

Université Mohammed Boudiaf  
Faculté de technologie  
Département de Génie Civil

Cours Alea sismique-Partie01  
Présenté par Docteur Menasri  
Master 1

Année universitaire 2023-2024

# LES CARACTERISTIQUES DU MOUVEMENT SISMIQUE

## Sismogènes

Un tremblement de terre se produit lorsque des contraintes se sont accumulées au point de provoquer la rupture des roches de la croûte terrestre.

Cette rupture brutale qui résulte de la fragilité des roches cesse de se propager lorsque l'énergie potentielle de déformation est épuisée. A l'inverse, les déformations viscoplastiques des roches permettent une libération progressive des contraintes.

Ces instabilités de la croûte terrestre surviennent dans les zones sismiques dites « actives ». Ces zones sont associées à toute une série "d'accidents" géologiques tels que les fossés tectoniques, les dorsales océaniques, les chaînes de montagnes les volcans et les fossés marine fig. (1-1).

-Le premier type de zone sismique est représenté par d'étroites bandes de terrain centrées sur l'axe des dorsales médio-océaniques qui sont le siège de tremblements de terre superficiels (moins de 70 Kms de profondeur) .Ces séismes sont liés à une importante activité volcanique issue de l'expansion des tonds océaniques,

-Le deuxième type de zone sismique est associé aux failles telles que la faille de San-Andréas en Californie ou la faille anatolienne dans le nord de la Turquie .Ces zones sismiques sont caractérisées par des tremblements de terre superficiels .Les déplacements horizontaux le long de ces failles s'avèrent être très importants.

-Le troisième type de zone sismique est très lié aux zones de subduction où il y'a enfoncement d'une plaque lithosphérique sous une autre qui la chevauche" Ces zones sismiques inclinées sont le siège de tremblements de terre superficiels (moins de 70 Kms) intermédiaires (70 à 300 Kms) et profonds (plus de 300 Kilomètres) selon l'endroit.

-Le quatrième type de zone est associé à l'orogénèse des chaînes de montagnes qui sont le produit de fortes compressions horizontales .Ce sont pour la plupart, des tremblements de terre superficiels.

Il est à remarquer que les plus grands sinistres sont provoqués par les séismes superficiels qui dissipent à peu près les trois quarts de l'énergie totale libérée par les séismes à travers le monde. En Algérie, la région Nord apparaît particulièrement active.

Il est à noter que la plupart des séismes superficiels de magnitude supérieure à 5 sont dus à des ruptures de failles superficielles, mais il reste des doutes sur l'origine des séismes profonds en effet, il est vraisemblable que les failles géologiques puissent exister au dessous de profondeur de l'ordre de quelques centaines de kilomètres vues les températures et les contraintes très élevées qui y règnent. Mais ces séismes ne présentent pas beaucoup d'intérêt pour l'ingénieur du Génie parasismique qui s'intéresse plutôt aux fortes secousses.

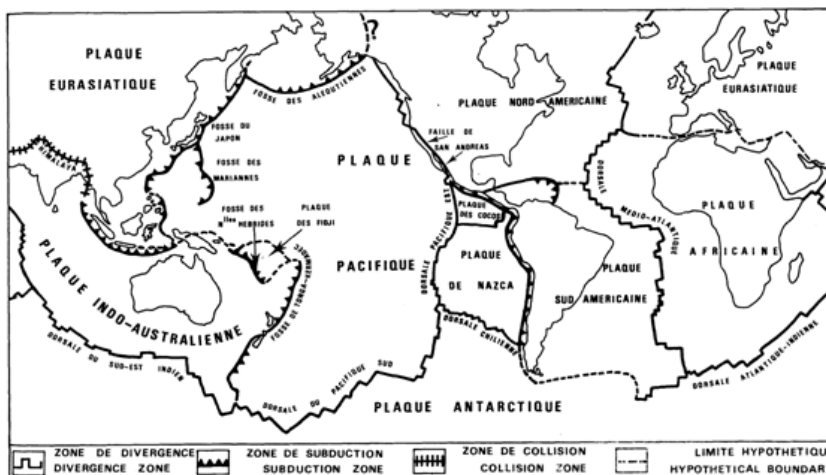


Figure 1-1 Sismicité de la terre (Bruce Bolt 1982)

Selon leurs états géologiques et morphologiques, il est possible de distinguer quatre types de zones

## 1-1-2- les risques sismiques.

A partir des cartes simplifiées des risques sismiques Fig. (1-2), il est possible de dresser des plans d'urbanisme et d'édifier un grand nombre de constructions.

Mais pour la réalisation d'ouvrages importants, tels que les barrages, les ponts, les immeubles de grande hauteur, les plates-formes de forage pétrolier en mer et les installations nucléaires, il est nécessaire d'approfondir l'analyse du risque sismique afin de s'assurer de la stabilité de telles constructions.

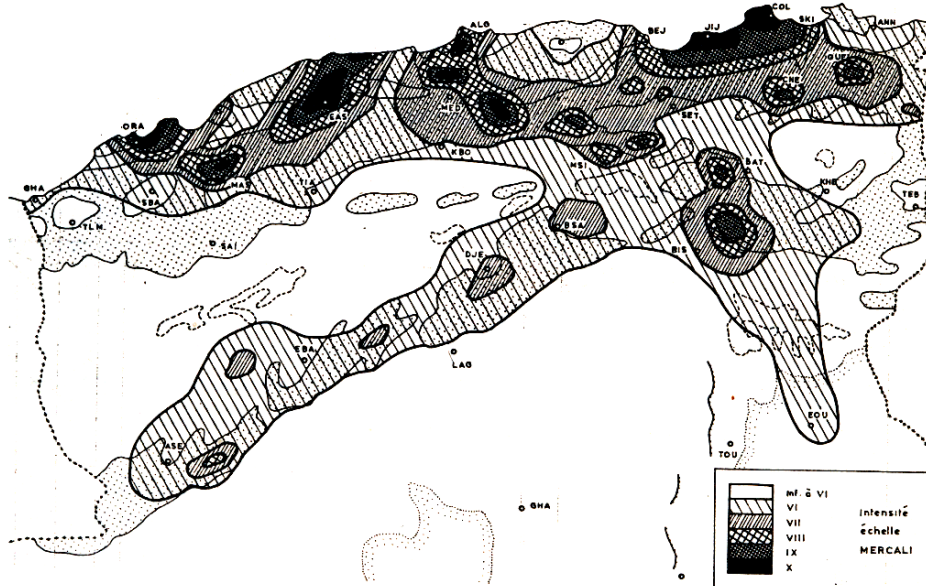
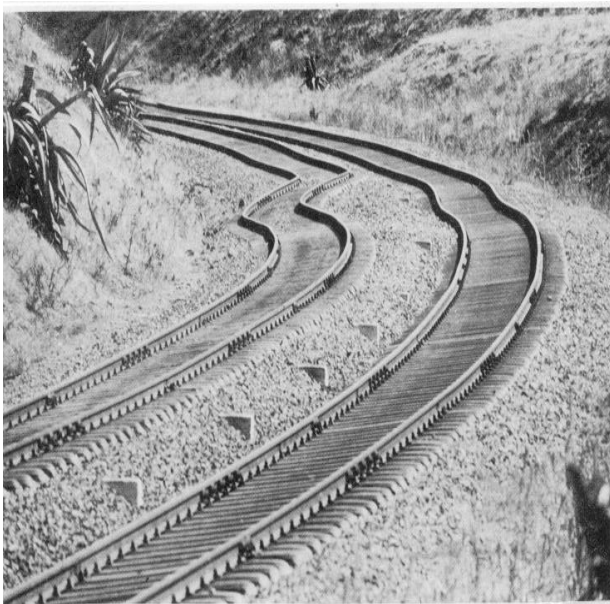


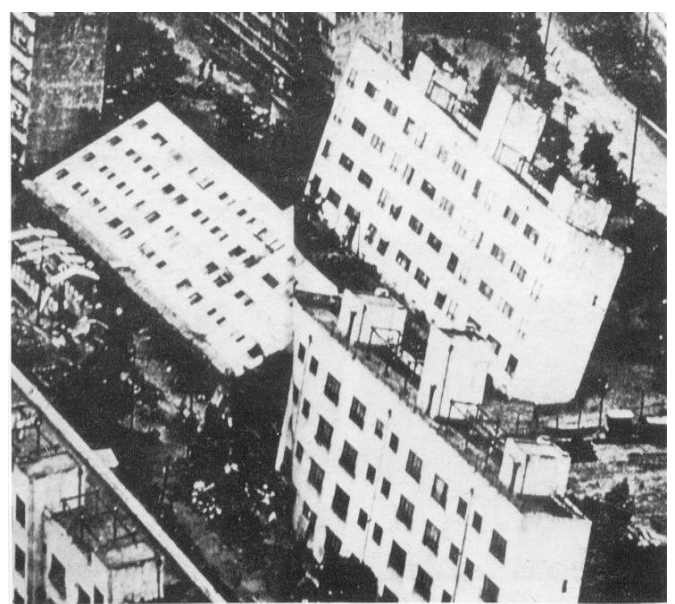
Fig. 1-2 Les régions à risques sismiques. Degré d'intensité mesuré d'après les dégâts occasionnés, sur période 1715 à 1998. (D'après carte CNAG, modifiée).

Pour cela, il faut faire l'histoire sismique de la région et évaluer la probabilité des mouvements du sol qui pourraient se produire au voisinage du site choisi.

L'étude de ces mouvements se traduit par le calcul des valeurs des accélérations (ou des vitesses) du sol et de la durée des ébranlements sismiques prévisibles, autant de facteurs qui conditionnent la réponse des ouvrages.



Cliché 1. Torsion de la voie ferrée Alger- Oran



Cliché 2. Bâtiment basculé a El Asnam

### 1-1-3- Failles et mécanismes de génération

Une faille est un ensemble de surface discontinue qui présente des milliers de ramifications dans des directions multiples qui suivent, dans leur ensemble la trace de la faille représentée par une ligne sur les cartes sismotectoniques dans une zone sismique.

Au cours d'un séisme, les surfaces de glissement ne sont pas toujours continues le long d'une faille, et ne suivent pas toujours la trace déjà établie de la faille. Elles suivent plutôt un chemin de résistance minimale au sein d'une zone de cisaillement relativement large, se transférant successivement d'un plan de faible résistance à un autre [1].

La nature des ondes sismiques au voisinage de la source dépend du type de faille qui engendre le séisme. On distingue quatre types de failles [2], fig. (1-3), carte 1.

a- Faille normale ou d'extension : Dans ce type de faille, les forces d'extension provoquent le glissement vers le bas d'une des deux plaques de la faille c'est le cas du séisme de 1954 de Peak-Dixie Valley au NEVADA.

b- Faille inverse (Compressive. Overthrust F): A l'inverse du cas précédent les forces de compression provoquent un glissement vers le haut de l'une des plaques de la faille qui est en pente. Ce genre de rupture de faille fut à l'origine du séisme d'El Asnam (Chlef) en 1980 et du séisme de San Fernando en 1971.

c- Faille coulissante ou de glissement longitudinal (Slick Slip F): Le séisme résulte du déplacement relatif horizontal des deux fronts de la faille (cisaillement) le long du plan de la faille qui est alors vertical. C'est le cas de la faille de San Andreas en Californie. Fig. (1-4).

d- Faille à Petit angle (Low Angle. Underthrust F): C'est le cas des plaques des fonds marins qui s'enfoncent au dessous des plaques continentales adjacentes. C'est le cas de la côte ouest de l'Amérique du sud, de la côte du Japon; les grands séismes de l'Alaska en 1964 et du Chili en 1960 sont de bons exemples de ce genre de faille.

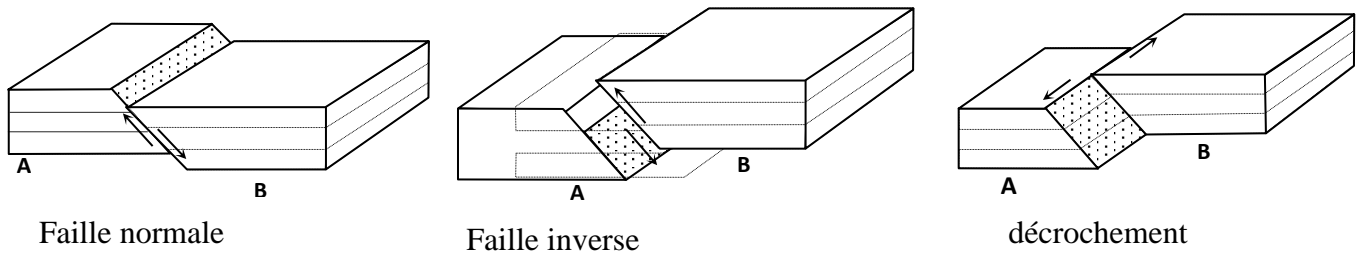


Fig. 1-3. Les principaux types de faille qui intéressent le génie sismique.

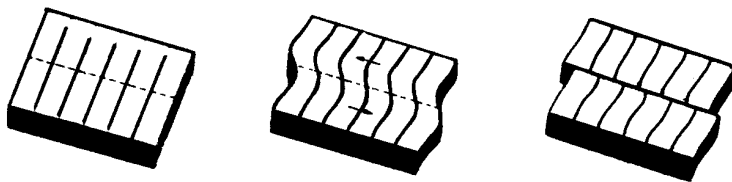
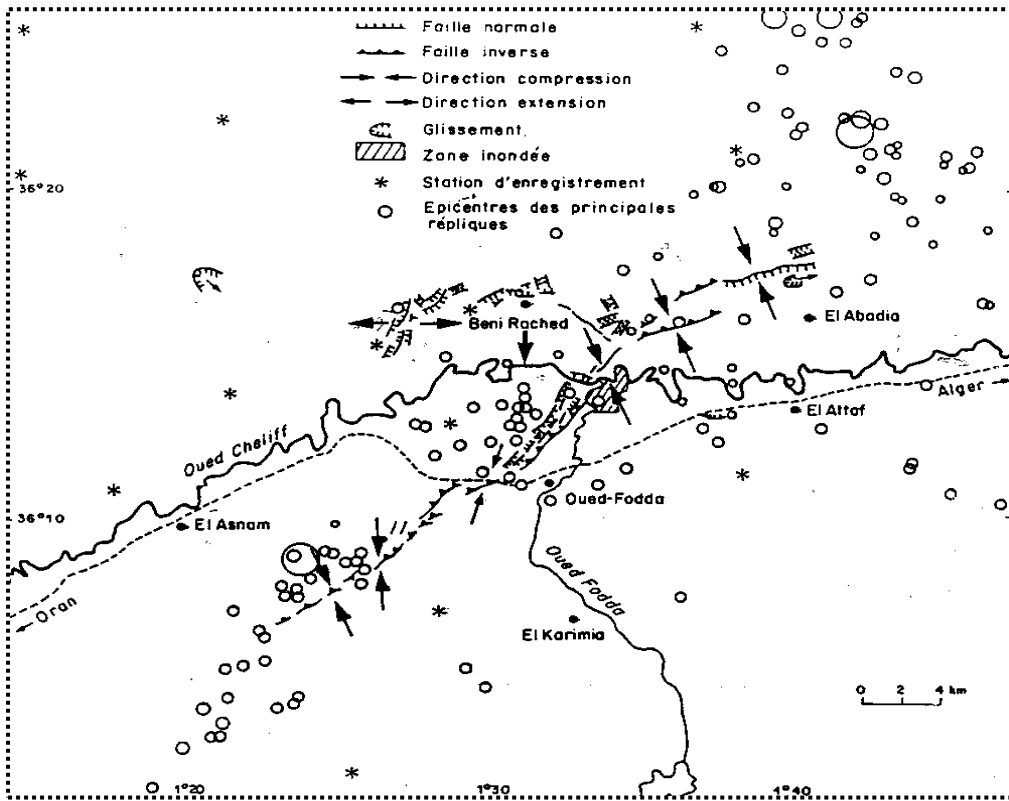


Fig. 1-4. Un exemple de faille : schéma d'un cisaillement.



Carte. 01 .Les différentes failles observées à Chlef lors du séisme du 10-10-1980.

**1-1-4- Nature et mode de propagation des ondes sismiques :** L'endroit où se produit le séisme est appelé foyer ou hypocentre et le point de la surface du sol directement au dessus est appelé épïcentre. La distance séparant l'épïcentre de la station de mesure est la distance épïcentrale, elle s'exprime en degré Fig. (1- 5).

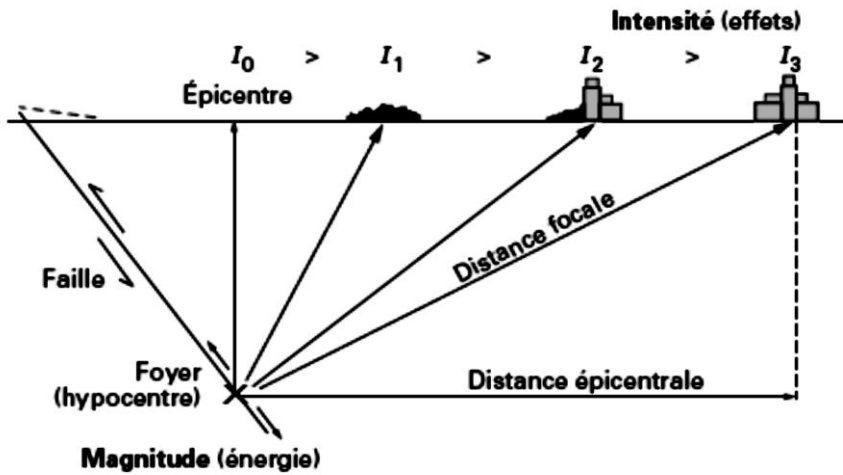


Fig. 1-5. Représentation schématique d'un séisme

Lors d'un séisme, trois types d'ondes fondamentales se propagent à partir du foyer à des vitesses différentes .De ces trois sortes d'ondes, deux seulement peuvent se propager dans la masse du milieu rocheux: ce sont les ondes de volume qui comprennent les ondes primaires ou ondes P, les plus rapides et les ondes secondaires ou ondes S .Le troisième type d'ondes est représenté par les ondes de surface qui sont une combinaison des ondes p et S, occasionnées par les conditions aux limites spéciales de la surface .Ce type d'ondes est représenté principalement par les ondes de Rayleigh et les ondes de Love fig. (1-6)

a- Ondes p ou ondes longitudinales. Les ondes dont le mouvement des particules est parallèle à la direction de propagation se propagent à la vitesse  $V_p$ . Elles Agissent en comprimant et en dilatant alternativement les roches.

b- Ondes S ou ondes transversales.

Ces ondes se propagent avec une vitesse  $V_s$  en cisillant les roches par une distorsion dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation.

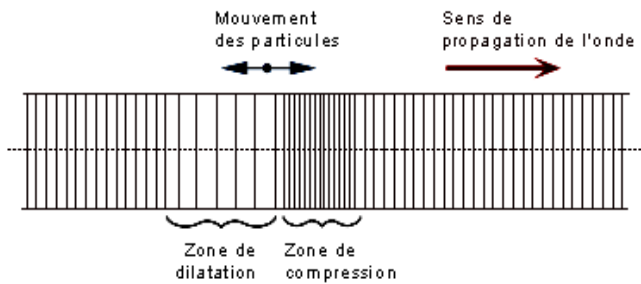
c- Les ondes de surface.

Si le milieu matériel possède des propriétés électriques homogènes et isotropes, on observe un seul type d'onde de surface : l'onde de Rayleigh. Par contre, si le milieu est hétérogène ou anisotrope, d'autres ondes de surface telles que les ondes de Love peuvent être présentes ; ces ondes sont confinées aux interfaces entre les milieux matériels caractérisés par des impédances acoustiques différentes. L'amplitude des ondes de surface décroît rapidement avec la profondeur.

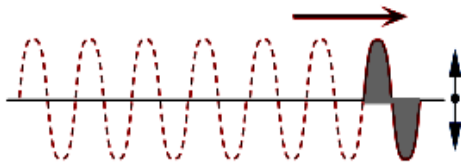
d- Les ondes R ou ondes de Rayleigh.

Ce sont des ondes dont le mouvement des particules est elliptique  $\mu$  et rétrograde dans le plan vertical de propagation. Ces ondes ont une vitesse  $V_R$ . La composante horizontale du mouvement est plus faible que la composante verticale, et elles sont déphasées de  $90^\circ$  l'une par rapport à l'autre. L'amplitude du mouvement devient négligeable à une profondeur égale à la longueur d'onde  $\lambda_R$ . Le mouvement de ces ondes s'effectue parallèlement à la surface et perpendiculairement à la direction de propagation. Les ondes de Love provoquent un ébranlement horizontal qui peut être la cause de nombreux dégâts sur les fondations des édifices.

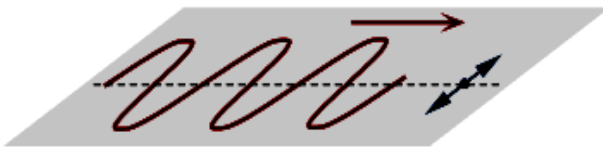
**Onde P (compression)**



**Onde S (cisaillement)**



**Onde L (de Love) (cisaillement)**



**Onde de Rayleigh**

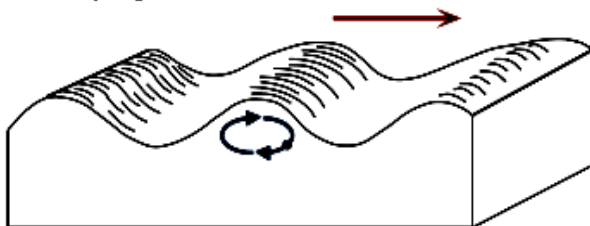


Fig. 1-6 .Les quatre mode de propagation des ondes sismique.

### 1-1-5- Relation entre les constantes élastiques du milieu et les vitesses de propagation des ondes

Les propriétés élastiques du sol peuvent être définies soit par le module d'élasticité longitudinal ou module de Young  $E$  et le coefficient de Poisson  $\nu$  soit par les deux modules de Lamé  $\lambda$  et  $\mu$ ,  $\mu$  étant confondu avec le module de cisaillement  $G$ .

Les relations liant les paramètres sont :

$$\lambda = \frac{\nu \cdot E}{(1+\nu)(1-2\nu)} ; \quad E = \frac{(2\mu+3\lambda)}{(\mu+\lambda)} \quad (1-1)$$

$$\mu = \frac{E}{(1+\nu)} ; \quad \nu = \frac{\lambda}{2(\mu+\lambda)} \quad (1-2)$$

Il est démontré à partir de la théorie d'élasticité que la vitesse  $V_p$  des ondes longitudinales est reliée aux constants élastiques par la relation :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \quad (1-3)$$

Et la vitesse des ondes S par :  $V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$  (1-4)

Le paramètre  $\rho$  qui caractérise l'inertie du sol est la masse spécifique. Ainsi, il est possible de calculer les valeurs des modules dynamiques du sol, qui sont généralement différents des modules statiques grâce à la mesure des vitesses des ondes de volume.

Le rapport des vitesses de propagation des ondes  $P$  et  $S$  peut se mettre sous la forme :

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} \quad (1-5)$$

Il ne dépend donc que du coefficient de Poisson. Il en est de même du rapport des vitesses des ondes R et S (Knopoff, 1952).

$$V_R = \frac{(0.87+1,12\nu)}{(1+\nu)} V_s \quad (1-6)$$

### 1-2-1- La nature des ondes générées par un glissement.

Elles dépendent des paramètres suivants :

a- La grandeur de la zone de rupture; avec elle augmentera aussi l'intensité des secousses.

b- Le déplacement total de la faille, un déplacement plus grand donnera lieu à un séisme de plus forte intensité et un accroissement de l'amplitude des ondes de longueur d'onde plus, élevée.

c- La grandeur de la zone de rupture; avec elle augmentera aussi l'intensité des secousses.

L'ensemble de ces trois paramètres constitue une mesure de l'énergie de la source qui peut être exprimée d'une certaine façon en terme de moment sismique mais il est d'usage de la représenter par la notion de magnitude.

d- Le mode de propagation de la rupture

La rupture qui débute initialement en un point de la faille va se propager dans des directions différentes avec plus ou moins d'uniformité. La vitesse et la forme de cette propagation influenceront sur l'uniformité et les particularités fréquentielles des secousses sismiques, ainsi que leur durée.

#### e- La forme de la faille

Il est à présumer que, pour de petits séismes, la zone de rupture a presque les mêmes dimensions dans les différentes directions. Les séismes de grande magnitude sont par contre liés normalement à des ruptures de failles très allongées. En plus, ces dimensions interviennent aussi sur la durée et sur la zone affectée par le séisme ainsi que sur le contenu fréquentiel des vibrations.

#### f- La profondeur du plan de la faille

Avec la même magnitude, les effets du séisme au voisinage de la source seront totalement différents si la surface du glissement est à une profondeur considérable ou, si par contre, affleure à la surface du sol.

Dans ce dernier cas, les accélérations maximales très élevées peuvent être enregistrées au voisinage de la source, même pour les petits séismes. Citons comme exemple l'enregistrement de l'accélération maximale de 0,7 g pour les petits séismes de Bear Valley en Californie en 1972 avec une magnitude de 4,5 seulement. Il faut noter qu'au voisinage de la source, c'est plus la continuité de la faille qui déterminera l'amplitude des vibrations en un point que la magnitude du séisme.

### 1-2-2- Foyer et épicentre

Par définition, le foyer ou hypocentre est le point de la croûte terrestre où la rupture de la faille est initiée. L'épicentre est la projection de ce point à la surface de la terre.

Le foyer est calculé à partir des ondes sismiques captées mais ces calculs sont généralement entachés d'erreurs dues à la sélection des stations d'enregistrement par rapport à la source du séisme et de la précision de ces enregistrements.

D'après Housner [3], ces erreurs varient de 8 à 30 Kms pour les séismes ordinaires. Mais dans les cas des zones de rupture étendue, le séisme du Chili de 1960 a eu un glissement de faille de 100 Kms de long.

Les ondes sismiques qui affectent le plus un site donné peuvent provenir des zones de la surface de glissement plus proche du site de l'hypocentre.

Cela peut amener de graves erreurs dans l'usage des formules empiriques qui relient les autres paramètres du séisme à la distance du foyer.

C'est pourquoi il a été proposé de caractériser la source sismique par la zone de la faille intéressée ou par le centre énergétique qui est le centre de gravité de la zone de rupture [4].

### 1-2-3- Importance d'un séisme

Après un séisme, on peut analyser un grand nombre de paramètres, toutefois la plupart d'entre eux concerne la faille sur laquelle se situe le foyer. Ces paramètres sont la longueur, la profondeur et l'orientation de cette faille, la direction, la vitesse et la longueur du déplacement lors de la rupture les contraintes et leurs orientations, l'atténuation de ces contraintes lors du séisme, le spectre d'énergie dispersée sous forme d'ondes sismique et enfin l'histoire du mouvement cassant.

Ces paramètres permettent de définir le moment sismique qui est donné par la formule de Aki:

$$M_0 = \mu \cdot u \cdot s \quad (1-7)$$

S : Aire faillée (Surface du plan de la faille)

u: Dislocation moyenne sur s (déplacement moyen).

$\mu$  : Module de cisaillement (Module de rigidité)

Certains auteurs, dont Aki et Richards considèrent le moment sismique comme le paramètre peut être le plus important pour mesurer la grandeur d'un tremblement de terre provoqué par un glissement de faille.

Les autres paramètres utilisés pour classer un séisme concernent l'énergie émise. Ces paramètres sont

### 1-2-4- La magnitude

Elle a été définie en 1935 par Richter pour les séismes locaux de Californie à partir de l'amplitude maximale qu'enregistrerait un sismographe particulier (Le sismomètre de Wood Anderson) situé à 100 Kms de l'épicentre.



C'est seulement après 1950 que le concept de la magnitude a été reconnu. Les magnitudes des séismes antérieurs n'ont pas été calculées sur le champ, mais c'est plus tard qu'ont été entreprises des études de réévaluation des risques sismiques. L'expression mathématique de la magnitude locale d'un séisme peut s'écrire :

$$M_L = \log \frac{A}{A_0} \quad (1-8)$$

Ou :

A: est l'amplitude maximale mesurée en millimètres sur l'enregistrement d'un sismographe standard (Wood Anderson avec une période de 0,8 secondes), à la distance de 100 Kms.

$A_0$  : l'amplitude de référence d'un séisme standard choisi préalablement (1 micron pour une distance de 100 Kms) qui correspond à une magnitude.

Les logarithmes de base 10 sont utilisés.

Gutenberg et Richter [5] ont introduit des subdivisions dans cette échelle Il en est ainsi pour la magnitude des ondes de volume,  $m$  ou  $M_B$  qui est calculée d'après les amplitudes des ondes dont les périodes se situent entre 1 et 5 secondes. La magnitude des ondes de surface  $M_s$  s'obtient à partir des ondes de période de l'ordre de 20 s.

La magnitude  $m$  déduite des ondes de volume est donnée par la formule :

$$m = \log (A/T) + 0,01 \Delta + 5,9 \text{ (Pour } 25^\circ < \Delta < 90^\circ) \quad (1-9)$$

A: est l'amplitude maximale des ondes de volume et T : la période apparente

Il a été défini pour les séismes superficiels une magnitude  $M_s$  déduite des ondes de surface.  $M$  est exprimée par la relation :

$$M_s = \log (A/T) + 1,66 \log \Delta + 3,30 \quad (1-10)$$

Pour ( $25^\circ < \Delta < 90^\circ$ ) d'après Vanek (1962)

Les magnitudes  $m$  et  $M_s$  devraient coïncider pour les séismes superficiels; comme ce n'est pas le cas, ces magnitudes d'après Batch (1966) sont liées par :

$$m = 0,56 M_s + 2,9 \quad (1-11)$$

Ces deux échelles de magnitude sont toutes les deux différentes de l'échelle originale de Richter qui s'appliquait aux structures californiennes.

Il existe une relation empirique entre l'énergie  $w$  libérée par un séisme et la magnitude  $M$ , qui se traduit par la relation empirique de Gutenberg et Richter (1956) [5].

$$\log W = 4,8 + 1,5 M \quad ; W \text{ en Joules} \quad (1-12)$$

Cette relation logarithmique montre que l'augmentation d'une unité de magnitude  $M$  de l'onde de surface multiplie l'énergie dégagée  $W$  par un facteur 30.

La magnitude mesure donc l'énergie totale libérée par le séisme sous la forme d'ondes sismiques, indépendamment du lieu d'observation Elle est aussi considérée comme une caractéristique intrinsèque de la secousse sismique.

La plus forte magnitude de la secousse sismique enregistrée est de 8,75. En Algérie, les plus fortes magnitudes enregistrées à ce jour sont de l'ordre de 7,2.

Plusieurs auteurs ont proposé des relations empiriques entre la magnitude d'une part et les caractéristiques de la faille de rupture ou les différents paramètres de vibrations sismiques du sol d'autre part. Mais mis à part les aspects régionaux intervenant dans ces relations, souvent les magnitudes utilisées ne sont pas calculées suivant la même formule, et les différentes magnitudes  $M_L$ ,  $M_B$  et  $M_S$  ne sont généralement pas dissociées dans les études [6].

Parfois, le genre de magnitude n'est pas mentionné, il faut donc traiter ces données avec beaucoup de précaution [1].

### 1.2.5- Intensité.

L'intensité mesure l'importance d'un séisme en un lieu donné d'après les manifestations ressenties par la population et les dégâts qu'il a provoqués.

Si l'on ne tient pas compte des conditions géologiques locales qui peuvent produire des amplifications du mouvement du sol, l'intensité diminue à mesure que l'on s'éloigne de l'épicentre.

Les différentes échelles d'intensité ont été définies et classent les effets sismiques suivant leur importance croissante à partir d'observations subjectives. Durant des années, différentes échelles ont été utilisées, notamment celles proposées par Mercalli Rossi, Forel Medvedev et Sponheuer.

L'échelle de Mercalli modifiée (M.M) a été surtout utilisée aux Etats Unis L'échelle MSK 1964 (Medvedev et Sponheuer, 1969) a elle été utilisée en Europe.

D'ailleurs ces deux échelles, ainsi que l'échelle macrosismique internationale sont très proches. Elles comportent douze degrés, numérotés de I à XII au maximum concevable (les dégâts sont imparables).

L'échelle macrosismique internationale d'intensité et l'échelle de Mercalli (tableau 1) décrivent les effets des séismes sur l'environnement, les constructions et les sens de l'homme.

Tableau 1: Echelle macrosismique internationale d'intensité (A rapprocher de l'échelle de Mercalli modifiée).Relation approximative reliant l'intensité du séisme à l'accélération maximale du sol.

Degré	Observations	Accé $\text{cm. s}^{-2}$ a/g
I	Secousse imperceptible à l'homme	1 0.001g
II	Secousse ressentie par un petit nombre d'observateurs	2 3
III	Secousse ressentie par un certain nombre d'habitants. La durée et la direction peuvent parfois être appréciées	4 5 6 7
IV	Ebranlement constaté par quelques personnes en plein air, vibration de vaisselle	8 9 10 0.01 g
V	Ebranlement constaté par toute la population, réveil des dormeurs.	20 30
VI	Des personnes effrayées sortent des habitations. Vaisselle brisée, cloches mises en branle.	40 50 60
VII	Maisons légèrement endommagées, lézardes dans les murs	80 90 100 0.1g
VIII	Fentes béantes dans les murs, chute de cheminées et de clochers, renversement des statues	200 300
IX	Un grand nombre de maisons sont rendues inhabitables	400 500 600 700
X	La plupart des bâtiments sont détruits, dommages aux ponts	800 900 1000 lg
XI	Destruction totale des bâtiments, des ponts, des digues. Grandes déchirures et crevasses dans le sol.	2000 3000
XII	Rien ne demeure des œuvres humaines, dislocations horizontales et cisaillement du sol	4000 5000 6000

L'échelle macrosismique MSK prend en compte, pour l'évaluation de ces dégâts, le type de construction et le pourcentage de bâtiments affectés.

Contrairement à la magnitude qui peut théoriquement atteindre n'importe quelle valeur, l'intensité est limitée par définition au degré douze.

Il a été établi, les relations suivantes entre l'intensité à l'épicentre  $I_0$  et la magnitude  $M$ .

$$I_0 = 1,5 (M - 1) \text{ d'après Richter et Gutenberg.} \quad (1-13)$$

$$I_0 = 1,67M - 2,67, (\pm 0,5) \text{ d'après Herchberger.} \quad (1-14)$$

Les corrélations ne sont valables que pour les sols moyens et de profondeurs moyennes de l'hypocentre. D'autres échelles sont parfois employées : Echelle soviétique, échelle de Cancani-Sieberg.

### 1.2.6- corrélation entre la magnitude, l'intensité sur le site d'enregistrement et la distance focale

Mohammadioun et Devillers ont établi une corrélation entre l'intensité macrosismique  $I_S$  observée sur le site, la magnitude locale du séisme  $M_L$  et la distance focale  $R$ . Les données consistent en 576 observations aux Etats Unis avec des intensités allant de III à X dans l'échelle internationale modifiée (Fig. 1-7).

En Conclusion :

Reliant avec un seul paramètre les effets de vibrations des séismes aux dégâts des séismes, l'intensité était une mesure pratique et une solution de facilité qui a été largement utilisée dans le passé par l'ingénieur sans qu'il soit toujours conscient des subtilités et de l'imprécision de cette mesure qui est, par définition une évaluation assez vague de l'intensité de vibration du séisme et de la résistance des structures ou de la combinaison des deux phénomènes. Ainsi, les diverses corrélations qui ont été Proposées entre l'intensité et les paramètres caractérisant les vibrations du séisme peuvent être contestées.

En ce qui concerne le rapport entre l'intensité et l'accélération maximum en un point, si on considère les données sur une large période de temps et pour diverses régions, il n'y a plus de corrélation possible fig. (1-8), [1].

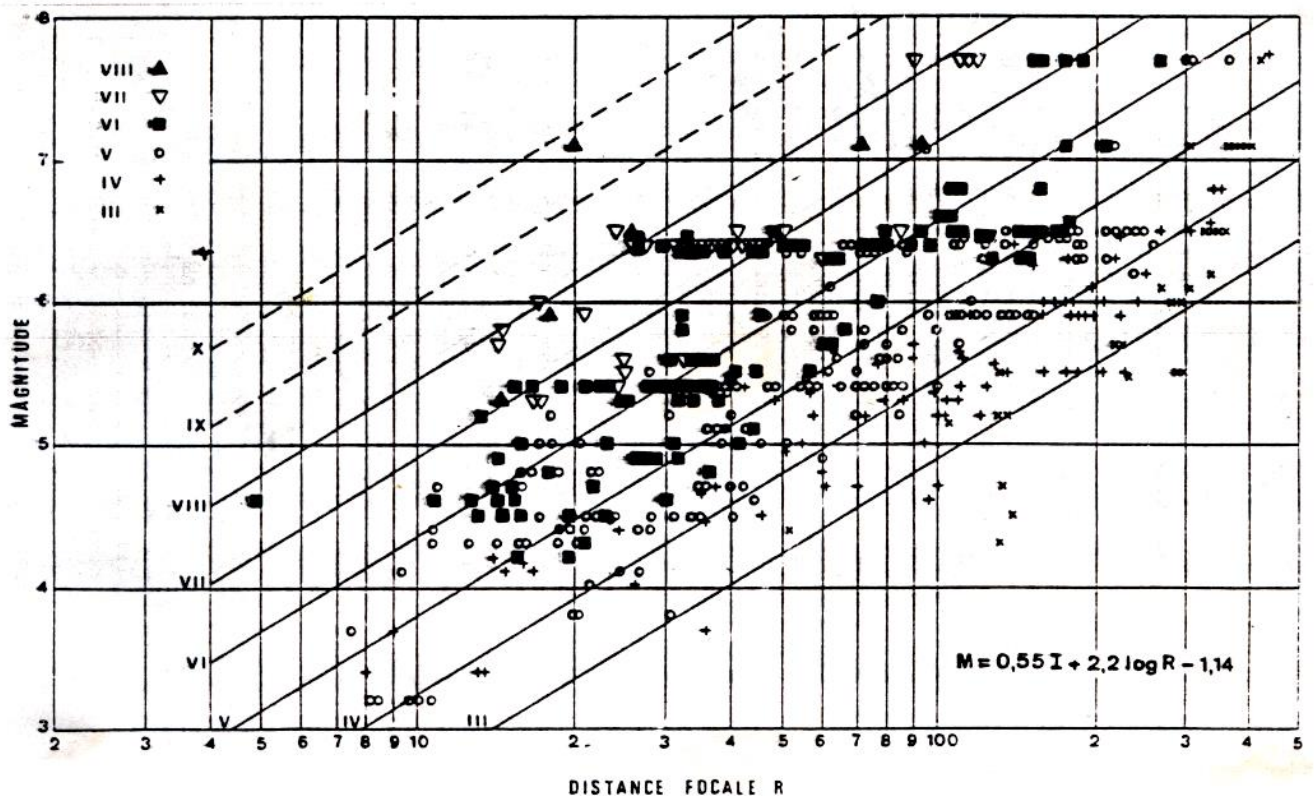


Fig.1-7. Corrélation entre la magnitude, l'intensité ressentie au lieu de l'enregistrement et la distance focale

### 1.3.1. Mouvement du sol

La connaissance de la nature des sources sismiques ainsi que les lois de propagation des ondes peut être fournie par des enregistrements sismographiques de l'accélération du sol.

C'est à partir de ces accélérogrammes que l'on peut évaluer la réponse d'un édifice aux sollicitations d'un séisme.

Pour un même séisme, les accélérogrammes sont au nombre de trois, se rapprochant de la direction Nord-sud, à la direction Est-ouest et à la direction verticale. Il a été constaté d'après les enregistrements effectués à ce jour, que les mouvements suivant ces trois directions de l'espace sont indépendants et on ne peut par conséquent déduire le mouvement dans une direction donnée du mouvement dans les deux autres directions. Mais en général, la composante verticale de l'accélération est inférieure à la composante horizontale et le rapport entre ces amplitudes a été estimé à  $2/3$ .

L'expérience a montré que les mouvements horizontaux du sol étaient souvent à l'origine de la ruine des bâtiments : La plupart des constructions ne peut pas supporter le dixième de l'accélération de la pesanteur dans la direction horizontale.

Lorsque l'on dispose d'accélérogrammes en un point donné, on peut estimer le degré d'intensité de la secousse en se reportant au tableau de la figure C qui fait correspondre à chaque degré d'intensité une valeur d'accélération maximale du sol.

Cette relation intensité accélération est peu précise ; en effet, pour une même valeur de l'accélération du sol, les secousses peuvent avoir des effets différents selon leur composition fréquentielle, leur durée, La nature du sous sol.

Autant de facteurs qui rendent difficile l'utilisation de ce type de relation.

Trifanuc et Brady [7] ont donné les relations suivantes entre l'intensité et l'accélération du sol:

$$\log A_h = 0,014 + 0,30 \text{ Imm.} \quad (1-15)$$

$$\log A_v = -0,18 + 0,30 \text{ Imm.} \quad (1-16)$$

ou :

$A_h$ : Accélération horizontale maximale du sol ( $\text{cm} / \text{S}^2$ )

$A_v$ : Accélération verticale maximale du sol ( $\text{cm} / \text{S}^2$ )

Imm: Intensité de Mercalli (Voir tableau 1).

Les différentes méthodes utilisées pour caractériser un séisme montrent à l'évidence les difficultés rencontrées pour relier l'importance du séisme aux dégâts qu'il entraîne.

Aujourd'hui, les nécessités économiques et l'importance des édifices en projet requièrent des études plus approfondies du comportement des structures soumises aux effets des séismes.

### 1.3.2. Les enregistrements sismiques.

Les sismographes enregistrent les ondes sismiques qui traversent la croûte terrestre. Les vitesses de propagation des ondes  $P$  et  $S$  sont différentes.

L'enregistrement du séisme est constitué de deux trains d'oscillations séparés, correspondants à ces deux types d'onde

Les accélogrammes sont très compliqués et généralement c'est l'arrivée du train d'onde  $S$  qui occasionne les premières vraies secousses et il masque parfois l'arrivée des ondes  $p$ , Ceci peut être attribué à de multiples réfractions réflexion ou diffusion sur les interfaces irrégulières.

Les sismographes ordinaires ne sont capables d'enregistrer que les amplitudes des petits séismes ou les télé séismes, Ces enregistrements n'ont que peu d'intérêt pour l'ingénieur parasismique qui a besoin de forts enregistrements de fort niveau, obtenus à de faibles distances de la source du séisme

Les sismographes spéciaux "Strong- motion" Accélographes : peuvent enregistrer l'amplitude des macroséismes et les accélérations de l'ordre de l'accélération de la pesanteur ou plus

Les enregistrements peuvent être très compliqués et de toute façon ne peuvent pas être directement utilisés dans leur forme brute dans les calculs dynamiques,

Il faut procéder à leur transformation pour obtenir des accélogrammes, ou des histoires des vitesses ou des déplacements exploitables,

En même temps, il faut leur apporter les corrections appropriées pour essayer d'éliminer les différentes sources d'erreur ou d'enregistrements parasites liées aux instruments d'enregistrement, au type de fondations, au milieu environnant aux bruits de fond. ..etc Trifunac et al [7], Fig. (1-9).

La procédure de correction et de calcul (digitalisation) peut être entachée d'erreurs de différents ordres, aussi bien en ce qui concerne la juste considération des paramètres physiques, Mc Guire (1978), que les calculs numériques.

Idriss (1978) [4] mentionne des décalages pouvant atteindre 50% sur les valeurs des accélérations maximales, en se référant à deux calculs effectués sur les mêmes enregistrements Fig. (1-10).

Dans l'ensemble ce sont surtout les fréquences élevées qui sont les plus sensibles aux sources d'erreurs. Donc les accélérations verticales et les enregistrements faits sur le rocher ou sur le sol dur, qui contiennent des fréquences élevées, seront les plus touchés par ces sources d'erreurs.

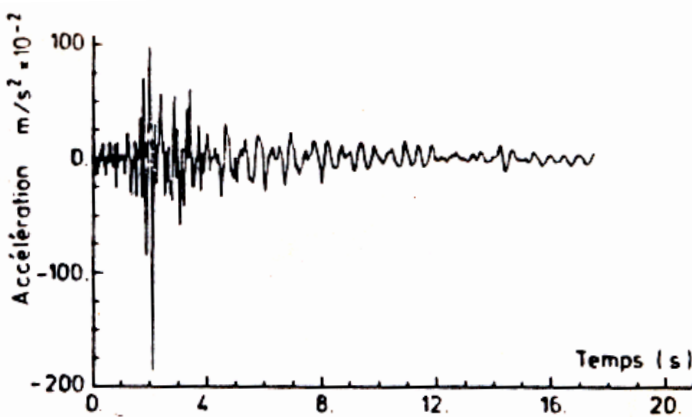


Fig. 1-9 Exemple d'accélogramme (corrigé).

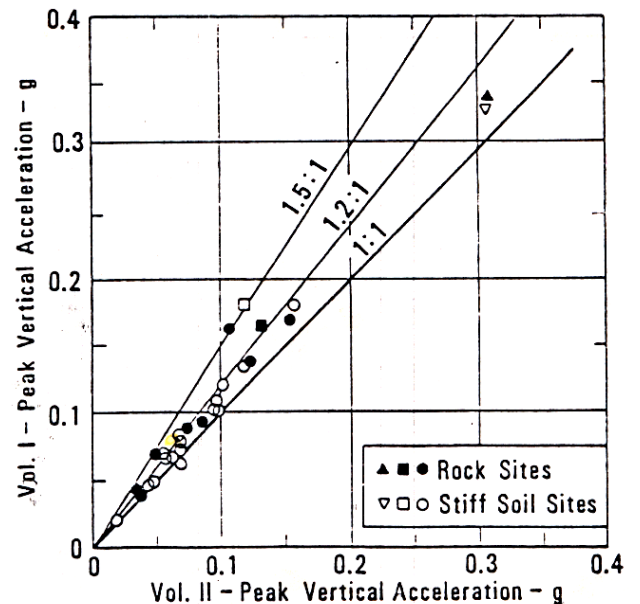


Fig. 1-10 Décalage entre accélérations maximales d'après Idriss (1978).

### 1.3.3. L'accélogramme du séisme

La variation de l'accélération du séisme dans le temps ainsi obtenue, corrigée et traitée s'appelle l'accélogramme du séisme et servira de base pour les calculs sismiques.

Actuellement, on ne dispose que de quelques centaines d'enregistrements de ce genre systématiquement traités et corrigés.

Ce sont les Américains qui disposent du nombre le plus élevé d'accélogrammes, pour l'ouest des états unis [8]. Après eux viennent les Japonais qui disposent de la deuxième bibliothèque d'accélogrammes. En ce qui concerne les autres régions sismiques, c'est depuis peu qu'ont été enregistrés des accélogrammes, en Amérique latine, au Moyen orient et en Europe du sud.

En Europe, on ne dispose de ce genre d'accélogramme que depuis 1965 [1].

Les vibrations sismiques du sol sont tri directionnelles, deux composantes horizontales et une composante verticale; même si à cause des limitations dues aux méthodes de calcul ou à leur coût on n'envisage généralement qu'une ou deux composantes.

Pour la plupart des séismes, l'accélération verticale est de l'ordre d'un tiers (1/3) ou deux tiers (2/3) de l'accélération horizontale.

$a(t)_V = 1/3 \text{ à } 2/3 a(t)_H$  et comporte des fréquences plus élevées, [2,4].

L'accélération est donc plus vite atténuée avec la distance et ainsi, elle est plus sensible aux erreurs dues aux appareils d'enregistrement et aux procédures de traitement des enregistrements.

D'autre part, les accélérations maximales verticales et horizontales se produisent rarement au même moment.

En plus, l'accélération verticale est beaucoup moins nuisible à la stabilité des structures que l'accélération horizontale, ce qui fait que pour la plupart des calculs sismiques l'effet de l'accélération a été généralement passé sous silence

Les deux composantes de l'accélération horizontale peuvent atteindre presque les mêmes valeurs maximales mais cela dépendra de la direction du séisme par rapport au site d'enregistrement.

D'autre part, ces pics ne se produisent pas toujours au même moment.

Les variations des vitesses et des déplacements des vibrations du séisme peuvent être obtenues par des intégrations appropriées de ces accélogrammes.

Toutefois, des erreurs significatives peuvent se produire sur les valeurs des vitesses et des déplacements maximaux calculés si les procédures de calcul, et surtout les valeurs initiales de l'intégration, ne sont pas bien choisies [4].

Les principales caractéristiques d'un accélogramme sont la valeur de son accélération maximale, sa durée et son contenu fréquentiel.

A partir de l'ensemble de la discussion précédente, on peut expliquer pourquoi ces quelques accélogrammes ont été largement utilisés un peu partout dans le monde pour des calculs sismiques Nous donnerons ci-dessous quelques exemples de ces accélogrammes qui montrent en même temps leurs différences dues aux divers mécanismes de génération Fig. (1-11).

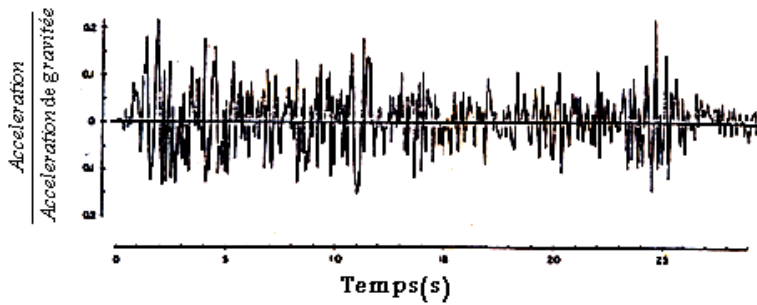
#### **1.3.4. Accélération maximale et effective :**

L'accélération maximale représentant une des mesures de l'intensité maximale des secousses, peut apparaître comme adéquate pour l'évaluation des effets du séisme sur un site donné, surtout puisqu'elle est directement exploitable par les nouvelles méthodes de calcul parasismiques. C'est pourquoi elle a attiré l'attention d'un grand nombre de chercheurs et des relations empiriques ont été établies en la reliant à d'autres paramètres du mouvement sismique comme la magnitude ou la distance de l'épicentre.

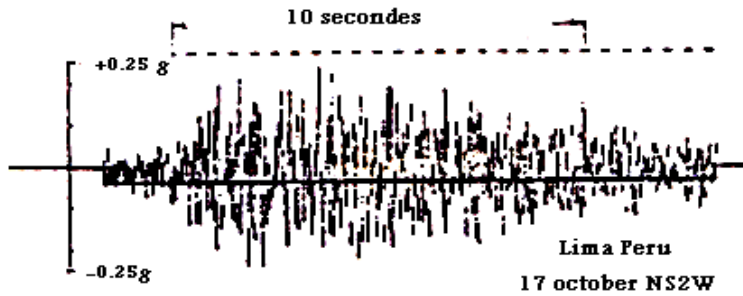
Mais il faut noter que l'accélération maximale n'est pas une mesure liée à l'énergie globale de l'accélogramme et ne peut pas refléter les effets de celui-ci ; son choix comme valeur de référence dans les calculs parasismiques, pour le classement ou la modification des accélogrammes se révèle plutôt comme une simplification adaptée en raison de la facilité de l'évaluation de ce paramètre et peut être contestée comme l'ont montré les études faites par plusieurs chercheurs.

Une définition de l'AME a été établie par l'Applied Technology Council (1978) dans la direction de l'évaluation des risques sismiques pour un accélogramme donné de durée normale,

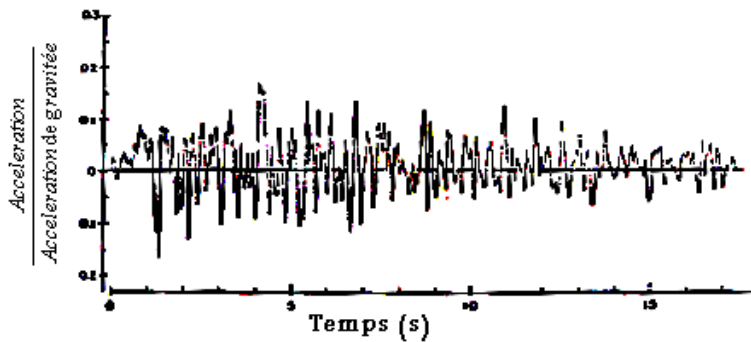
L'AME et la vitesse maximale effective peuvent être déterminées en calculant le spectre de réponse de l'accélogramme pour un amortissement égal à 5 % de l'amortissement critique et en ajustant une ligne directe entre deux valeurs choisies de la période Fig.(1-12) .Les ordonnées des valeurs spectrales moyennes ainsi obtenues divisées par 2,5 seront adoptées pour la gamme des périodes correspondantes.



Accélérographe enregistré à 7 km de la faille à El Centro, Californie, durant le séisme du 18 Mai 1940 de magnitude 7.1 ; composante E-W- . Faille de glissement longitudinal.



Accélérographe de Lima, Peru, 17 octobre 1966; composante NS2W; magnitude 7.5; faille a petit angle (underthrust.F.). Il contient plus de vibrations de fréquences élevées.



Accélérographe de Taft, Californie, enregistré à 40Km de la faille génératrice durant le séisme de Techachapi du 21 juillet 1952; composante S5E; magntude 7.8; faille inverse (compressive thrust.F.

Fig.1-11. Exemples d'accélérogrammes en fonction des mécanismes de génération

Quant à la limite supérieure de l'accélération maximale probable en surface du sol, on peut imaginer qu'elle sera bornée par les seuils de résistance des matériaux terrestres.

Au départ, cette limite a été fixée de 0,3 à 0,4g, mais les observations récentes ont montré qu'au proche voisinage de la faille, les accélérations maximales peuvent atteindre des valeurs beaucoup plus élevées, de l'ordre de 0,7g et plus [1].





Pour les études, les phases (1) et (4) sont à éliminer.

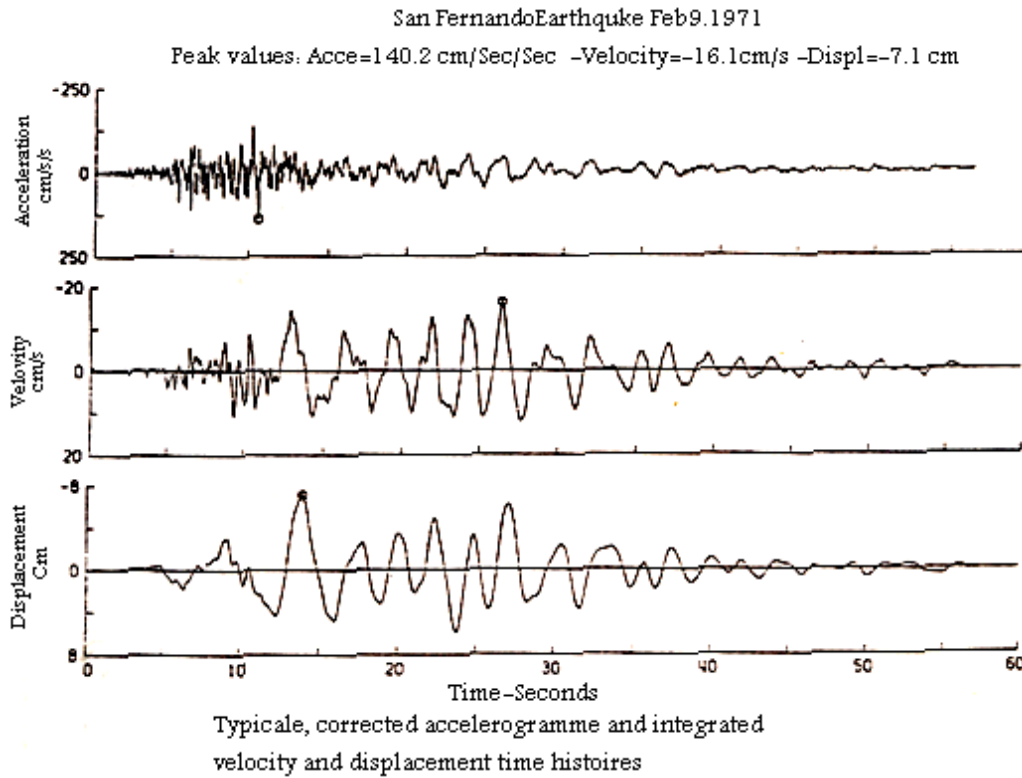


Fig. 1-13 Les différentes phases d'un accélérogramme

Les chercheurs ont adopté une définition de la durée effective du séisme qui tiendra compte surtout de la partie significative de l'accélérogramme.

Nous avons retenu deux définitions qui sont liées à l'effet mesuré à une certaine distance de l'épicentre.

On prend en compte la partie d'un accélérogramme de séisme concernant les mouvements importants, d'ordinaire celle où les pointes d'accélération atteignent au moins 30 % du maximum [10]. Pour El Centro (Californie) cette partie dure environ 12 secondes Fig. (1-14) dans ce cas les réponses maximales sont obtenues au bout de 2 à 7 secondes selon la période, ensuite la réponse vibratoire continue et toujours de faible amplitude et a peu d'importance pour l'ingénierie sauf si les effets de fatigue doivent être pris en compte.

La deuxième définition retenue est celle proposée par Trifanuc et Brady [7] : la mesure de la durée des mouvements forts du sol est fondée sur l'énergie totale "Les auteurs considèrent les intégrales par rapport au temps des carrés de l'accélération de la vitesse et du déplacement ; la durée effective est considérée comme le temps s'écoulant entre 5 et 95% de la valeur de l'intégrale

Pour Elcentro, le durée ainsi définie est de l'ordre de 25 à 30 secondes" Valeur plus élevée que dans la définition citée ci-dessus, mais qui est plus significative de l'effet

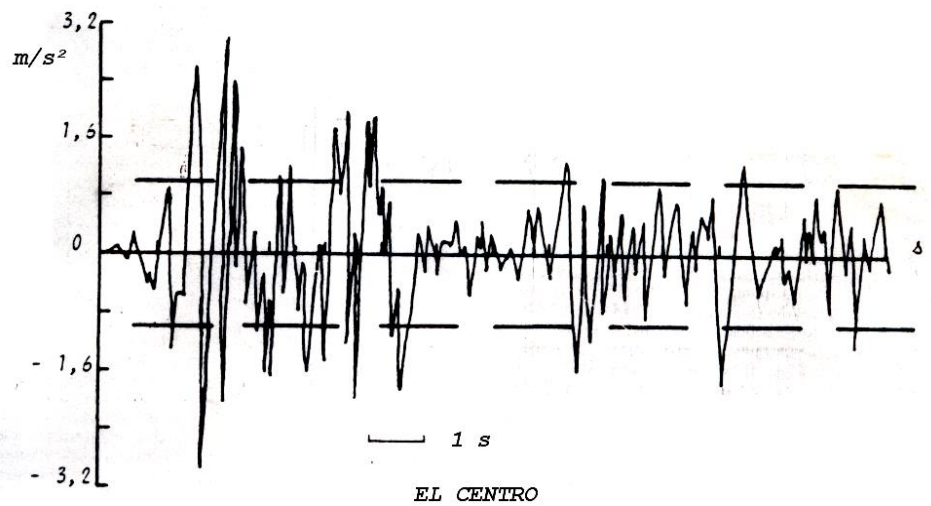
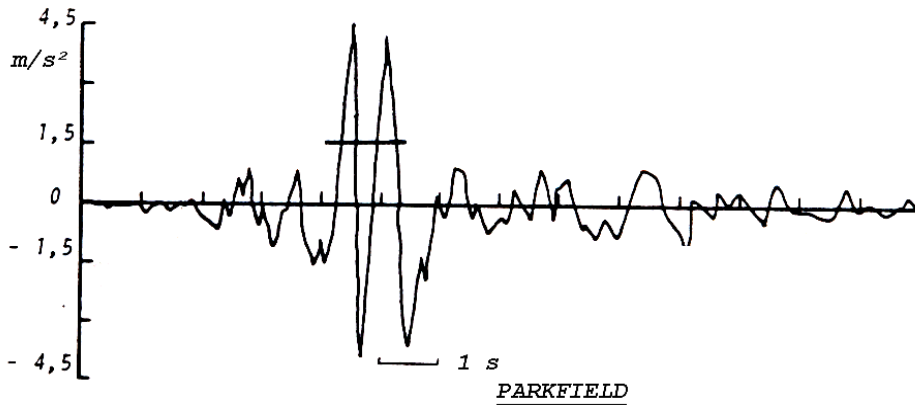
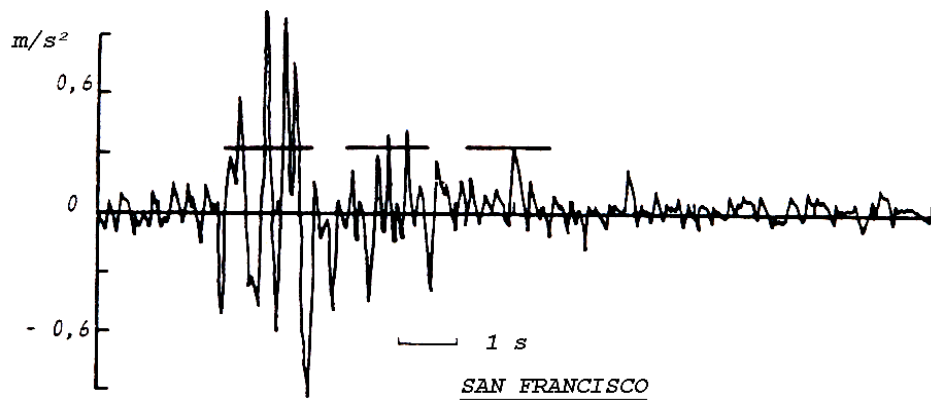


Fig. 1-14 Définition de la période (03 exemples)

C'est le sismologue qui doit pouvoir nous fournir une valeur de la durée effective sur le site considéré. Dans le meilleur des cas, il va se baser sur les relations empiriques qui relient la durée d'une part et la distance au foyer du séisme et sa magnitude ou son intensité d'autre part. Plusieurs auteurs ont proposé ce genre de relation, à titre d'exemple citons Housner[3], Tableau.2.

Il faut noter que la définition de la durée effective adoptée varie d'un auteur à l'autre. Dans l'instant, il n'existe pas de définition adoptée par l'ensemble des spécialistes.

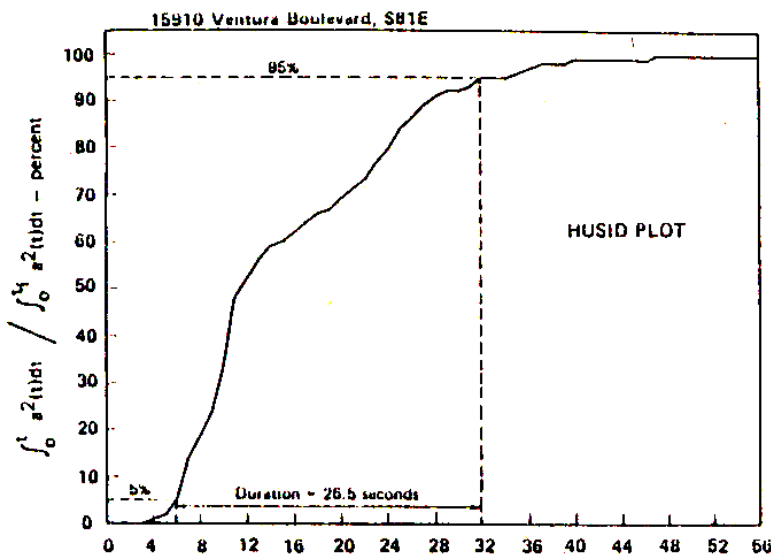
Tableau 2 : Accélération maximum et durée de la phase des fortes secousses (d'après Housner)

Magnitude	Accélération Max (%g)	Durée en (sec)
5.0	9	2
5.5	15	6
6.0	22	12
6.5	29	18
7.0	37	24
7.5	45	30
8.0	50	34
8.5	50	37

On peut cependant constater que la plupart des définitions de la durée sont exprimées en unités de temps, tandis que pour les calculs sismiques des problèmes liés à la liquéfaction ou la mobilité cyclique. Les définitions en terme de nombre de cycles seront parfois plus utiles.

Depuis quelque temps, c'est le graphique de (Husid Plot) qui est le plus utilisé pour définir la durée effective ainsi que d'autres paramètres des vibrations sismiques reliés au temps. Ainsi, Donovan [11] a proposé de prendre le temps nécessaire pour atteindre 90% du graphique de Husid.

Trifunac et Brady[7] proposent comme on l'a souligné dans les paragraphes précédents, le temps qui se limite entre 5 et 95 pour cent du graphique de Husid fig.(1-15).



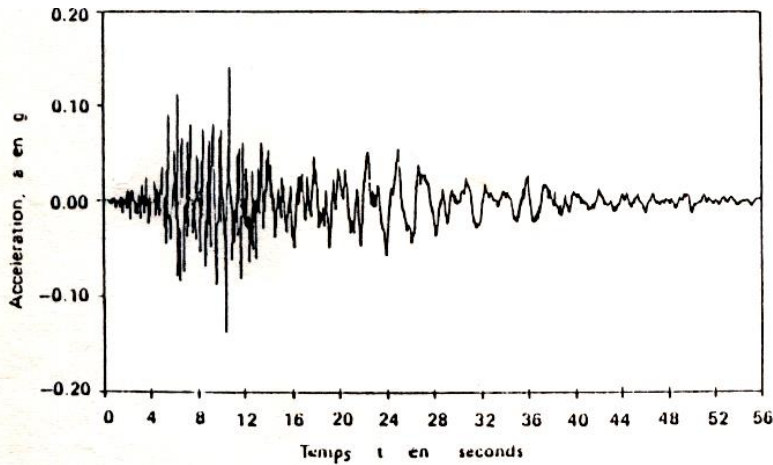


Fig. 1-15 Graphique de Hussit ; la définition de la durée effective d'après Brady (1975) et Dobry et al (1978).

#### 1.4.1. Le contenu fréquentiel d'un séisme

Clough et Penzien [12] ont évalué le contenu fréquentiel d'un accélérogramme approximativement par le nombre de passage par zéro des accélérations en une seconde.

La période prédominante est un chiffre qui peut nous donner une idée générale sur le contenu fréquentiel de l'accélérogramme.

Le spectre de réponse donne une visualisation plus complète de l'ensemble des fréquences que contient un accélérogramme en reflétant leurs intensités respectives.

Le contenu fréquentiel de l'accélérogramme a une grande influence sur la réponse sismique du sol et sa détermination mérite beaucoup plus d'attention que ce qu'est l'usage à l'heure actuelle.

Il dépend surtout des facteurs de la source, comme la taille du séisme et les mécanismes de la faille et de sa rupture.

Un petit séisme contient généralement des fréquences plus élevées qu'un grand séisme et le contenu fréquentiel des séismes varie d'une région sismique à une autre suivant la variation des mécanismes de génération. Ainsi les séismes méditerranéens sont généralement plus riches en fréquences élevées que les séismes Américains.

En s'éloignant de la source, le contenu fréquentiel du mouvement sismique subit des changements surtout par le filtrage plus prononcé des hautes fréquences et l'influence des caractéristiques locales des sites. Ceci occasionne une augmentation de l'accentuation de certaines périodes particulières suivant la nature du site.

L'accélération maximale  $a_{\max}$  et la vitesse maximale  $v_{\max}$  du séisme sont causées par des ondes de fréquence différentes (des fréquences plus élevées pour  $v_{\max}$ ).

Le rapport  $v_{\max}/a_{\max}$  peut donc servir pour une certaine évaluation de la variation du contenu fréquentiel. Les rapports plus élevés de  $v_{\max}/a_{\max}$  correspondent à des distances plus élevées du foyer ou des magnitudes plus fortes [13].

Il est intéressant de noter que les spectres normalisés proposés pour les calculs sismiques sont établis avec le rapport de  $v_{\max}/a_{\max}$  constant. L'influence de la distance du foyer et de la magnitude sur le contenu fréquentiel est donc négligée dans l'élaboration de ces spectres.