séisme par un certain nombre de grandeurs directement utilisables par l'ingénieur. L'objet de ce chapitre est de fournir ces éléments.



**Figure 1 - Localisation des épicontrés de seismes recensés en 1973 ( UNESCO )**

Tableau I

## Quelques grands séismes de l'histoire

Date	Lieu	Nombre de morts (estimé)
1290	Chih Li (Chine)	100 000
1556	Chen Si (Chine)	830 000
1737	Calcutta (Inde)	300 000
1755	Lisbonne (Portugal)	70 000
1811	New Madrid (Missouri)	-
1866	Pérou (Equateur)	25 000
1906	San Francisco (USA)	500
1908	Messine (Italie)	160 000
1920	Kansu (Chine)	180 000
1923	Tokyo (Japon)	143 000
1935	Quetta (Pakistan)	60 000
1939	Erzincan (Turquie)	40 000
1960	Agadir (Maroc)	12 000
1963	Skopje (Yougoslavie)	1 000
1964	Niigata (Japon)	250
1964	Anchorage (Alaska)	100
1970	Pérou	66 000
1971	Los Angeles (USA)	100
1972	Managua (Nicaragua)	12 000
1976	Guatemala	23 000
1976	Gemona (Italie)	1 000
1976	Caldiran (Turquie)	8 000
1976	Tang Chan (Chine)	> 600 000
1977	Bucarest (Roumanie)	1 500
1980	El Asnam (Algérie)	3 500
1980	Irpina (Italie)	4 500

(d'après GRIBBIN, 1978 ; BOLT, 1978)

## 2. RAPPEL DE TECTONIQUE DES PLAQUES

L'observation de la carte du monde donnant la localisation des séismes ressentis (soit par l'homme, soit par les accélérographes sensibles) montre que ceux-ci sont en majeure partie concentrés le long de lignes relativement bien définies. La figure 1 donne à titre d'exemple la localisation des épacentres recensés pendant l'année 1973 (UNESCO - Résumé annuel d'informations sur les catastrophes naturelles). D'une année à l'autre, les épacentres des séismes restent localisés le long des mêmes lignes, indiquant que ceux-ci ne sont pas distribués erratiquement à la surface de la terre mais sont liés à la structure du globe. Il est actuellement admis que la tectonique des plaques permet de rendre compte correctement de ce phénomène.

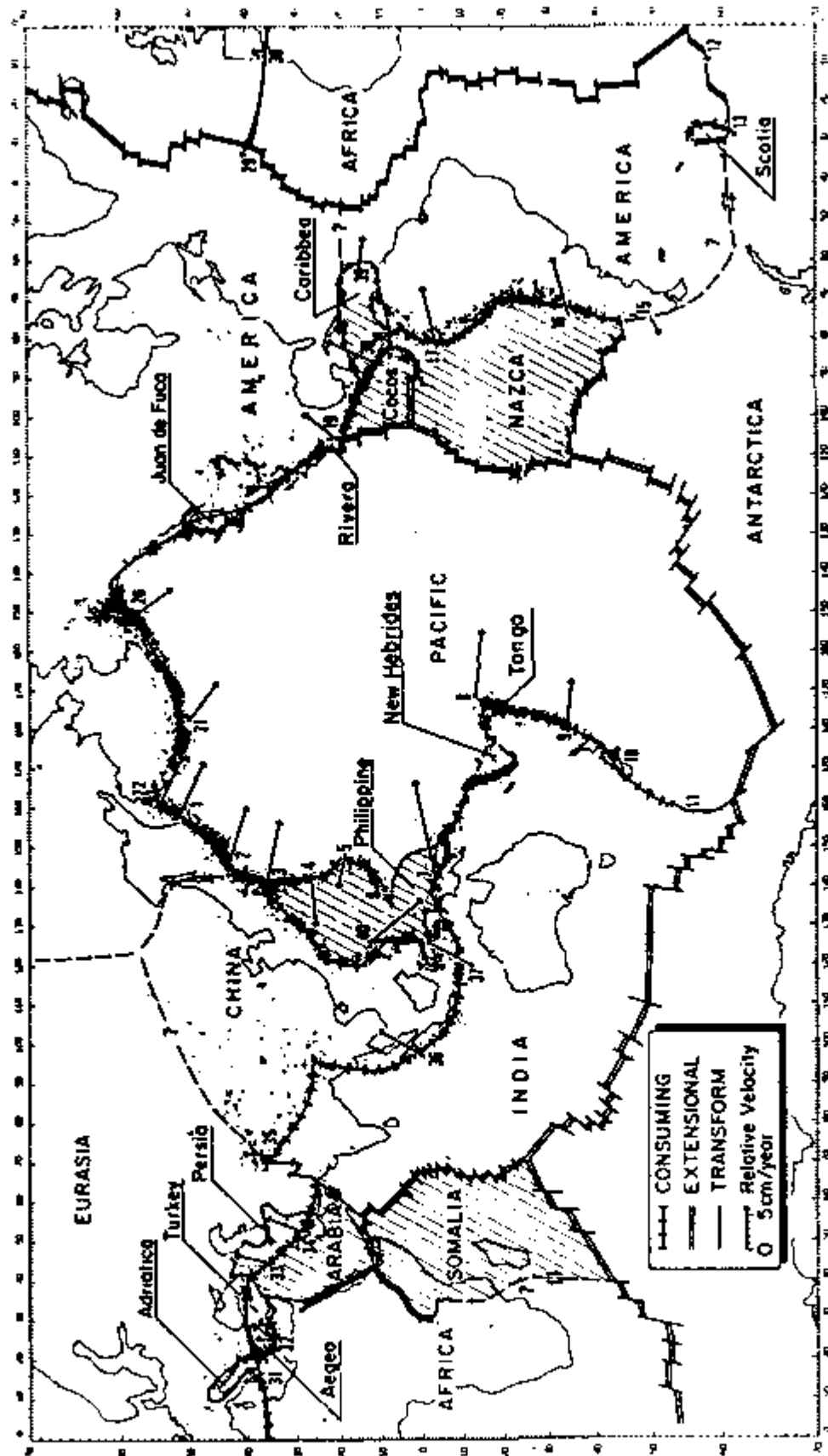


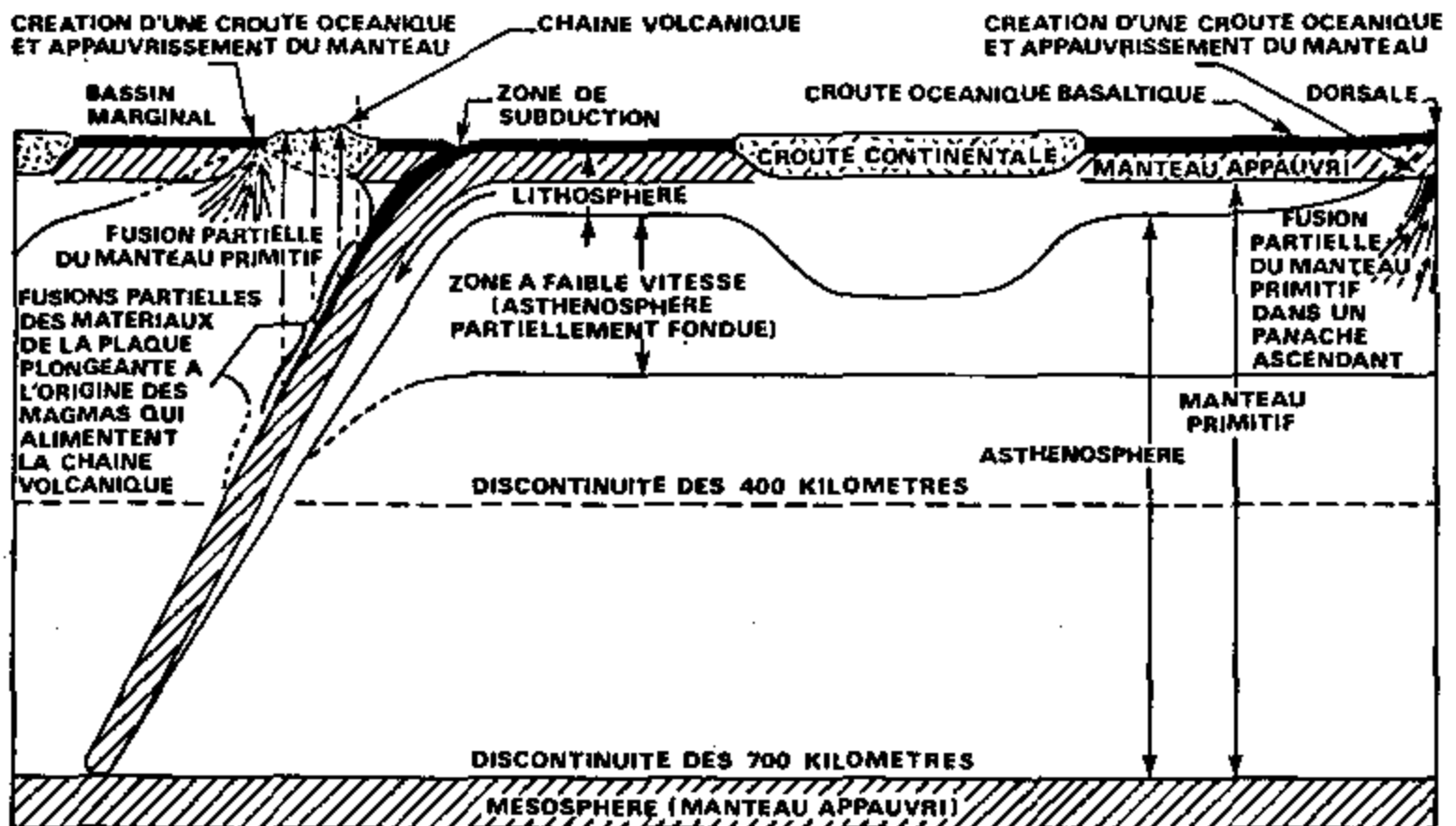
Figure 2. Contour des plaques ( Le Pichon et al. 1973 )

Selon cette théorie [LE PICHON et al, 1973], la surface de la planète, la lithosphère, est constituée d'une mosaïque de six grandes plaques rigides (figure 2) : les plaques Eurasie, Amérique, Pacifique, Afrique, Nasca et Antartique. Entre ces grandes plaques, il existe un certain nombre de plaques de dimensions plus réduites telles que la plaque Coco (entre l'Amérique Centrale et les Galapagos), la plaque des Caraïbes, la plaque Inde-Australie, etc... La lithosphère, épaisse d'environ 70 kilomètres, repose sur une couche visqueuse, l'asthénosphère. Ces deux couches font partie du manteau terrestre et sont constituées de roches ultrabasiques. La lithosphère est rigide alors que l'asthénosphère est visqueuse en raison des conditions de température et de pression auxquelles elle est soumise de par sa situation profonde.

Les plaques se meuvent à la surface de l'asthénosphère vraisemblablement sous l'influence de courants de convection. Il existe donc des zones de divergence (dorsale ou rift), des zones de convergence (auquel cas l'une des plaques disparaît sous l'autre dans une zone de subduction) et des zones de coulissement le long des failles. A la surface de certaines plaques se trouvent des continents plus légers qui flottent sur les roches ultrabasiques et dérivent en suivant le mouvement des plaques. Lorsque deux plaques portant des continents entrent en collision, les masses continentales ne disparaissent pas ; seule leur répartition se modifie donnant naissance à des chaînes de montagnes. C'est le cas par exemple des chaînes de l'Atlas Nord Africain (Maroc, Algérie, Tunisie) nées de la collision des plaques Eurasiennne et Africaine. Ainsi, comme l'a postulé WEGENER en 1910, les continents dérivent depuis environ 225 millions d'années, date à laquelle ils étaient tous assemblés en un continent unique, la Pangée. Certains modèles ont été proposés permettant de reconstruire le mouvement des plaques depuis cette époque [BIJU-DUVAL et al, 1977].

Les mouvements relatifs des plaques engendrent dans les zones de contact des contraintes. Lorsque celles-ci se sont accrues au point de dépasser la limite de résistance des roches de la croûte terrestre, l'énergie élastique emmagasinée est libérée brutalement donnant naissance à un tremblement de terre. Cette rupture brutale résulte de la fragilité des roches constituant la lithosphère. L'asthénosphère, visqueuse, ne peut casser et libérer brutalement de l'énergie. De même, dans la lithosphère toutes les roches ne présentent pas la même fragilité. C'est ainsi que la sismicité modérée du Maghreb, par rapport à la Méditerranée Orientale, s'expliquerait par une plus grande déformabilité des roches dans cette zone [AMBRASEYS, 1981].

Dans les zones où deux plaques s'écartent (dorsales), le matériau chaud et visqueux monté de l'asthénosphère se met en place et se solidifie par refroidissement. Sa rupture provoquera des séismes superficiels dont le foyer est à une profondeur inférieure à 70 kilomètres. Dans les zones de convergence, une partie de la lithosphère disparaît par fusion en plongeant dans l'asthénosphère (figure 3). Dans ces zones de subduction, également appelées zones de Benioff, du nom du sismologue les ayant mises en évidence, les séismes peuvent être profonds (profondeur focale supérieure à 250 kilomètres), intermédiaires (profondeur focale comprise entre 70 et 250 kilomètres) ou superficiels. Si les deux plaques entrant en collision portent des masses continentales, les séismes sont superficiels car il n'y a pas de plaque plongeante (cas de l'Afrique du Nord). Enfin, dans les zones de coulissage, les séismes sont très superficiels (profondeur focale inférieure à 10 kilomètres). C'est le cas par exemple de la faille de San Andreas en Californie.



**Figure 3.- Plaque lithosphérique**

La période de récurrence des séismes dépend du mouvement relatif des plaques et de la capacité du matériau à emmagasiner de l'énergie avant de se rompre. Depuis 80 millions d'années, l'Afrique et l'Europe se sont rapprochées à une vitesse moyenne d'un centimètre par an. Ce rapprochement a abouti à la fermeture presque totale du vaste Océan (La Tethys) qui s'étendait antérieurement entre les deux continents [BIJU-DUVAL et al, 1977]. En Californie, le long de la faille de San Andreas, le mouvement relatif moyen est de 6 centimètres par an.

La tectonique des plaques, dont un aperçu très simplifié, et même simpliste, a été donné ci-dessus, permet de rendre compte de la majeure partie des séismes se produisant dans le monde. Il ne faut cependant pas perdre de vue qu'il existe également des séismes se produisant au milieu des grandes plaques (Chine par exemple).

### **3. DEFINITIONS**

La sismologie a essentiellement étudié, jusqu'à ces dernières années, la propagation des ondes élastiques et les propriétés des milieux traversés par ces ondes. En conséquence, notre connaissance du mécanisme des séismes est moins bien développée que notre connaissance de la structure interne de la terre. Le processus générateur des séismes peut être décrit de la façon suivante :

- un champ de contraintes, non hydrostatique, est généré dans une zone le long d'une faille. Cette zone est appelée le foyer. Au voisinage du foyer le déviateur de contraintes atteint des valeurs de l'ordre de 10 MPa.

- une rupture se produit le long de la faille et l'énergie élastique emmagasinée par le travail du champ de contraintes est brutalement réduite d'une quantité égale à la somme de l'énergie dissipée par radiation d'ondes élastiques et de l'énergie transformée en chaleur ou en énergie potentielle.

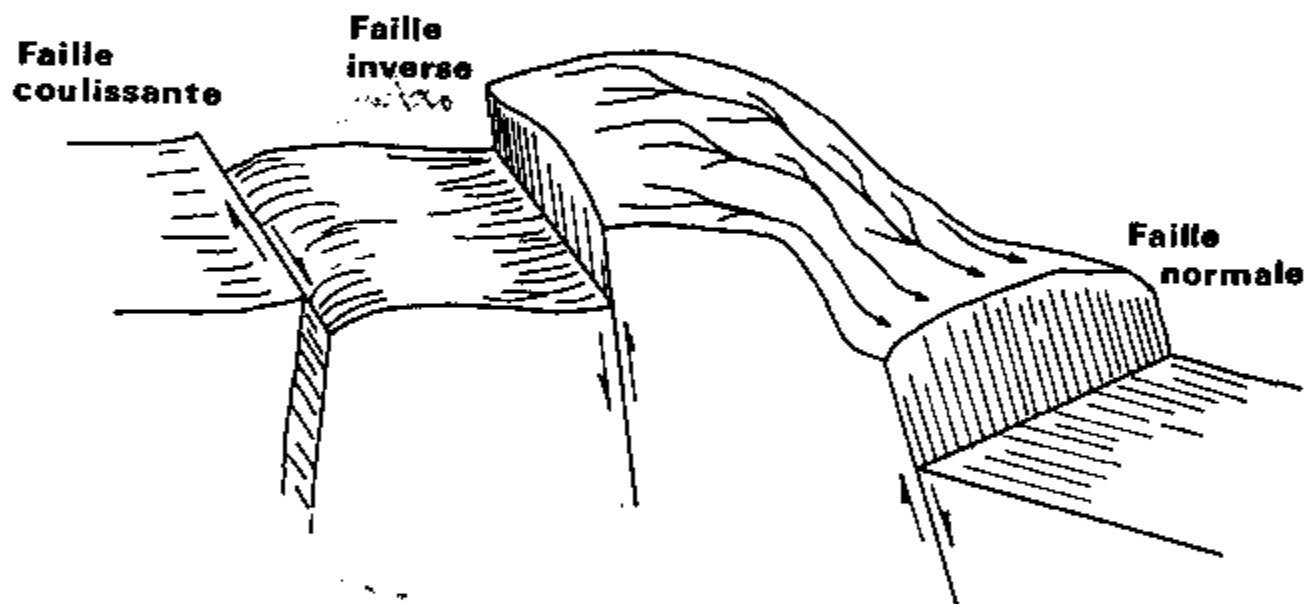
- le retour progressif à l'équilibre se fait par libération des déformations résiduelles lors de secousses suivant le séisme. Ces secousses sont appelées répliques.

Lors de la rupture, les deux bords de la faille peuvent être affectés de mouvements divers. On distingue classiquement (figure 4) :

- des failles coulissantes qui correspondent à des zones de cisaillement. C'est le cas de la faille de San Andreas en Californie ;

- des failles normales qui correspondent à des zones d'extension ;

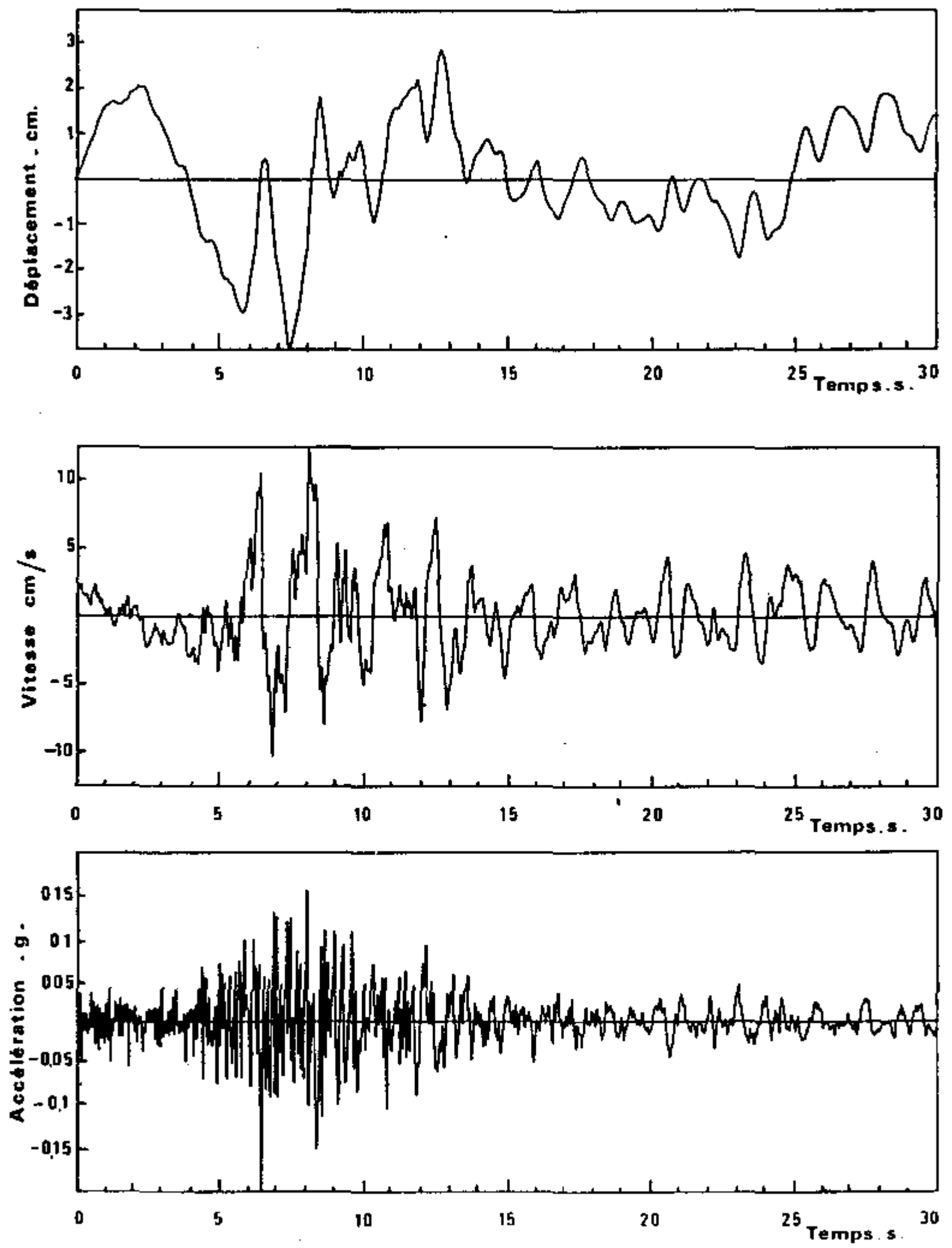
- des failles inverses qui correspondent à des zones de compression. Le séisme d'El Asnam en 1980 a résulté du mouvement d'une faille inverse.



**Figure 4.** Mouvement des failles

#### **4. PARAMETRES CARACTERISTIQUES DU MOUVEMENT SISMIQUE**

Une partie de l'énergie libérée par le séisme se propage sous formes d'ondes élastiques. Au voisinage de la source, le foyer, les ondes créées correspondent à des ondes de volume : ondes de compression ou ondes de cisaillement. En se propageant vers la surface du sol, ces ondes rencontrent des hétérogénéités, des surfaces de discontinuité ou la surface libre. En heurtant ces surfaces, les ondes sont partiellement réfléchies et réfractées et donnent naissance à d'autres types d'ondes comme les ondes de Rayleigh ou les ondes de Love. Chaque type d'onde se propage à sa vitesse propre (célérité), fonction des caractéristiques du milieu. A titre d'exemple, la vitesse de propagation d'une onde de cisaillement, dont l'importance est primordiale en génie parasismique, est



**Figure 5 - Séisme d'Olympia, Washington 1949. Composante S 86 W**



supérieure à 1000 m/s dans du rocher, de l'ordre de quelques centaines de m/s dans des alluvions et inférieure à 100 m/s dans des dépôts d'argiles molles ou de vases. Dans un sol sous nappe, la vitesse de propagation de l'onde de compression est supérieure à 1500 m/s, valeur correspondant à la vitesse de propagation de l'onde dans l'eau.

Lorsque les ondes et l'énergie qu'elles transportent atteignent un site à la surface de la terre, elles engendrent des vibrations dans trois directions (deux horizontales et une verticale). Les enregistrements des accélérations de ces mouvements en fonction du temps s'effectuent à l'aide d'accélérographes. Ils constituent des accélérogrammes.

Par intégration d'un accélérogramme on peut obtenir les diagrammes de vitesse et de déplacement en fonction du temps (figure 5). Le processus d'intégration d'un accélérogramme est une opération délicate. L'existence d'un seuil de déclenchement des appareils enregistreurs fait perdre l'information initiale. Il faut donc procéder à diverses corrections, fonction des caractéristiques de ces appareils pour obtenir des déplacements résiduels raisonnables [TRIFUNAC - LEE, 1973]. L'utilisation des données brutes conduit généralement à une dérive de la courbe de déplacement en fonction du temps. Notons cependant que les accélérographes modernes à mémoire permettent d'appréhender le début du signal. Sur la figure 5, on n'a représenté que les 30 premières secondes de l'accélérogramme d'Olympia (1949). Ceci explique les valeurs non nulles trouvées pour la vitesse et le déplacement en fin de séisme. En réalité l'accélérogramme ayant été corrigé, ces valeurs sont nulles.

#### 4.1. Grandeurs maximales : accélération, vitesse, déplacement

Dans un accélérogramme (figure 5), on peut distinguer une phase initiale pendant laquelle les accélérations sont faibles (0 à 4 s pour l'accélérogramme de la figure 5), une phase à fort niveau d'accélération (5 à 12 s), une phase modérée (12 à 23 s) et une phase très faible de retour progressif au repos (> 23 s).

A partir de diagrammes tels que ceux de la figure 5, il est possible de connaître la valeur maximale,  $a$ , de l'accélération (généralement exprimée en nombre de  $g$ ),  $v$ , de la vitesse (cm/s) et,  $d$ , du déplacement (cm). Ces valeurs ne varient pas totalement indépendamment les unes des autres. En particulier pour les séismes réels, le rapport  $ad/v^2$  est compris entre 5 et 15 environ [NEWMARK-ROSENBLUETH, 1971]. Ces valeurs maximales, souvent prises en compte pour caractériser la violence d'un séisme, ne sont pas, à elles seules, caractéristiques de celui-ci. D'autres paramètres ont été introduits à cette fin.

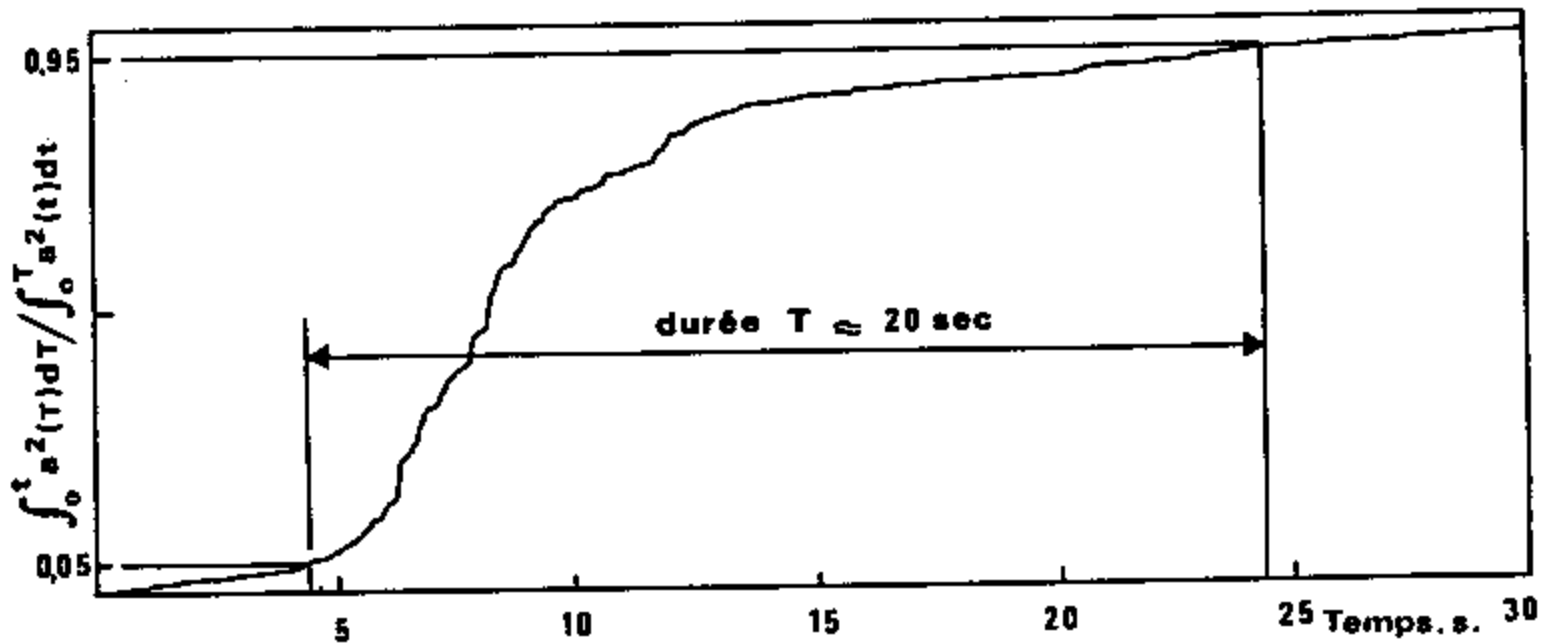
#### 4.2. Durée

La durée d'un séisme est délicate à définir directement à partir de l'accélérogramme. Certains sismologues ont proposé de la définir à partir du diagramme d'Husid qui est un moyen commode de quantifier la variation du niveau d'excitation dans le temps. Par définition, si  $a(t)$  est l'accélération fonction du temps,  $T$  la durée totale du séisme, la variation de l'intégrale :

$$h(t) = \left[ \int_0^t [a(t)]^2 dt \right] / \left[ \int_0^T [a(t)]^2 dt \right] \quad (1)$$

constitue le diagramme d'Husid. L'intégrale au dénominateur de l'équation (1) est une mesure de l'énergie contenue dans l'accélérogramme. Le diagramme d'Husid correspondant à l'accélérogramme de la figure 5 est donné sur la figure 6.

On peut alors définir la durée significative du séisme comme le temps requis pour passer du niveau 5 % au niveau 95 %, soit 20 secondes dans le cas présent.



**Figure 6** - Diagramme d'Husid - Séisme d'Olympia (1949)

### 4.3. Spectre de réponse

Le spectre de réponse en accélération, vitesse ou déplacement permet de faire intervenir la notion de contenu en fréquence du mouvement. Son but est de caractériser un séisme d'après la réponse d'une structure simple. Par définition, un spectre de réponse en accélération est la courbe donnant l'accélération maximale d'oscillateurs simples à un degré de liberté et de fréquence propre variable. Un tel oscillateur est représenté sur la figure 7. Il est caractérisé par une masse  $M$ , une raideur  $K$  et un amortisseur  $C$ . Si le socle le supportant est soumis à un accélérogramme  $\ddot{y}(t)$ , le mouvement relatif  $x$  de la masse  $M$  par rapport au socle est régié par :

$$M (\ddot{x} + \ddot{y}) + C \dot{x} + K x = 0 \quad (2)$$

En introduisant les variables :

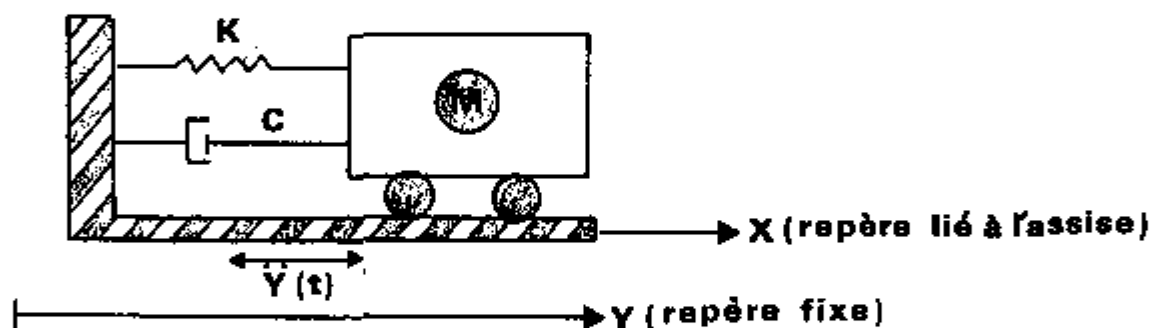
- pulsation propre  $\omega = \sqrt{\frac{K}{M}}$  (3)

- pourcentage d'amortissement critique  $\beta = \frac{C}{2\sqrt{KM}}$  (4)

l'équation (2) prend la forme classique :

$$\ddot{x} + 2\beta\dot{x} + \omega^2 x = -\ddot{y}(t) \quad (5)$$

A pourcentage d'amortissement critique donné, la résolution de cette équation différentielle, pour diverses valeurs de la fréquence propre  $f = \omega/2\pi$ , permet de connaître l'accélération maximale subie par la masse  $M$ . En répétant cette opération pour différentes valeurs de  $\beta$ , on obtient les spectres de réponse de la figure 8 correspondant à l'accélérogramme de la figure 5 et à des pourcentages d'amortissement critique de 0 %, 5 % et 10 %.



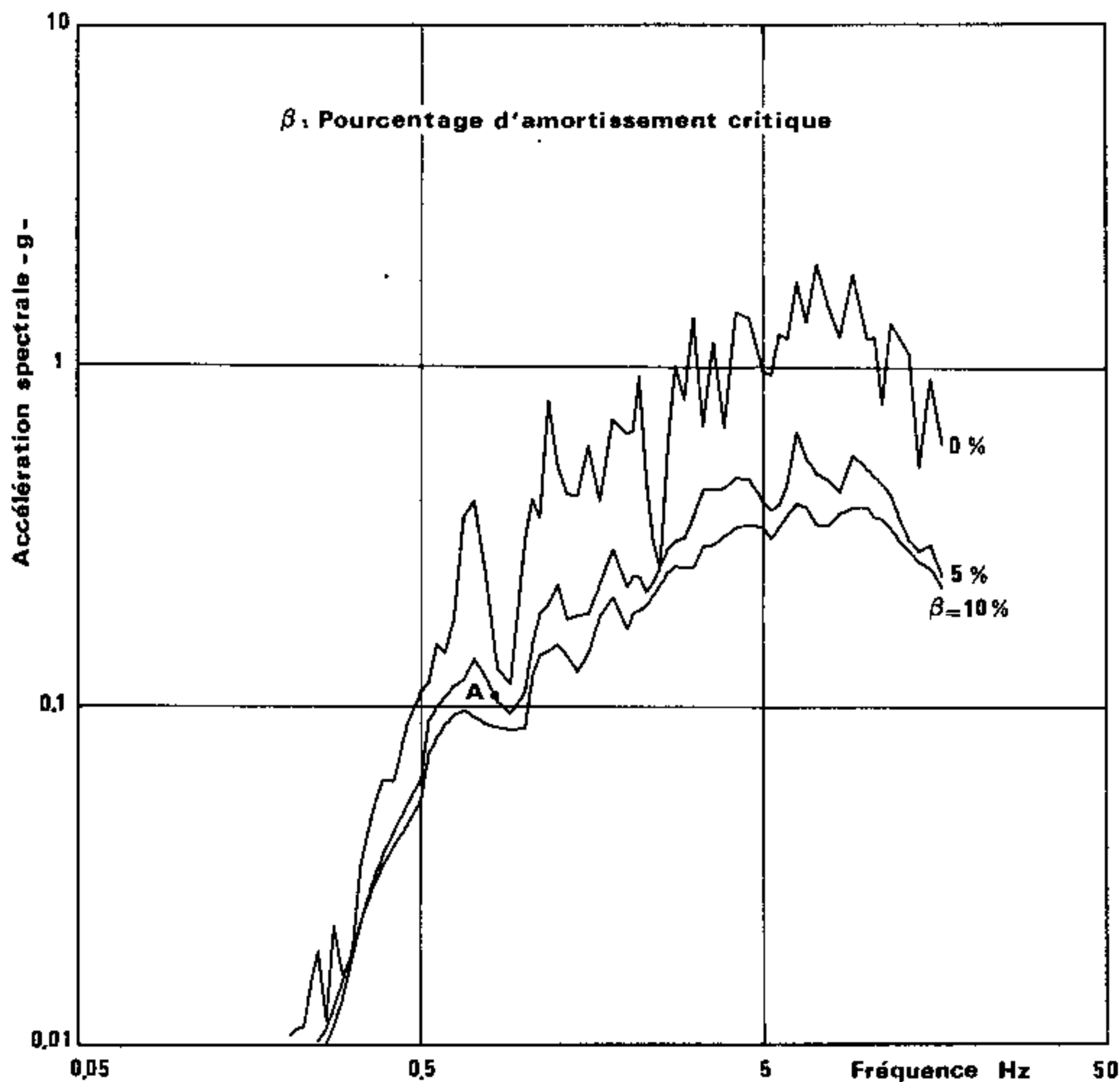
**Figure 7.** Oscillateur simple à un degré de liberté

L'utilisation d'un tel spectre est immédiate. Considérons à titre d'exemple un bâtiment réacteur de centrale nucléaire monté sur appuis en élastomère. Ces appuis ont pour propriété de privilégier un mode de déformation correspondant à la translation horizontale du bâtiment. La structure peut donc être assimilée à un oscillateur simple à un degré de liberté. Avec les caractéristiques usuelles de ce type d'ouvrage, la fréquence propre de vibration est de 0,8 Hertz environ et le pourcentage d'amortissement critique de 5 %. Un tel bâtiment soumis à un séisme représenté par l'accélérogramme de la figure 5, dont les spectres de réponse sont donnés sur la figure 8, subirait une accélération maximale de 0,10 g (point A de la figure 8). La force horizontale s'exerçant sur lui vaudrait 0,10 fois son poids.

Cette notion de spectre de réponse peut être étendue au cas des vitesses ou des déplacements. Elle constitue la base de l'analyse modale des structures [CLOUGH - PENZIEN, 1975].

D'autres notions, comme le spectre de Fourier d'un accélérogramme, ont également été introduites essentiellement par les sismologues. Ces notions donnent des

renseignements intéressants sur la nature du mouvement mais ne sont pas, actuellement, directement utilisables pour la conception des ouvrages. On pourra se reporter pour une discussion plus complète à HOUSNER (1971).



**Figure 8 - Spectre de reponse - Seisme d'Olympia (1949)**

##### **5. PARAMETRES AFFECTANT LE MOUVEMENT SISMIQUE**

Le mouvement sismique en un point est affecté par des facteurs liés à la source, au trajet parcouru entre le foyer et le site et par des facteurs liés à des conditions locales propres au site [IDRISS, 1978]. Pour être en mesure d'évaluer la nature

du mouvement sismique sur un site, il est nécessaire de connaître l'influence de ces facteurs et de les quantifier. Ceci est réalisé à l'aide de relations dites lois d'atténuation, exprimant un des paramètres caractéristiques du mouvement sismique (accélération maximale, accélération spectrale ...) en fonction de l'ensemble des paramètres caractéristiques.

### 5.1. Facteurs liés à la source

Ces facteurs sont fonction des dimensions de la zone de rupture, des valeurs des contraintes le long de la surface de rupture, du mécanisme de la rupture et de sa propagation le long de la faille.

D'un point de vue fondamental, ils sont caractérisés par deux paramètres principaux : le moment sismique  $M_0$  et la chute de contrainte  $\Delta\tau$ . L'utilisation de ces deux paramètres est encore limitée aux sismologues. Les ingénieurs préfèrent caractériser un séisme soit par sa magnitude, soit par son intensité à l'épicentre. Une certaine confusion règne dans l'utilisation de ces deux derniers paramètres du fait de la multiplicité des échelles servant à les mesurer. Ce sont pourtant eux qui servent de base aux évaluations de niveau sismique d'un site.

#### 5.1.1. Moment sismique

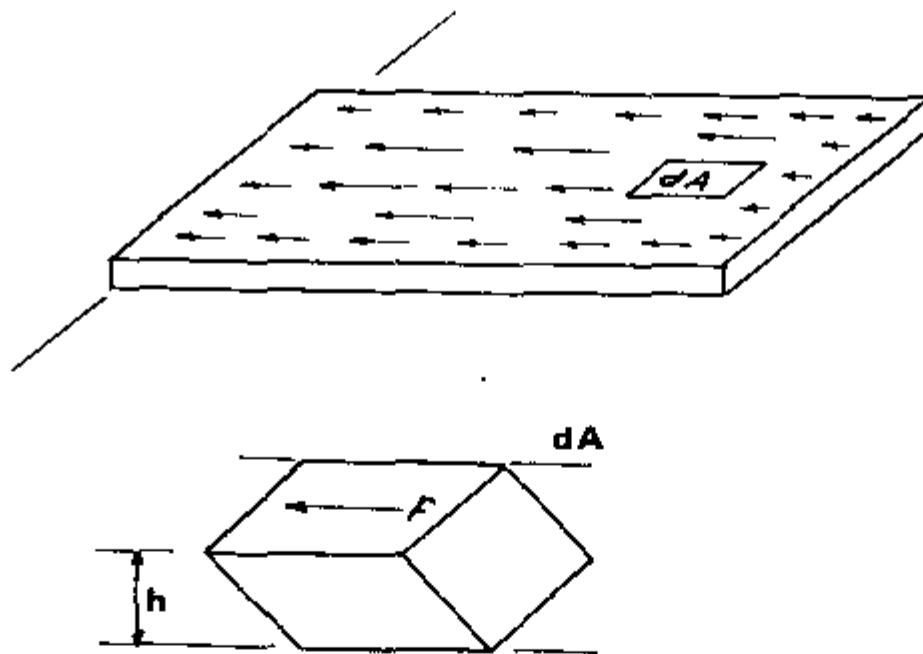
Il existe de nombreuses évidences indiquant que, sauf peut-être pour les séismes profonds, un séisme est engendré par un mécanisme de cisaillement pur duquel les déformations par dilatance ou contractance sont absentes. Le mécanisme à la source peut être alors représenté par un ensemble de forces constituant un double couple dont le paramètre caractéristique est  $M_0$ , le moment sismique [BRUNE, 1976]. Considérons une dalle mince (figure 9) correspondant au plan de la faille. Le couple dû aux contraintes de cisaillement est :

$$M_0 = \iint_S \tau h \, dA \quad (6)$$

En désignant par  $G$  le module de cisaillement du milieu (identique au paramètre de Lamé  $\mu$  de la mécanique des milieux continus) et par  $u$  le déplacement relatif des deux faces de la faille, il vient pour un milieu élastique :

$$M_0 = \iint_S G u \, dA = G \bar{u} A \quad (7)$$

où  $\bar{u}$  est le déplacement relatif moyen des deux bords de la faille et  $A$  l'aire de la surface de rupture.  $M_0$  est généralement exprimé en dyne-cm.



**Figure 9 . Schématisation d'un plan de faille (Brune 1976)**

### 5.1.2. Chute de contrainte

Un séisme survient lorsque les forces qui maintiennent l'élément de volume constitué par la dalle sont brusquement relâchées (figure 9). L'énergie libérée provient de l'énergie élastique emmagasinée E:

$$E = \frac{1}{2} \iiint_V \sigma_{ij} \epsilon_{ji} dv \quad (8)$$

$\sigma_{ij}$  et  $\epsilon_{ij}$  représentent respectivement les tenseurs de contraintes et de déformations. Au centre du plan de faille, le champ de contraintes est sensiblement un champ de cisaillement simple caractérisé par des déformations de cisaillement  $\gamma_1$  et  $\gamma_2$  avant et après séisme. Pour un volume élémentaire  $dv$  la variation d'énergie élastique est :

$$d(\Delta E) = \frac{1}{2} (\gamma_1 - \gamma_2) G dv \quad (9)$$

ou

$$d(\Delta E) = \left[ \frac{\gamma_1 + \gamma_2}{2} \right] (\gamma_1 - \gamma_2) G dv \quad (10)$$

En introduisant la variation de contrainte de cisaillement  $\Delta\tau$  (ou chute de contrainte) pendant le séisme et la contrainte de cisaillement moyenne  $\tau$  pendant le séisme, l'équation (10) s'écrit :

$$d(\Delta E) = \frac{\bar{\tau} \Delta \tau}{G} dv \quad (11)$$

La chute de contrainte est directement proportionnelle à l'énergie libérée. Elle peut atteindre plusieurs dizaines de Mégapascals. La chute de contrainte du séisme de San Francisco (1906) a, par exemple, été estimée à 13,3 MPa.

La relation (11) met aussi en évidence le fait que l'énergie libérée dépend, par l'intermédiaire de  $\tau$ , de l'état de contrainte régnant sur le plan de la faille avant le séisme. En se reportant à la figure 9 et en tenant compte de l'équation 7 on peut écrire (11) sous la forme :

$$\Delta E \approx \bar{u} \bar{\tau} A = \frac{\bar{\tau} M_0}{G} \quad (12)$$

Seule une partie  $\Delta E_r$  de cette énergie est dissipée par radiation. Le complément est dissipé en chaleur sur la surface de rupture. Cette dissipation en chaleur est égale au travail de la force de frottement. Appelant  $\eta$  le coefficient d'efficacité sismique, on peut écrire :

$$\Delta E_r = \frac{\eta \bar{\tau} M_0}{G} \quad (13)$$

La connaissance du paramètre chute de contrainte permet de définir un modèle pour la génération des séismes. Ce modèle représente un séisme comme résultant de l'application instantanée, le long de toute la surface de rupture, d'une impulsion de contrainte égale à la chute de contrainte [BRUNE, 1970]. A l'aide de ce modèle il est possible de calculer la vitesse particulière au voisinage de la faille. On montre qu'elle est égale à :

$$\dot{u} = \frac{\Delta \tau V_B}{G} \quad (14)$$

où  $V_B$  est la vitesse de propagation des ondes de cisaillement. L'accélération est donnée par :

$$\ddot{u} = \frac{2 \Delta \tau f}{\rho V_B} \quad (15)$$

où  $\rho$  est la masse volumique du milieu et  $f$  la fréquence.

D'autres modèles plus complexes ont été proposés. Ils prennent en compte une propagation de la rupture dans un milieu dont le critère de rupture est supposé connu. Ces modèles sont infiniment plus complexes et font intervenir des paramètres mal connus. Pour une discussion de ces modèles, on pourra se reporter à BRUNE [1976].

### 5.1.3. Magnitude

La magnitude est calculée comme le logarithme de l'amplitude des ondes sismiques d'une certaine fréquence enregistrées sur un sismographe. Ainsi, la magnitude locale est égale au logarithme de l'amplitude maximale enregistrée sur un sismographe de type Wood-Anderson, ayant une période propre de 0,8 seconde et un pourcentage d'amortissement critique de 80 %, situé à 100 kilomètres de l'épicentre. Des tables ont été construites empiriquement permettant la détermination de la magnitude à des distances autres que 100 kilomètres. De façon générale la magnitude est calculée par la formule :

$$m = \log \frac{A}{T} + f(\Delta, h) + S \quad (16)$$

où A et T représentent l'amplitude et la période de l'onde (lues sur l'enregistrement), f le facteur de correction fonction de la distance épacentrale  $\Delta$  et de la profondeur focale h et S un facteur de site.

Pour un séisme donné, il n'y a pas une magnitude unique. On distingue la magnitude des ondes de volumes m, la magnitude des ondes de surface  $M_S$ , la magnitude locale  $M_L$  définie par Richter. De plus, la magnitude peut varier d'une station à l'autre suivant la position géographique de celle-ci. Cela est dû à des schémas de radiation non uniformes autour de l'épicentre (paragraphe 5.2.).

Suivant le type d'ondes considérées, la magnitude représente une mesure de l'énergie libérée dans une certaine bande de fréquences. La magnitude des ondes de surface correspond à des périodes de l'ordre de 20 secondes. Celle des ondes de volume à des périodes comprises entre 1 seconde et 5 secondes. Il convient donc de se montrer prudent dans l'utilisation des magnitudes d'autant qu'il n'y a pas uniformité d'utilisation entre les différents auteurs. Du point de vue de l'ingénieur, les magnitudes m ou  $M_L$  sont plus significatives car elles correspondent à la plage des fréquences de vibration propre des ouvrages usuels.

Plusieurs relations empiriques ont été proposées pour relier l'énergie libérée lors d'un séisme (énergie libérée sous forme radiative  $E_r$ ) à la magnitude. Par exemple :

$$\log E_r = 11,4 + 1,5 M_L \quad (17)$$

où  $E_r$  est exprimé en ergs.

La magnitude peut être reliée au moment sismique par la relation (13).



$$\log \bar{\eta} + \log M_0 - \log G = 11,4 + 1,5 M_L \quad (18)$$

Pour les séismes importants, Lomnitz (1974) a proposé la relation :

$$\log M_0 = 19,9 + M_L \quad (19)$$

analogue, de par sa forme, à l'équation (18).

La magnitude s'exprime en chiffre arabe. Elle peut prendre des valeurs négatives et il n'y a théoriquement pas de borne supérieure à sa valeur. Une augmentation d'un degré de la magnitude correspond à une énergie libérée trente fois plus élevée. Les séismes destructeurs ont en général des magnitudes supérieures à 6,5. La plus forte magnitude attribuée à un séisme correspond au séisme de Lisbonne (1755) dont la magnitude a été évaluée à 8,5. Les séismes de magnitude inférieure à 3 - 3,5 ne sont pas ressentis par l'homme. En France, on enregistre, en provenance de la France et des pays limitrophes, environ 1500 séismes par an dont les magnitudes se répartissent comme suit :

	$M_L > 5$	1 à quelques unités
4 <	$M_L < 5$	10 à 15 séismes
3 <	$M_L < 4$	une centaine de séismes

Les autres ont des magnitudes comprises entre 1,5 (limite de détection du réseau du Laboratoire de Détection Géophysique ) et 3.

#### 5.1.4. Intensité

La violence d'un séisme à la surface du sol est souvent décrite sur une échelle non instrumentale, appelée échelle d'intensité. Le degré d'intensité attribué à un séisme est fonction des dégâts subis par les constructions et des effets ressentis par les personnes. Les échelles d'intensité sont nombreuses : Mercalli - Cancani - Sieberg (MCS) ; Mercalli Modifiée, Medvedev - Sponheuer - Karnik (MSK)... Elles sont graduées en chiffres romains variant de I à XII. On a donné à titre d'exemple en annexe, l'échelle d'intensité MSK qui est la plus utilisée dans les pays européens. Sur le continent américain, l'échelle Mercalli Modifiée lui est souvent préférée. En pratique ces deux échelles conduisent au même degré d'intensité, ce qui n'est pas le cas par exemple pour l'échelle MCS qui conduit à des degrés d'intensité plus élevés d'une unité pour les intensités comprises entre V et X. Des écarts du même ordre de grandeur existent également avec d'autres échelles (échelle japonaise, par exemple). Il convient donc, comme pour la magnitude, de préciser l'échelle d'intensité à laquelle on se réfère. D'autre part l'intensité d'un séisme diminuant avec sa distance à l'épicentre, la seule grandeur caractéristique est son intensité  $I_0$  à l'épicentre. Même cette valeur peut ne pas être représentative des caractéristiques du séisme à sa source. Elle intègre l'effet d'autres paramètres comme celui des conditions locales du site (paragraphe 5.3.).

L'attribution d'un degré d'intensité comporte une part subjective importante qui peut conduire, suivant les auteurs et les régions, à des écarts significatifs (un degré ou plus). Certains organismes attribuent à un séisme l'intensité correspondant aux dommages les plus importants subis dans la localité. D'autres ont pour habitude de moyenniser les dégâts observés. Par ailleurs, il est certain que,

dans les zones faiblement sismiques, on a tendance à surévaluer l'effet d'un séisme alors qu'une certaine accoutumance, dans les régions fortement sismiques, conduit à dévaluer les effets d'un séisme. En conclusion, l'intensité n'est pas un paramètre fiable à utiliser en génie parasismique. Malheureusement jusqu'à une époque récente, deuxième moitié du XXème siècle, les données instrumentales sur les séismes sont quasiment inexistantes et les séismes anciens ne sont connus que par les destructions qu'ils ont causées. L'importance de la sismicité historique dans l'évaluation du potentiel sismique d'une région (paragraphe 6) impose donc de prendre en considération ce paramètre, malgré les fortes limitations qui lui sont afférentes.

Il existe des relations empiriques entre la magnitude  $M$  d'un séisme, sa profondeur focale  $h$  et son intensité à l'épicentre  $I_0$ . Elles sont de la forme (KARNIK, ESTEVA - ROSENBLUETH) :

$$M = a I_0 + b \log h + c \quad (20)$$

Une relation de ce type a été développée par le Département de Sécurité Nucléaire du Commissariat à l'Energie Atomique Français. Elle relie la magnitude des ondes de volume  $m$  à l'intensité MSK par :

$$m = 0,55 I + 2,20 \log R - 1,14 \quad (21)$$

où  $R$ , exprimée en kilomètres, est la distance focale.

## 5.2. Facteurs liés au trajet parcouru

Une partie de l'énergie libérée à la source se propage par radiation d'ondes sismiques. Lors de leur trajet entre le foyer et le site à la surface de la terre, ces ondes rencontrent des hétérogénéités, des surfaces de discontinuité, des barrières naturelles. Ces obstacles ont pour effet de réfléchir et réfracter les ondes, de les polariser et de les convertir en d'autres types d'ondes : conversion d'ondes de volume en ondes de Rayleigh et en ondes de Love dans les milieux stratifiés. Par ailleurs, une partie de l'énergie transportée par ces ondes est absorbée dans les milieux qu'elles traversent du fait de l'amortissement propre, ou amortissement matériel, lié à l'hystérésis des matériaux. Tous ces phénomènes affectent la nature du mouvement sismique. L'éloignement de la source affecte le mouvement en diminuant son amplitude (diminution des accélérations, vitesses, déplacements avec la distance) et en modifiant son contenu spectral : les hautes fréquences sont filtrées et la fréquence fondamentale du mouvement abaissée. On a également noté précédemment que les magnitudes attribuées par divers organismes à un même séisme varient suivant la distribution géographique des stations à la surface de la terre. Cela reflète bien l'influence de la nature des terrains traversés.

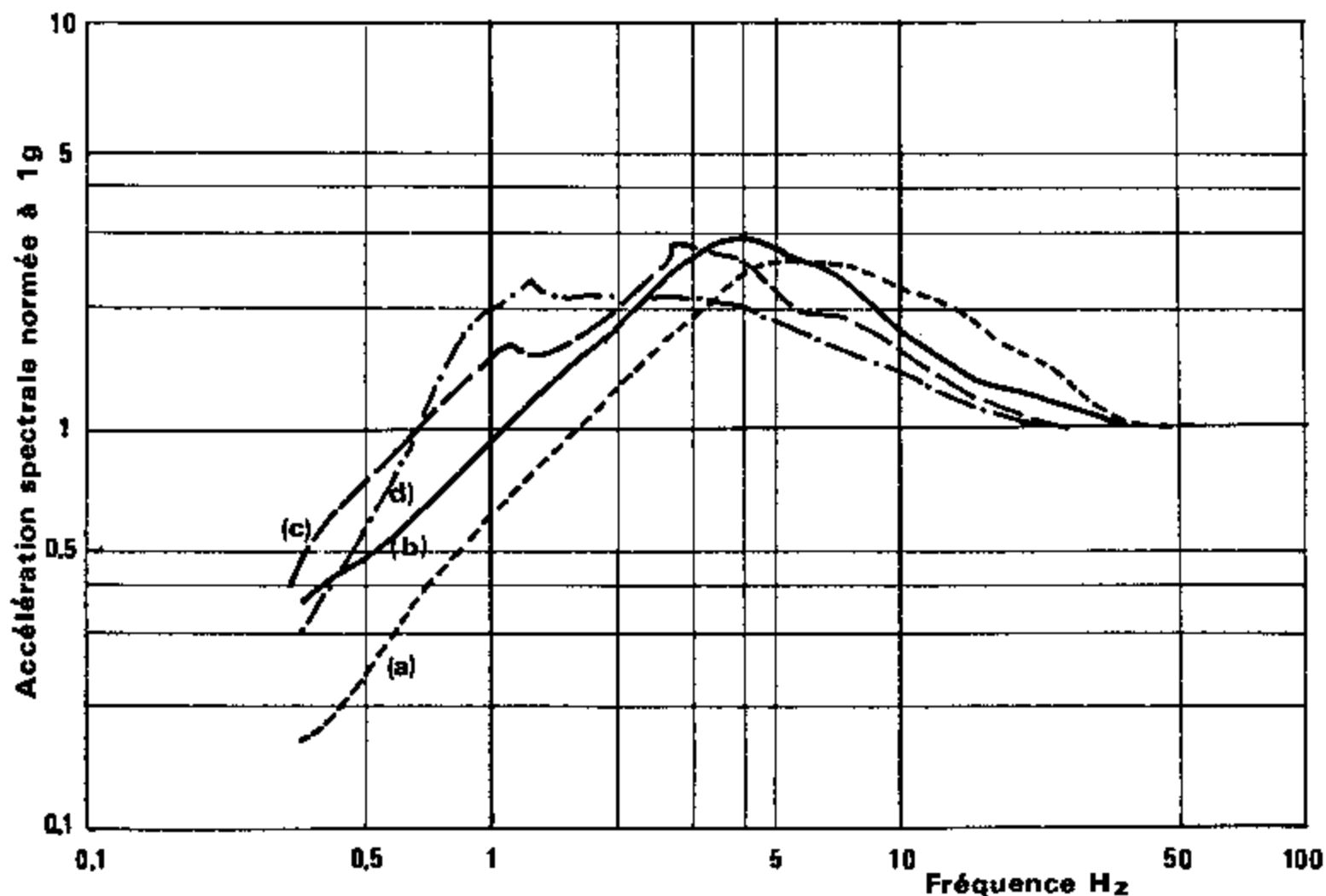
La prise en compte de ces phénomènes est extrêmement complexe et impose en particulier de connaître la structure interne de la terre entre le foyer et le site. Celle-ci n'est généralement qu'approximativement connue et on rend compte

de l'influence du trajet parcouru à l'aide d'un seul paramètre : la distance de la source au site. Suivant les auteurs cette distance peut être la distance hypocentrale, la distance épacentrale ou la plus courte distance de la faille au site. La distance hypocentrale (ou focale) est souvent mal connue. La distance épacentrale est mieux connue mais son utilisation ne peut se concevoir que dans une zone donnée, où les profondeurs focales restent pratiquement équivalentes d'un séisme à l'autre. L'utilisation de la plus courte distance de la faille au site part de la considération simpliste que, le séisme résultant de la propagation d'une rupture le long d'un plan donné (le plan de faille), le mouvement sismique en un point sera plus fortement influencé par la plus courte distance à la zone de libération de l'énergie que par la distance au point où s'est initiée la rupture.

### 5.3. Facteurs liés aux conditions locales

Les conditions géologiques locales, les conditions topographiques, les interactions sol-structure modifient la nature du mouvement sismique. On s'est généralement attaché à mettre en évidence l'effet de la géologie locale (nature et caractéristiques des terrains). Cependant des études analytiques ont permis, ces dernières années, de montrer l'influence des autres paramètres. Les phénomènes d'interaction sol-structure peuvent altérer la nature du mouvement enregistré dans un bâtiment par rapport au mouvement réel du sol à l'extérieur de ce bâtiment. Les radiers de dimensions importantes peuvent, par exemple, filtrer les hautes fréquences. L'influence de l'interaction sol-structure sera étudiée plus en détail chapitre VII. L'influence de la topographie a été par exemple mise en évidence par BOORE (1973) qui a montré que l'accélération maximale particulièrement élevée (1,25 g), enregistrée au barrage de Palcoma pendant le séisme de San Fernando, résultait de la configuration du site du barrage (vallée encaissée) et de la position de l'appareil enregistreur au sommet d'un des appuis. Sans cette amplification topographique, l'accélération n'aurait été que de 0,73 g. BARD et BOUCHON (1980) ont étudié analytiquement la réponse d'un bassin sédimentaire. Leurs résultats font apparaître, pour certaines fréquences, une amplification notable et une augmentation de la durée du mouvement en surface du bassin. Cela est principalement dû à la formation d'ondes de surface locales (Rayleigh - Love).

L'influence de la géologie locale est généralement mise en évidence à l'aide d'une classification sommaire de la nature des sites : sols rocheux, raides, intermédiaires ou très mous. La modification du mouvement sismique, lorsque l'on passe d'un type de sol à un autre, peut être examinée à l'aide des paramètres caractéristiques de ce mouvement : accélération ou vitesse maximale, spectre de réponse, ... Toutes les études statistiques réalisées sur des enregistrements réels [SEED et al, 1976 ; TRIFUNAC et BRADY, 1975 ; JOYNER et BOORE, 1981] montrent que l'accélération maximale en surface du sol est le paramètre le moins affecté par la nature et les caractéristiques des couches sous-jacentes. Les sols mous font exception à la règle, en présentant une atténuation moins rapide de l'accélération maximale avec la distance. De plus, aux forts niveaux d'accélération, leur capacité de résistance moins élevée limite les accélérations maximales qu'ils sont capables de transmettre en surface. La vitesse ou le déplacement maximal sont des paramètres beaucoup plus sensibles à la nature du sol. Plus la rigidité du sol est faible, plus grands sont les déplacements et les vitesses. Le sol se comporte comme un gros appui néoprène qui écrête les efforts, et donc les accélérations, en compensation d'une augmentation des déplacements.



**Figure 10** - Spectres de réponse moyens ( Seed et al, 1976 a )

- (a) rocher
- (b) sols raides
- (c) sols pulvérulents profonds
- (d) sols mous

L'influence de la nature du sol est également mise en évidence de façon très nette en examinant les spectres de réponse à la surface du sol. SEED, UGAS et LYSMER (1976) ont réalisé une étude statistique des spectres de réponse en accélération d'enregistrements de séismes en surface de différents types de sol, répartis en quatre catégories. Leurs résultats sont présentés sur la figure 10 en normant l'accélération maximale du sol (accélération à période nulle) à une même valeur. La fréquence prédominante du mouvement, correspondant au pic du spectre de réponse, diminue lorsque la raideur du sol diminue. Autrement dit, plus le sol est mou plus il filtre les hautes fréquences contenues dans le mouvement incident. Une structure raide sera donc plus vulnérable sur rocher que sur sol mou et vice versa. Par ailleurs, la plage de fréquences où l'accélération spectrale reste élevée est plus étendue pour les sols à faible raideur. Des résultats analogues ont été obtenus par FACCIOLO (1978) pour des sols très mous (vitesse de propagation de l'onde de cisaillement de l'ordre de 100 m/s sur une dizaine de mètres d'épaisseur), MOHRAZ (1976) pour des sols rocheux, HAYASHI (1971) pour des sols analogues à ceux de l'étude de SEED et al.

*Remarque* : les études de SEED et al ou de MOHRAZ ont été basées sur des études statistiques ne faisant pas intervenir la magnitude. Autrement dit, la forme du spectre est indépendante de la magnitude et de la distance à la source. Il semblerait qu'en réalité, la forme du spectre de réponse dépende également de ces paramètres. Les spectres de FACCIOLI ont été développés sur cette base tout comme ceux du CEA en France. Ces derniers ne font cependant pas intervenir la nature du sol.

En conclusion, les conditions locales d'un site (topographie, géologie) ont une influence fondamentale sur la nature du mouvement à la surface du sol. Cette influence n'a pas toujours reçu, dans les études et dans les règlements, l'attention qu'elle mériterait bien que, au cours de ces dernières années, on assiste à un revirement notable de cette tendance.

#### 5.4. Lois d'atténuation

Basées sur l'analyse statistique des enregistrements de séismes, elles permettent de déterminer un des paramètres caractéristiques du mouvement sismique (accélération maximale, vitesse maximale, accélération spectrale ...) en fonction des paramètres influant sur la nature de ce mouvement (magnitude ou intensité, distance, conditions locales). Les lois d'atténuation donnant l'accélération maximale sont de loin les plus nombreuses. En 1978, IDRIS en dénombreait 32, contre 15 donnant la vitesse maximale et seulement 10 le déplacement. La plupart des relations prennent la forme :

$$\log y = A + f(M) + g(R) + h(G) \quad (22)$$

où  $y$  = paramètre recherché (accélération, vitesse ...)  
 $f, g, h$  = fonctions de la magnitude (M), de la distance (R) et des conditions locales (G)  
 $A$  = constante.

Quelques relations [DONOVAN - BORNSTEIN, 1978] ne séparent pas les variables M et R et font intervenir une fonction  $f(M, R)$ .

La forme choisie pour l'équation (22) implique que la distribution du paramètre  $y$  est lognormale et qu'il y a possibilité de séparer les variables M, R et G. Ces hypothèses ne sont pas totalement testées et résultent de postulats plus que de vérifications expérimentales.

Les fonctions  $f$ ,  $g$  et  $h$  prennent généralement, quels que soient les auteurs, des formes analogues. On peut retenir :

$$f(M) = B M + B' M^2 \quad (23)$$

où  $B$  et  $B'$  sont des constantes sauf pour DONOVAN - BORNSTEIN qui prennent  $B$  fonction de R.  $B'$  est le plus souvent nulle.

$$g(R) = E \ln(R + C)$$

(24)

où E et C sont des constantes. Une valeur de C non nulle conduit à une atténuation plus lente du paramètre  $\gamma$  au voisinage de la source.

$$h(G) = K$$

(25)

où K est une constante. Souvent la fonction h est ignorée, ou différentes relations du type (22) sont données pour différentes conditions de site.

Les paramètres M, R et G, intervenant dans les relations (23) à (25), ont des significations différentes suivant les auteurs et il convient de prêter attention à la définition utilisée pour l'obtention de la loi d'atténuation. La magnitude peut être la magnitude des ondes de surface  $M_g$ , la magnitude locale  $M_L$ , la magnitude des ondes de volume m. La distance correspond soit à la distance focale, soit à la distance épacentrale ou à la plus courte distance à la faille. Enfin, la classification géologique d'un site ne fait pas l'unanimité. S'il n'y a généralement pas d'ambiguïté pour un site rocheux, la définition d'un site intermédiaire ou d'un site mou peut varier notablement d'une loi d'atténuation à l'autre. En toute rigueur, une loi d'atténuation ne doit pas être utilisée avec des paramètres ayant une signification différente de celle des paramètres ayant servi à la déterminer.

De même, la plupart des enregistrements disponibles de par le monde correspondent à des événements enregistrés à des distances à la source supérieures à une vingtaine de kilomètres. Les données ayant servi à établir les lois d'atténuation (équation 22) étant identiques pour tous les auteurs (à une date donnée), toutes ces lois conduisent à des résultats comparables dès que la distance à la source devient suffisante. Seuls quelques dizaines d'enregistrements ont été recueillis à des distances à la source inférieures à dix kilomètres. Dans ces conditions, la prédiction du paramètre  $\gamma$  devient imprécise au voisinage de la source et les différentes lois d'atténuation conduisent à des résultats pouvant varier dans le rapport de 1 à 3. Compte tenu du faible nombre de données disponibles, les extrapolations faites par les différents auteurs sont :

- soit basées sur le jugement de l'auteur ;
- soit obtenues d'après la fonctionnelle statistique (équation 22) ajustée sur des événements lointains. Dans ce cas les résultats sont obtenus après extrapolation hors du domaine des points expérimentaux ayant servi à établir la fonctionnelle, ce qui est fortement contestable ;
- soit obtenues à partir des rares données disponibles. Leur valeur statistique est alors douteuse ;
- soit enfin obtenues à partir de lois d'atténuation théoriques calées sur des événements lointains. Ces lois d'atténuation sont par exemple établies à partir d'une simulation du mécanisme au foyer. Cette approche a été suivie par JOYNER et BOORE (1981) par exemple.

En conclusion, les lois d'atténuation sont nombreuses et l'ingénieur se doit de rechercher, parmi toutes les lois d'atténuation disponibles, la mieux adaptée à

son problème. Pour une bibliographie complète sur les lois d'atténuation, on pourra se reporter à IDRIS (1978). On ne citera, à titre d'exemple, et sans préconiser l'emploi de ces lois de préférence à d'autres, que celle donnée par SEED et al (1976) sous forme graphique et celle proposée par JOYNER et BOORE (1981) sous forme analytique.

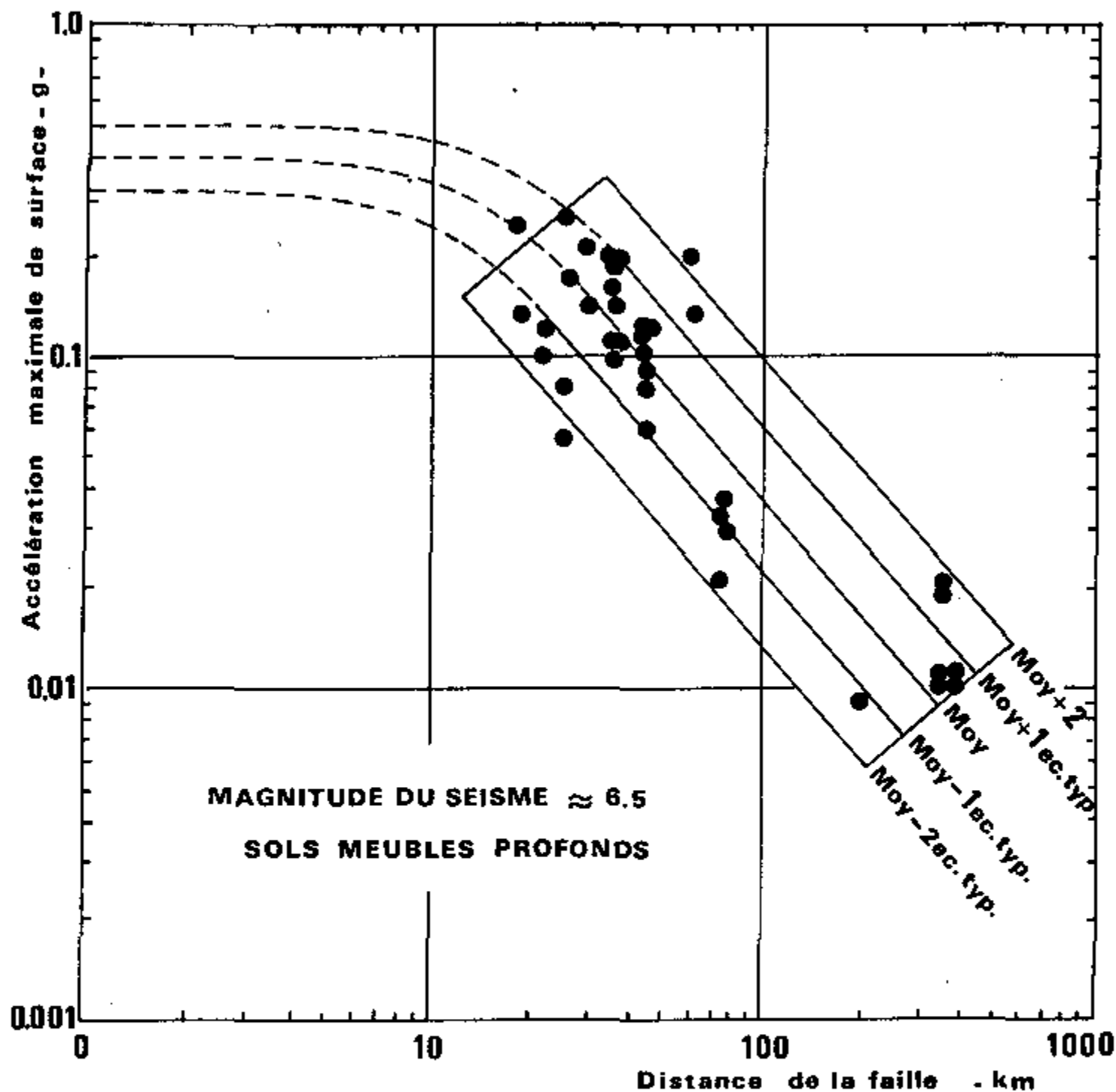


Figure 11. Loi d'atténuation de l'accélération (Seed et al, 1976 b)

La figure 11 donne la variation, à la surface de sols meubles profonds ( $> 75$  m), de l'accélération maximale avec la distance (plus courte distance à la faille) pour des séismes de magnitude locale voisine de 6,5. Des graphiques analogues ont été proposés, par les mêmes auteurs, pour des sites rocheux ou des sols raides de profondeur réduite ( $< 30$  m). On constate, ce qui avait été noté précédemment, une dispersion importante et l'absence de données à proximité de la source.

JOYNER et BOORE (1981) ont proposé, pour des séismes superficiels (proondeur focale variant entre 5 et 10 kilomètres) les expressions suivantes pour l'accélération maximale A (exprimée en g) et la vitesse maximale V (cm/s) :

$$\begin{cases} \log A = -1,02 + 0,249 M - \log r - 0,00255 r \\ r = (d^2 + 7.3^2)^{1/2} \end{cases} \quad (26-a)$$

$$\begin{cases} \log V = -0,67 + 0,489 M - \log r - 0,00256 r + 0,17 S \\ r = (d^2 + 4.0^2)^{1/2} \end{cases} \quad (26-b)$$

où d (km) est la plus courte distance à la projection de la surface de rupture, M la magnitude du moment sismique (définie par une équation analogue à l'équation 19) et S prend la valeur 0 sur le rocher et 1 sur des sols non rocheux. La loi d'atténuation de l'accélération ne dépend pas de ce paramètre.

Les deux lois d'atténuation proposées sont difficilement comparables directement car la définition de la magnitude n'est pas rigoureusement identique. On constate cependant, qu'en première approximation, elles conduisent à des résultats comparables.

En France, les lois d'atténuation développées par le CEA corrént le spectre d'accélération à la magnitude et à la distance focale. On obtient ainsi directement le spectre de réponse [DEVILLERS, MOHAMMADIOUN, 1981].

L'accélération spectrale s'écrit :

$$A(f) = C 10^{\alpha M} R^n \quad (27)$$

où  $\alpha$ , n et C sont des coefficients variables avec la fréquence.

La nature du site n'est pas prise en considération ; par contre, la forme du spectre de réponse obtenu dépend de la magnitude et de la distance, par opposition à des formes standards de spectres analogues à celles de la figure 10. Des corrélations de ce type ont également été proposées par FACCIOLI (1978) pour des sols mous.

## 6. EVALUATION DU RISQUE SISMIQUE D'UNE REGION

Il existe deux grandes catégories d'approche pour l'évaluation du mouvement sismique dans une région. La première, probabiliste, consiste à examiner les séismes en terme de processus stochastique. Il est alors possible de définir un modèle statistique reproduisant, par exemple, une succession de séismes importants. Un des modèles les plus utilisés, utile lorsque la seule information disponible consiste en un catalogue de séismes importants dans une région, est



basé sur les deux hypothèses suivantes :

- le nombre de séismes en une année est une variable aléatoire avec une distribution de Poisson, de moyenne  $\lambda$ .

- la magnitude M du séisme est une variable aléatoire avec pour fonction de distribution cumulative :

$$F(M) = 1 - e^{-\lambda M} \quad (28)$$

Un tel modèle permet le calcul de périodes de retour, et du nombre de séismes excédant une valeur donnée de la magnitude pendant une année. Des modèles plus élaborés peuvent être construits. On se reportera pour une discussion approfondie de ces modèles à NEWMARK - ROSENBLUETH (1971) et LOMNITZ (1974). Ces théories probabilistes constituent la base des études de risque sismique [CORNELL, 1968] en termes de probabilité.

L'autre approche, déterministe, vise à définir le potentiel sismique d'une région en termes de valeur maximale d'un des paramètres caractéristiques du mouvement. Pour aboutir à cette détermination, deux méthodes sont disponibles : l'une analytique consiste à faire intervenir le mécanisme à la source (dimensions de la source, chute de contrainte, ...) à l'aide d'un modèle du type de celui décrit au paragraphe 5.1.2., la nature géologique du matériau dans lequel se développent et se propagent les ondes, les accidents géologiques et topographiques qu'elles rencontrent. Cette approche, extrêmement complexe du fait du nombre élevé de paramètres à prendre en compte, fait l'objet de développements importants [BOORE, 1973]. Elle n'a été utilisée qu'en de très rares occasions en relation avec des projets réels ; elle a cependant permis d'évaluer des sens de variation ou d'estimer des valeurs maximales des paramètres caractéristiques du mouvement sismique. Il n'est pas douteux que cette méthode soit appelée à connaître des développements importants.

Devant la complexité de cette méthode et la méconnaissance du mécanisme réel de la rupture, une approche purement empirique a été développée. Elle est actuellement la plus couramment utilisée et est suivie en particulier en France par EDF et le CEA dans l'évaluation du risque sismique des centrales nucléaires. Elle peut se résumer de la façon suivante : à partir de l'examen des séismes survenus dans le passé dans une région de structure géologique homogène, on détermine le séisme le plus important connu et on admet qu'un séisme analogue peut se produire à n'importe quel moment en un point quelconque de cette région. A l'aide de lois d'atténuation, correctement choisies, on détermine les caractéristiques (accélération, durée, contenu spectral, ...) de ce séisme maximal sur le site. Les étapes de cette démarche sont les suivantes :

### 6.1. Détermination de provinces sismotectoniques

Une province sismotectonique est une zone caractérisée à la fois par une structure tectonique homogène et par une répartition sensiblement homogène de la sismicité historique. Cette détermination n'est pas chose aisée car elle suppose connue la structure tectonique à la profondeur des foyers, soit à des profondeurs supérieures à 5 à 10 kilomètres. Pour parvenir à cette détermination,

à l'analyse géologique et tectonique classique, on adjoint l'étude des linéaments et de la néotectonique de la région. Les linéaments sont obtenus à partir de photos satellite ; ils permettent la mise en évidence d'accidents structuraux importants que l'on suppose liés à la géologie profonde. Par exemple les photographies obtenues à partir du satellite LANDSAT ont permis l'établissement d'une carte des linéaments du Bassin Méditerranéen [BIJU - DUVAL et al, 1976].

La néotectonique comporte l'étude des déformations récentes de la croûte terrestre. Par déformations récentes, on entend les déformations datant du quaternaire (2 millions d'années). Dans certaines régions (Californie, par exemple), il est possible d'obtenir des informations plus récentes, datant de l'Holocène, période récente (10 000 ans) du quaternaire [ALLEN, 1976].

L'ensemble de ces données, allié aux données de sismicité historique (paragraphe 6.2.), permet de définir des provinces sismotectoniques. En France, ce travail a été réalisé par le BRGM en collaboration avec le CEA et EDF et a donné lieu à l'établissement d'une carte sismotectonique de la France.

## 6.2. Sismicité historique

Les données relatives à la sismicité historique d'une région sont généralement difficiles à obtenir. Antérieurement aux années 1960, les données instrumentales sont pratiquement inexistantes. En conséquence, ces données sont souvent peu fiables, particulièrement en ce qui concerne les localisations d'épicentres. L'attribution de degrés d'intensité peut aussi être parfois sujette à caution (paragraphe 5.1.4.). Enfin, la transcription de documents d'historiens peut parfois donner lieu à des erreurs capitales. C'est ainsi qu'un séisme important ayant causé la mort de 45 000 personnes en 854 après Jésus-Christ a été attribué par erreur à la ville de Tunis en lieu et place de Tinis (Egypte) à la suite d'une faute de transcription des documents arabes [AMBRASEYS, 1982]. De telles erreurs modifient totalement l'analyse de la sismicité d'une région. Une analyse critique de la sismicité d'une région nécessite donc la collaboration d'historiens, sismologues et ingénieurs.

Ce travail de compilation a été réalisé par certains auteurs en ce qui concerne soit les séismes les plus importants, soit des régions déterminées du globe, soit enfin des périodes de temps restreintes [GUTENBERG - RICHTER 1954, KARNIK 1971, ROTHE 1969]. Certains organismes (UNESCO, International Seismological Center de Newbury - GB) tiennent également des catalogues de séismes couvrant des périodes de temps déterminées. Les renseignements contenus dans ces différentes sources sont souvent redondants, parfois complémentaires surtout en ce qui concerne la description de l'événement (magnitude, profondeur focale ...), quelquefois contradictoires. Il convient donc d'utiliser ces données avec le plus grand soin.

Cette analyse de sismicité historique permet, en conjonction avec l'étude tectonique et géologique, de définir des provinces sismotectoniques. Elle permet également d'attribuer à chaque province un séisme maximum historiquement vraisemblable (SMHV). Ce séisme ne correspond pas obligatoirement au séisme de projet. Ainsi, pour les centrales nucléaires françaises, EDF et le CEA déterminent le SMHV d'intensité à l'épicentre  $I_0$ . Le séisme maximum de sûreté (SMS), devant servir au dimensionnement des ouvrages, est défini par une intensité égale à celle du SMHV augmentée d'une unité ; à un SMHV d'intensité VIII MSK est associé un SMS d'intensité IX MSK.

### 6.3. Définition du mouvement sur le site

Le séisme maximal de projet, retenu dans chaque province sismotectonique contenant le site ou contiguë à la province du site, est déplacé, en plan, à l'intérieur de sa province jusqu'au point le plus proche du site. En particulier, le séisme maximal de la province où est situé le site est déplacé jusqu'à la verticale de ce site en conservant sa profondeur focale. Si le séisme maximal peut être rattaché à un accident tectonique bien identifié, il est déplacé le long de cet accident.

A l'aide de lois d'atténuation appropriées (paragraphe 5.4), on évalue l'effet sur le site de chaque séisme maximal. Le mouvement sismique sur le site est caractérisé par une accélération maximale, une durée, un contenu spectral, ... dérivés de ces lois d'atténuation. Souvent, l'influence des paramètres affectant le mouvement sismique est reflétée par la seule valeur de l'accélération maximale. Le spectre de réponse du mouvement est donné à l'aide d'un spectre enveloppe lissé, calé au niveau d'accélération maximale proposé. Un tel spectre est sensé être valable pour toutes les natures de sol et quelles que soient les caractéristiques du séisme : c'est le cas du spectre de l'American Nuclear Regulatory Commission (NRC). Cette approche est généralement très conservatrice, sauf dans certaines configurations très particulières. On peut également, dans le choix du spectre de réponse, tenir compte de la nature des sols (figure 10) sans tenir compte des caractéristiques du séisme ou vice versa (lois d'atténuation du CEA). Les lois d'atténuation donnant des spectres de réponse fonction des caractéristiques du sol, et de celles du séisme restent limitées [FACCIOLI 1978, par exemple].

La caractérisation du mouvement sismique par un spectre de réponse suffit souvent pour mener à bien les calculs de dimensionnement des ouvrages (cas de l'analyse modale). Cependant, les calculs d'interaction sol-structure élaborés, prenant en compte les non-linéarités du sol ou de la structure, les analyses de liquéfaction, nécessitent une définition temporelle du mouvement. L'obtention d'accélérogrammes caractéristiques du mouvement peut se faire soit en générant artificiellement des accélérogrammes ayant pour spectre de réponse celui défini précédemment, soit en recherchant parmi les enregistrements de séismes réels disponibles les séismes dont les caractéristiques (magnitude, distance à la source, nature des sols) sont proches de celles du séisme de projet. Il est alors possible, par de légères affinités sur les valeurs des accélérations et sur l'échelle des temps, d'ajuster les caractéristiques de ces enregistrements à celles requises. Si cette approche est retenue, il est nécessaire de choisir plusieurs enregistrements pour échapper à des particularités (trous ou pics à certaines fréquences importantes) d'un enregistrement donné. Cela présente l'inconvénient de multiplier le nombre de calculs mais offre l'avantage de travailler avec des mouvements de sols souvent plus réalistes que ceux obtenus artificiellement. Cela est particulièrement sensible pour les études de liquéfaction. Les enregistrements réels de séismes peuvent être obtenus dans des sismothèques rassemblant ces données : CEA en France, California Institute of Technology aux Etats-Unis, National Research Center for Disaster Prevention au Japon, ...

La démarche décrite ci-dessus pour la définition du mouvement sismique sur le site est généralement suivie pour la composante horizontale du mouvement. Le mouvement vertical est généralement moins dommageable pour les structures dimensionnées sous chargement statique pour supporter leur propre poids (accélération de 1 g). Les études statistiques ont montré que la valeur maximale de l'accélération verticale est en moyenne égale à 0,5 à 0,7 fois la valeur maximale

de l'accélération horizontale. Il existe cependant des exceptions qui s'expliquent généralement par des particularités géologiques ou tectoniques : ainsi, le séisme d'El Asnam, provoqué par le mouvement d'une faille inverse jouant verticalement, a donné naissance à des accélérations verticales plus importantes que les accélérations horizontales. En règle générale, lorsque le niveau d'accélération horizontale a été déterminé pour un site, le niveau d'accélération verticale est pris égal aux deux tiers de cette valeur. Le spectre de réponse associé est plus riche en hautes fréquences que celui associé à la composante horizontale.

## 7. CONCLUSIONS

L'évaluation des caractéristiques du mouvement sismique sur un site est la première, et actuellement la moins bien cernée, des étapes conduisant au dimensionnement parasismique des ouvrages. Elle fait intervenir en étroite relation de nombreuses disciplines : géologie, histoire, sismologie, géotechnique, statistique, ... S'il est facile de caractériser le mouvement en un point à l'aide d'un certain nombre de paramètres utilisables par les ingénieurs, il est beaucoup plus difficile de rendre compte de la façon dont ces paramètres sont affectés par le mécanisme du séisme et la géologie environnante. Actuellement, cela est réalisé de façon empirique par un traitement statistique de données de base. Dans un avenir plus ou moins proche, un traitement plus fondamental du problème à partir du mécanisme à la source permettra vraisemblablement d'aborder la question de l'évaluation des caractéristiques du mouvement sismique d'une région de façon plus rationnelle. Cette approche devrait permettre de pallier le manque de données en particulier au voisinage des failles.