

1.1 INTRODUCTION

La résolution des problèmes de la construction des ouvrages qui pourra résister, dans une certaine marge admissible de sécurité à des secousses sismiques probables, ne peut se faire sans une bonne connaissance des caractéristiques du mouvement sismique.

Au cours de ce chapitre, on discute de certains termes et notions couramment utilisés et des importances qui résident dans les définitions des paramètres qui doivent décrire le mouvement sismique ainsi que la marge d'incertitude qui accompagne la détermination de ces paramètres.

1.2 Origine des séismes

Un séisme ou tremblement de terre correspond à des vibration de la terre provenant de la fracturation ou rupture soudaine des roches de l'écorce terrestre (partie la plus superficielle du globe) [1], ces ruptures se produisent essentiellement dans les zones situées à proximité des limites entre les plaques, là où les tensions sont les plus élevées dans les roches [2]

1.3 Classification des séismes selon l'origine

On distingue trois catégories de séismes en fonction de leur origine : Tectonique, volcanique et artificielle.

1.3.1 Origine Tectonique

Les séismes tectoniques sont les plus fréquents et les plus dangereux, ils posent des problèmes difficiles aux scientifiques chargés de découvrir les moyens pour les prévoir.

• Séismes inter - plaques

Dans la majorité des cas, les séismes se déclenchent en limite de plaques. C'est en effet au niveau de ces contacts que les contraintes occasionnées par la dérive des continents sont les plus fortes. Dans le monde, les zones les plus actives sont situées en Asie (Japon, Chine, Indonésie, Himalaya), au Proche-Orient (Turquie, Afghanistan), en Afrique du Nord (Algérie, Maroc) et en Amérique (Chili, Mexique, États-Unis).

• Séismes Intra - Plaque

Même à l'intérieur des plaques tectoniques, des failles peuvent jouer et occasionner des séismes, généralement moins violents que les précédents, ils correspondent à des réajustements des pressions dans la croûte terrestre.

1.3.2 Origine volcanique

Les éruptions volcaniques, autre phénomène associé à la tectonique des plaques, occasionnent une multitude de séismes et de microséismes. Ces derniers peuvent permettre de prédire l'imminence d'une éruption. Dans le cas d'une activité explosive, la magnitude du séisme peut être significative.

1.3.3 Origine artificielle

Certaines activités humaines peuvent occasionner des séismes, généralement modérés.

Il s'agit notamment de la mise en eau des barrages ou de l'exploitation des gisements souterrains (gaz, minerais, etc.) [2].

1.4 Théorie de la tectonique des plaques terrestres

Le cadre scientifique qui a réellement permis de comprendre les phénomènes sismiques naturels est la théorie de la tectonique des plaques, apparue au début des années 1960 [3]:

A l'échelle de la planète l'écorce rigide (lithosphère) est comme une coquille d'œuf à la surface d'une grande épaisseur de magma visqueux dans le manteau supérieur. Le noyau, au centre de la planète est extrêmement chaud (plus de 4000°C !), sous l'effet de cette chaleur le magma est agité de mouvements lents comme un fluide dans une casserole sur le feu, il provoque des poussées sous la croûte qui se déforme. On le voit parfois sortir des volcans.

La croûte est divisée en « plaques tectoniques », les continents et les fonds marins qui se déplacent très lentement les uns par rapport aux autres sous l'effet des mouvements du magma. Quelques centimètres par an qui sont accumulés pendant des années, (figure 1.1).

1.4.1 Distribution géographique des séismes

Si l'on observe une carte de distribution géographique des séismes (figure 1.2), on remarque que cette distribution des séismes n'est pas hasardeuse mais elle suit une certaine logique. La majorité des séismes se produisent dans deux régions particulières du globe [3].

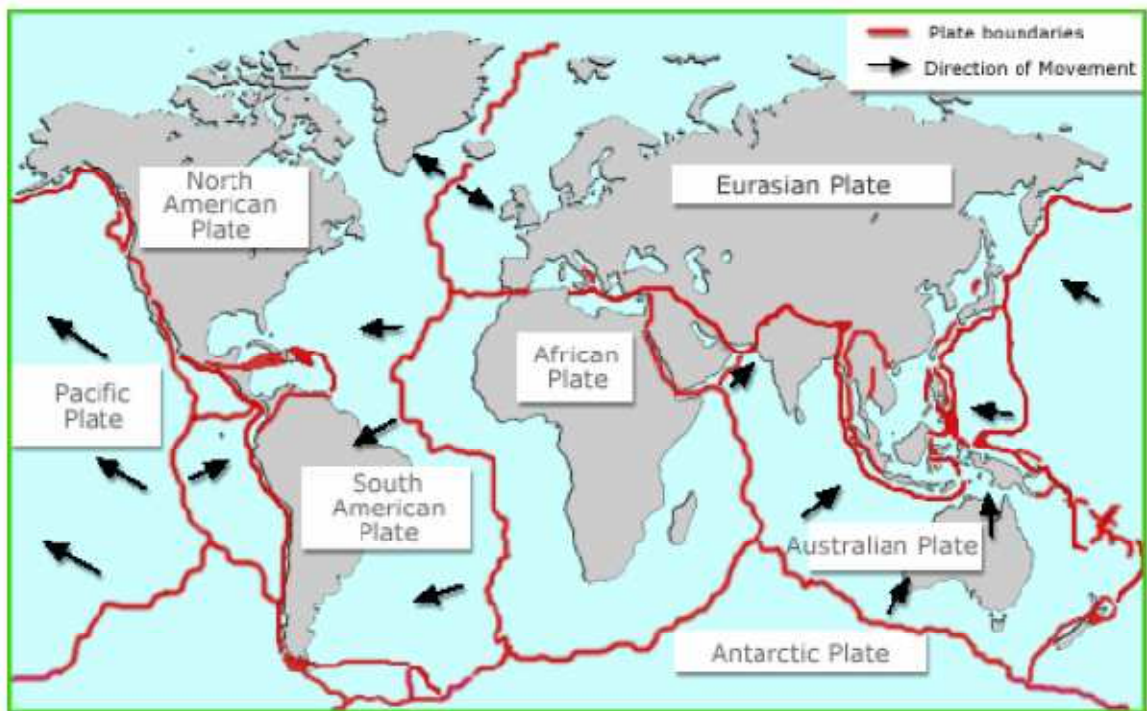


Figure 1.1 Carte du monde montrant les principales plaques tectoniques

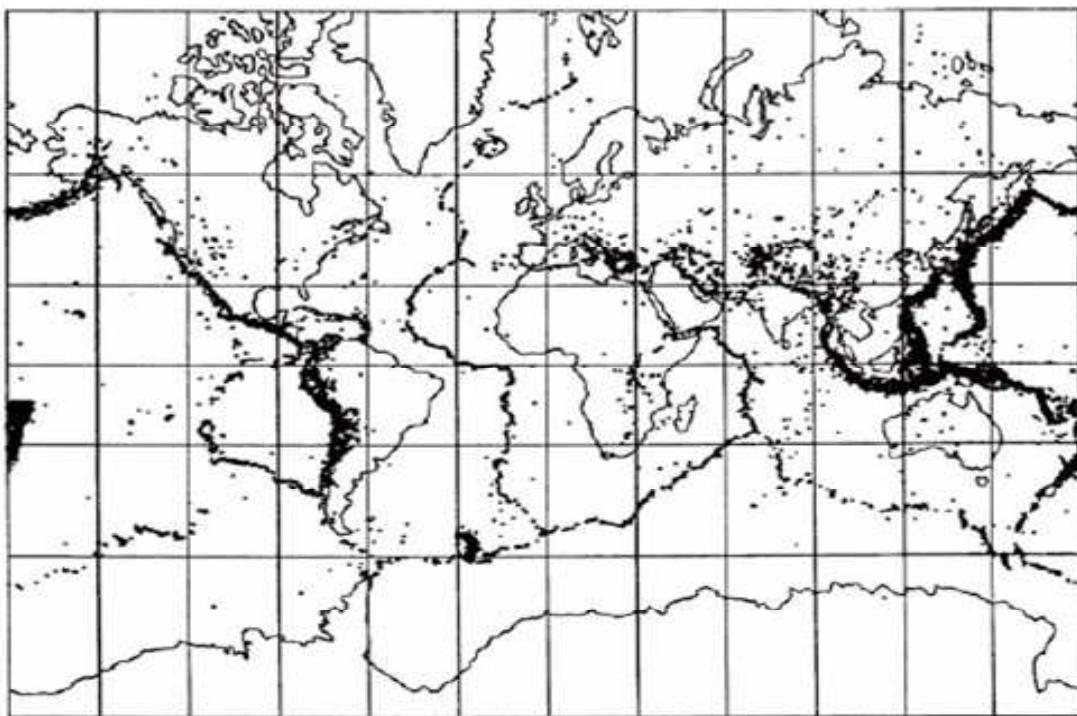


Figure 1.2 Carte de distribution géographique des séismes [3]

1.5 Caractéristiques d'un séisme

Lorsqu'un séisme est déclenché, un front d'ondes sismiques se propage dans la croûte terrestre, il est Caractérisé par : (figure 1.3)

1.5.1 Foyer (hypocentre)

Région de la faille où se produit la rupture et d'où partent les ondes sismiques.

On distingue trois classes de séismes selon la profondeur de leur foyer :

- les séismes superficiels : moins de 60 km de profondeur
- les séismes intermédiaires : entre 60 et 300 km de profondeur
- les séismes profonds : supérieur à 300 km de profondeur
- au delà de 700 km de profondeur, on considère qu'il n'y a plus de foyer sismique.

1.5.2 Epicentre :

Point de la surface terrestre, à la verticale du foyer, et où l'intensité du séisme est la plus importante.

1.5.3 Les failles :

En géologie, c'est une ligne de cassure le long de la quelle un compartiment de roche, ou une section de la croûte terrestre, à été déplacé par rapport au compartiment voisin. Le mouvement responsable de cette dislocation peut être vertical ou horizontale, ou les deux à la fois. Lorsque le mouvement d'une faille est soudain et abrupt, il peut générer un grave séisme et même fissure de la surface de la terre créant une forme de relief nommé escarpement de faille.

Suivant le type de mouvement relatif, on définit trois types de failles :

• **Faille normale** : Produite par des forces de distension, elle se forme lorsque deux blocs de l'écorce terrestre s'écartent l'un de l'autre (figure 1.4).

• **Faille décrochement** : Se forme lorsque deux blocs de l'écorce terrestre glissent l'un contre l'autre selon un mouvement principalement horizontal (figure 1.5).

• **Faille inverse** : Elle est produite par des forces qui compriment la croûte terrestre, se forme

lorsque deux blocs de l'écorce terrestre subissent tous deux une compression et que l'un des

blocs chevauche l'autre (figure 1.6).

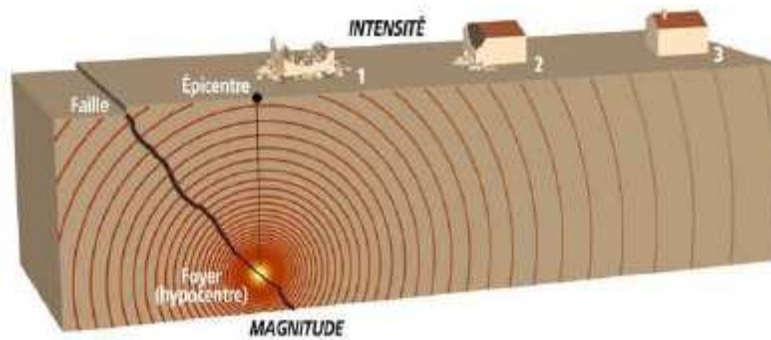


Figure 1-3- Caractéristiques d'un séisme.

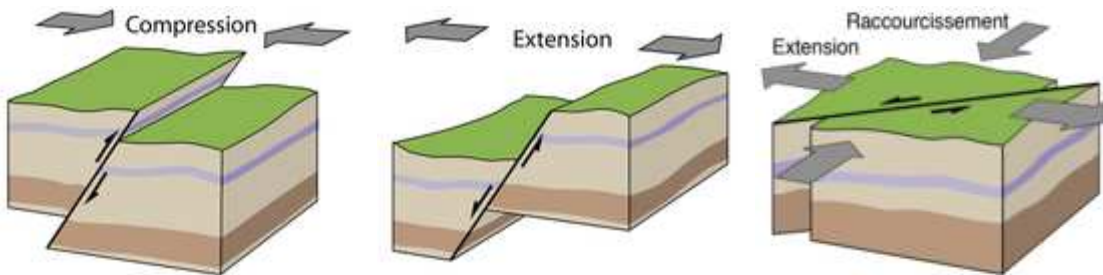


Figure 1-4 -Faille normale. Figure 1-5- Faille décrochement. Figure 1-6- Faille inverse.

1.5.4 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 épicentre. La distance séparant l'épicentre de la station de mesure est la distance épacentrale, elle s'exprime en degré Fig. (1-7).

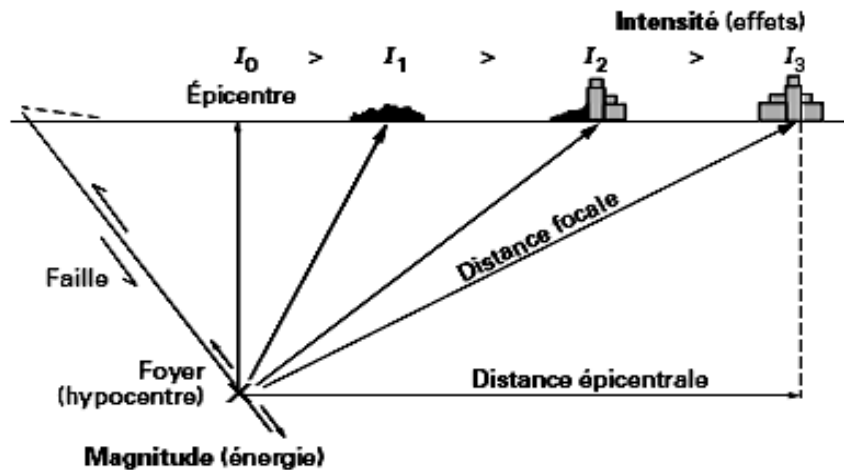


Fig. 1-7. Représentation schématique d'un séisme

1.5.4.1 les ondes sismique

d'un séisme il ya, 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. (1-8)

➤ **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.

➤ **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.

➤ **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.

➤ **Les ondes R ou ondes de Rayleigh.**

Ce sont des ondes dont le mouvement des particules est elliptique μ 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° l'une par rapport à l'autre. L'amplitude du mouvement devient négligeable à une profondeur égale à la longueur d'onde λ_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.

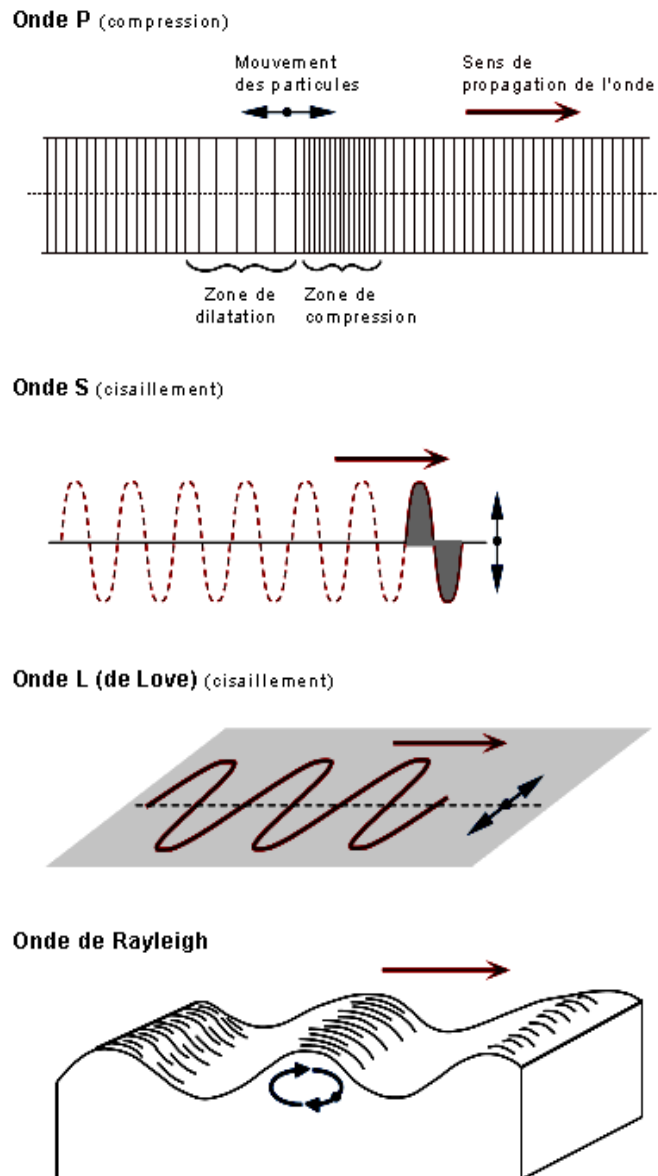


Fig. 1-8 .Les quatre modes de propagation des ondes sismique.

1.5.4.2.1 Modèle de propagation des ondes élastique

Si on assimile le sol à un milieu élastique et homogène caractérisé par le module d'élasticité longitudinal E , le coefficient de poisson ν et la masse volumique ρ . La vitesse V_p des ondes P est donnée par [4]:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2G}{\rho}} \quad (1.1)$$

Et la vitesse V_s des ondes S par :

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (1.2)$$

Avec

$$\left. \begin{aligned} \lambda &= \frac{\nu E}{(1-2\nu)(1+\nu)} \\ G &= \frac{E}{2(1+\nu)} \end{aligned} \right\} \quad \text{Constantes de Lamé} \quad (1.3)$$

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

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} \quad (1.4)$$

Ce rapport ne dépend que du coefficient du poisson :

$$\text{Pour } \nu = 0 \quad \frac{V_P}{V_S} = 1.41 \quad (1.5)$$

$$\text{Pour } \nu = 0.15 \quad \frac{V_P}{V_S} = 1.56 \quad (1.6)$$

$$\text{Pour } \nu = 0.25 \quad \frac{V_P}{V_S} = 1.71 \quad (1.7)$$

L'onde longitudinale **P** se propage donc, environ une fois et demie plus vite que l'onde transversale **S**. C'est le train d'ondes P qui est tout d'abord enregistré par les séismographes.

Si l'on connaît les vitesses V_P et V_S ainsi que les écarts qui existent entre le temps d'arrivée des ondes **P** et **S**, on peut calculer la distance entre le foyer et le point d'enregistrement.

1.5.5 Localisation d'un séisme

Le séisme se manifeste à la surface du sol par une série de vibrations. Elles peuvent être enregistrées au moyen d'un appareil appelé sismomètre (figure 1.9). Celui-ci restitue une « image » du séisme en terme d'amplitude de la vibration, appelé le sismogramme (figure 1.10). Les ondes P se propagent plus rapidement que les ondes S, c'est cette propriété qui permet de localiser un séisme. Pour un même séisme, les différents sismogrammes obtenus, au niveau de toutes les stations sismologiques, permettent de localiser l'épicentre du séisme, par lecture des délais d'arrivée des ondes et la méthode des cercles (figure 1.11)

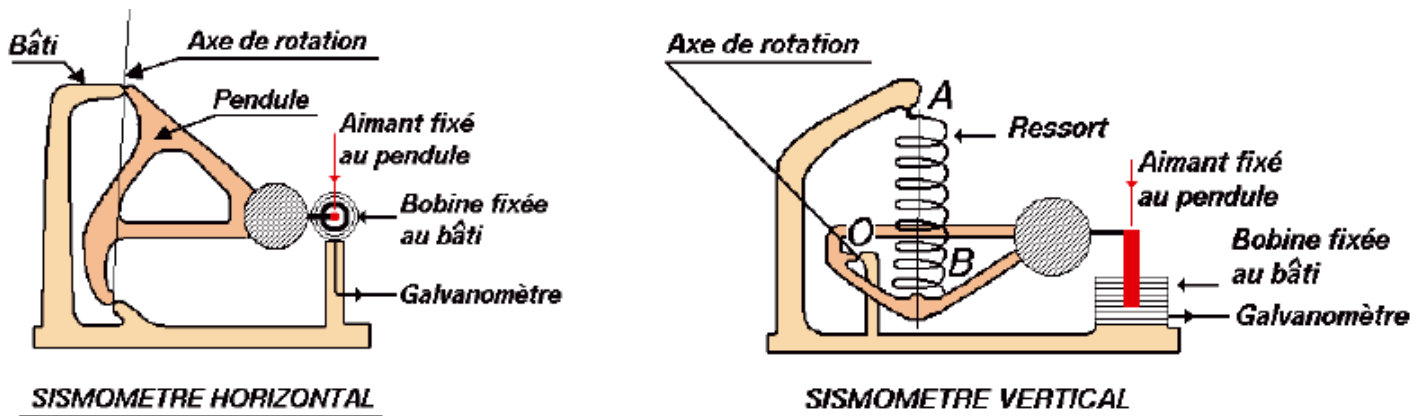


Figure 1.9 Sismomètres d'enregistrements dans les plans, horizontal et vertical.

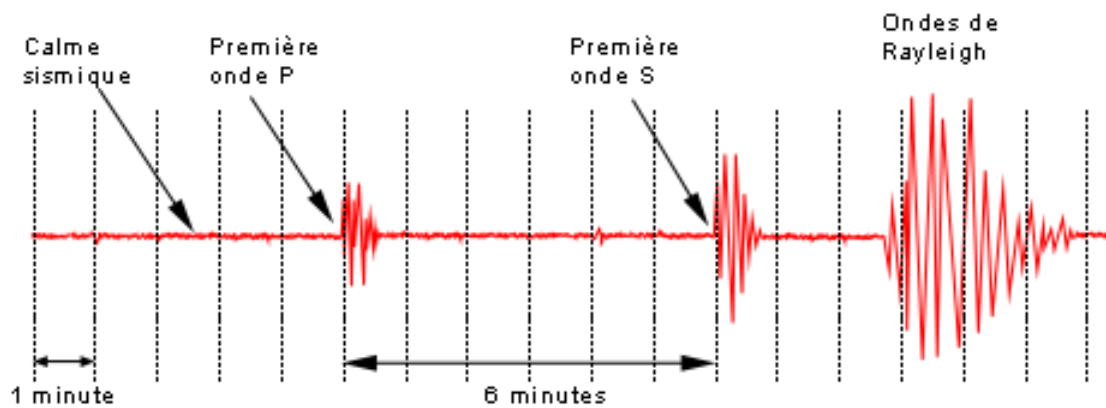


Figure 1.10 Exemple de sismogramme enregistré.

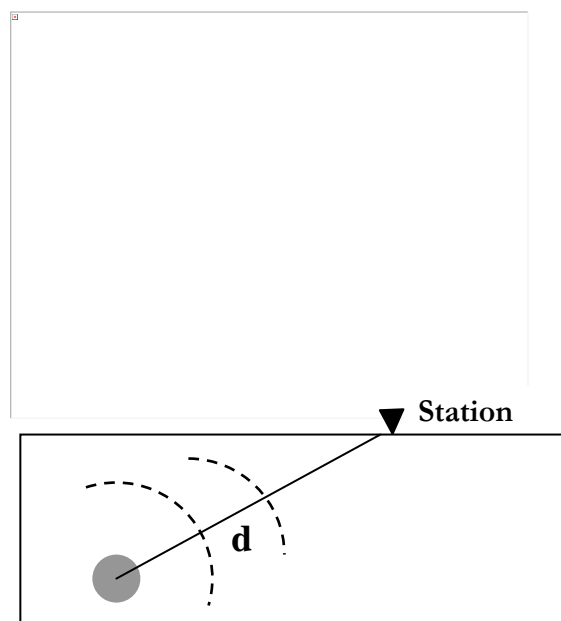


Figure 1-11 Localisation de l'épicentre du séisme par la méthode des cercles

1.6 Mesure de l'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:

$$M_0 = \mu \cdot u \cdot s \quad (1.8)$$

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

u : Dislocation moyenne sur s (déplacement moyen).

μ : 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

1.6.1 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 :

$$M_L = \log \frac{A}{A_0} \quad (1-9)$$

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.

A₀ : 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 :

$$m = \log (A/T) + 0,01 \Delta + 5,9 \text{ (Pour } 25^\circ < \Delta < 90^\circ \text{)} \quad (1-10)$$

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 :

$$M_s = \log (A/T) + 1,66 \log \Delta + 3,30 \quad (1-11)$$

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 :

$$m = 0,56 M_s + 2,9 \quad (1-12)$$

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].

$$\log W = 4,8 + 1,5 M \quad (1-13)$$

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_E 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].

1.6.2 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.

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 .

$$I_0 = 1,5 (M - 1) \text{ d'après Richter et Gutenberg.} \quad (1-14)$$

$$I_0 = 1,67M - 2,67, (\pm 0,5) \text{ d'après Herchberger.} \quad (1-15)$$

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.

Tableau 1 .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	Accélération 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 1g
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

1.6.3 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. 1-12).

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. (1-13), [1].

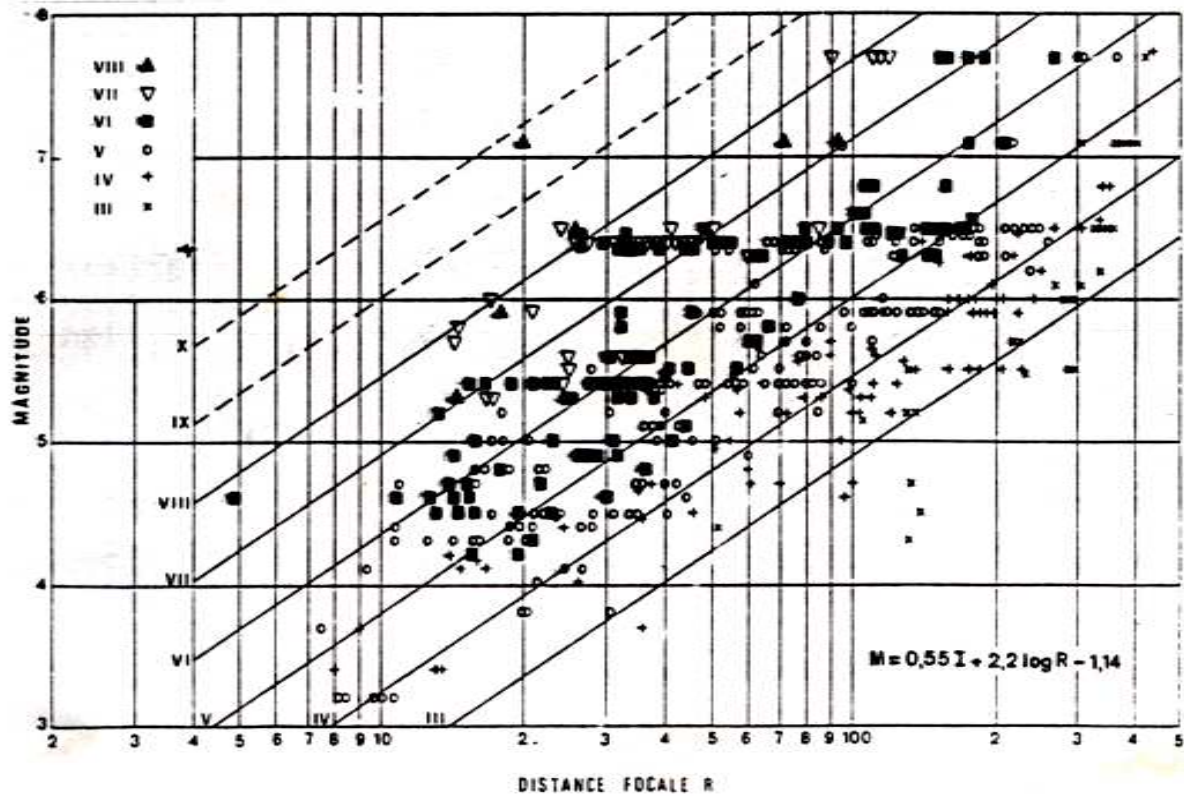


Fig.1-12 Corrélation entre la magnitude, l'intensité ressentie au lieu de l'enregistrement et la distance focale

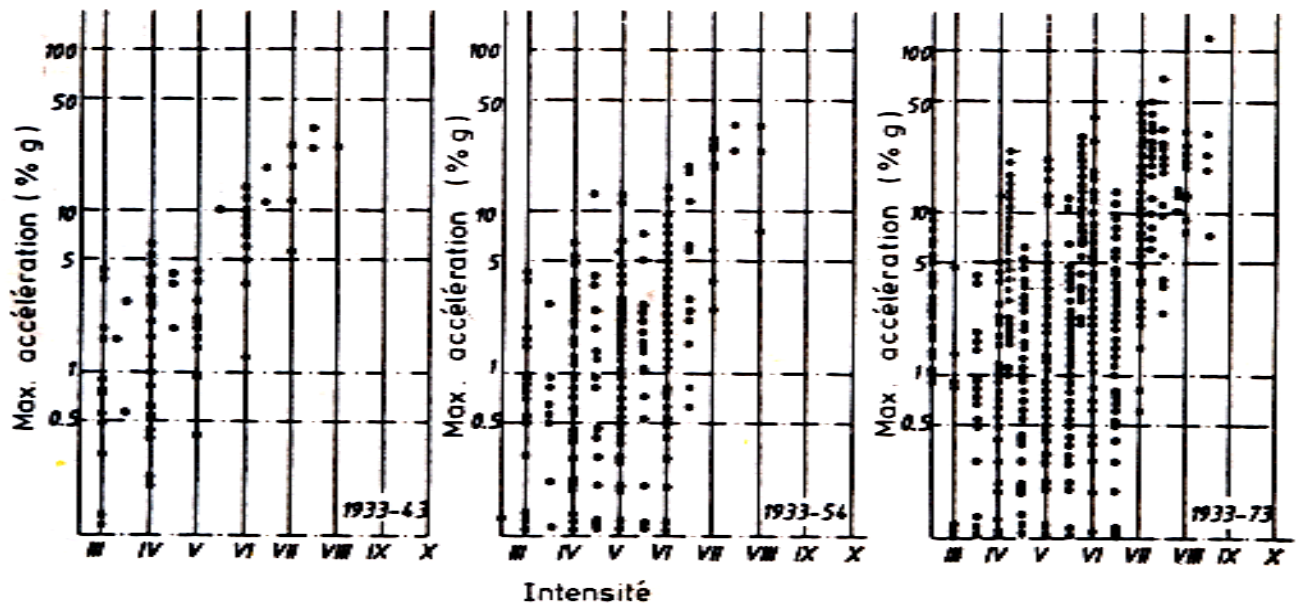


Fig.1-13. Valeurs réelles du pic d'accélération en fonction de l'intensité pour trois périodes successives (d'après Ambrassey)

1.7 Paramètres caractérisant le mouvement sismique

1.7.1 Accélération maximale

Un paramètre important pour l'évaluation des effets des séismes à un endroit donné est l'accélération maximale (**ag**) du sol ou accélération de pointe, PGA (Peak Ground Acceleration) en anglais. Son ordre de grandeur est de 0.4 g à 0.6g en zone très sismique (Japon, Turquie) et de 0 à 0,1g en zone faiblement sismique.

L'amplitude de l'accélération maximale du sol permet de se faire une idée de la résultante de force F appliquée à la construction, si la construction est indéformable elle bouge comme le sol. Les valeurs de l'accélération sont déterminées sur la base de la transformation suivante [7]:

$$\log a_h = 0.26 \times I_{MSK} + 0.19 \quad (1.16)$$

Où a_h accélération horizontale maximale en cm/s².

L'application de la formule donne les valeurs présentées au Tableau (1.3).

Tableau 1.2 Conversion des intensités MSK en une accélération horizontale de pointe au sol

I_{MSK}	a_h [%g]	I_{MSK}	a_h [%g]	I_{MSK}	a_h [%g]
7,0	10	8,0	19	9,0	35
7,1	11	8,1	20	9,1	37
7,2	12	8,2	21	9,2	39
7,3	12	8,3	23	9,3	41
7,4	13	8,4	24	9,4	44
7,5	14	8,5	26	9,5	47
7,6	15	8,6	27	9,6	49
7,7	16	8,7	29	9,7	53
7,8	17	8,8	31	9,8	56
7,9	18	8,9	33	9,9	59

1.7.2 Déplacement maximal

Un autre paramètre utile pour l'évaluation des effets des séismes à un endroit donné est le déplacement maximal d_g du sol, qui donne une idée de l'ordre de grandeur du déplacement relatif du centre de gravité de la structure par rapport à la base de la structure : quelques cm en zone faiblement sismique, jusqu'à un mètre en zone très sismique (voir figure 1.10).

1.7.3 Durée du tremblement

La durée de tremblement de terre est un paramètre significatif dans les processus de fissurations et dégradations progressives des éléments d'une construction. Elle est liée à la magnitude du séisme.

Cette durée est au maximum de l'ordre de 60 secondes en zone très sismique, mais n'est que de quelques secondes en zone peu sismique.

1.8. Spectre de réponse

Il découle immédiatement des relations :

$$S_d = (1/\omega) \cdot S_v$$

(1.16)

$$S_a = \omega \cdot S_v$$

(1.17)

Que chacun des trois paramètres S_d , S_v et S_a peut permettre de déterminer le déplacement maximal de la structure.

On constate que la valeur numérique de S_v est toujours comprise entre les valeurs S_d et S_a ; ces dernières étant obtenues par division et multiplication de S_v par la pulsation propre ω de la structure; aussi, sur une échelle de ω , les valeurs S_d et S_a tendent rapidement, l'une ou l'autre, vers zéro quand la pulsation ω devient grande ou petite. Par conséquent, une représentation graphique détaillée de S_d et S_a ne serait pas très claire pour ces cas limites. Par contre, la vitesse spectrale S_v donne approximativement une courbe d'allure horizontale quels que soient les enregistrements sismiques, qui sont donc plus aisée à représenter. C'est pourquoi, on a toujours tendance à tracer le spectre de réponse en pseudo vitesse, Cependant, les relations simples qui existent entre les trois définitions spectrales, permettent de faire figurer ces trois paramètres sur un seul spectre de réponse, en portant quatre axes avec les échelles

logarithmiques l'axe des abscisses représente le logarithme de la pulsation ω (ou la période T ou de la, fréquence f l'axe des ordonnées représente le logarithme de la pseudo vitesse S_v tandis que $\log S_a$ et $\log S_d$ sont déterminés sur des axes à 45° par rapport aux premiers fig. (1-14).

$$\log S_d = \log s_v - \log \omega \quad (1.18)$$

$$\log S_a = \log s_v + \log \omega \quad (1.19)$$

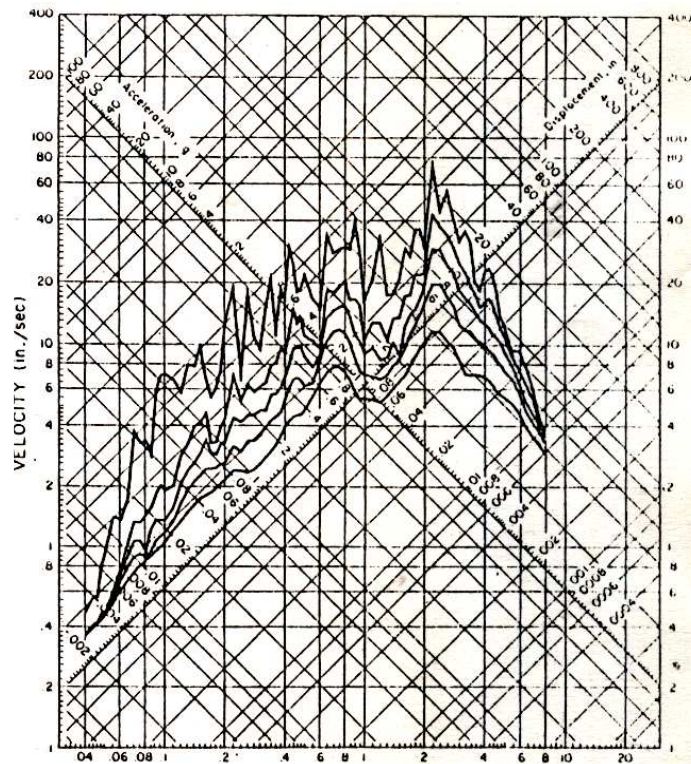


Fig.1-14. Spectre de réponse du séisme de San Fernando de 1971 en coordonnées logarithmiques tripartites.

I.8.1 Le graphisme de Hussit.

L'évolution des variations du niveau des secousses avec le temps peut être obtenu aussi par l'intégrale suivante :

$$\int_0^t a^2(t) dt \quad (1-20)$$

Où: $a(t)$ représente l'accélération de l'accélérographe.

On aurait pu aussi utiliser les variations dans les des autres paramètres du mouvement sismique à la place des accélérations,

Pour étudier l'évolution du niveau des secousses d'un accélérogramme avec le temps Hussit (1969) a proposé de tracer la variation de cette intégrale en fonction du temps t . A cette fin, il est d'usage de tracer les variations du rapport de la valeur de l'intégrale au temps t à sa valeur finale.

$$h(t) = \frac{\int_0^t a^2(t) dt}{\int_0^{t_f} a^2(t) dt} \quad (1-21)$$

Où t_f représente la durée totale de l'accélérogramme.

Ainsi, au début de l'enregistrement $h(0) = 0$ et à la fin de l'enregistrement

$f(t_f) = 1$ (ou 100%). La courbe des variations de $h(t)$ en fonction du temps est appelée graphique Hussit fig. (1-14).

1.8.2 Accélérogramme artificiel

Si nous avons pu disposer de nombreux accélérogramme enregistrés sur un grand nombre de différents sites pour des séismes de magnitude variable, le choix de l'accélérogramme de calcul ne représenterait pas un grand problème.

Mais le petit nombre d'accélérogrammes disponibles a encouragé le développement d'accélérogrammes artificiels ou synthétiques [8,9,10,11].

Ces accélérogrammes sont générés par des processus stochastique ou partant de l'hypothèse que les mouvements du sol peuvent être représentés par une fonction aléatoire non stationnaire.

Bien que les histoires des mouvements du sol générés par de tels processus peuvent s'approcher des caractéristiques des séismes réels, lorsqu'on introduit au moins une partie des facteurs affectant le mouvement sismique (tels que la distance focale et la dépendance au type de site) le fait qu'elles auront un contenu fréquentiel et une distribution aléatoire pour engendrer des

réponses très différentes pour des cas similaires. En effet, la fréquence de la pseudo résonance du système à étudier est généralement sensible à la distribution fréquentielle du signal d'entrée.

Un travail considérable a été effectué pour pouvoir générer des accélérogrammes artificiels compatibles avec les spectres de réponse normalisés Tsai 1973, Rizzo et Al 1973, Scolan et Sachs 1974, King et Chen 1977, Romstand et Al 1978, Marayana et Narasimha 1979 ...etc.

Il faut noter tout de même qu'à part, les griefs qu'on peut porter à la procédure d'établissement des spectres de réponses normalisés, les accélérogrammes artificiels ainsi obtenus

contiennent généralement des bandes de fréquences uniformes mais des concentrations de bandes près des fréquences spécifiques qui dépendent des mécanismes de la faille, du chemin de parcours et des conditions locales du site.

Pour un site donné, il est donc souhaitable de prévoir la localisation et la concentration probable de ces bandes de fréquences, en vue de la génération d'un accélérogramme artificiel. Ce qui exige des efforts de recherche supplémentaires dans le domaine de la sismologie (Voir chapitre simulation des séismes).

1.8.3 Spectre de réponse spécifié.

Une pratique souvent adoptée dans les calculs sismiques consiste à utiliser un spectre de forme standardisée, appelé spectre de réponse spécifié (ou spectre de réponse normalisé) comme excitation de référence.

Pour mieux permettre la comparaison des différents spectres, on peut normaliser leurs ordonnées spectrales par rapport à un paramètre du mouvement sismique (comme l'accélération, la vitesse, le déplacement ou l'intensité spectrale).

Les spectres spécifiés constituent une sorte d'enveloppe de toutes les formes de spectres associés aux accélérogrammes enregistrés dans une région ou un pays donné. Ces accélérogrammes enregistrés généralement normalisés par rapport à l'accélération maximale des accélérogrammes à seule fin de comparaison.

Jusqu'à ces derniers temps, même dans les pays Européens les spectres spécifiés recommandés par l'AEC (Atomic Energy Commission, USA) étaient les plus utilisés. Un exemple de ces spectres est représenté sur la figure 1-20 pour un taux d'amortissement de 5%. Ces spectres ont

été établis grâce aux recherches de Newmark et Blume (1973) sur les enregistrements Californiens.

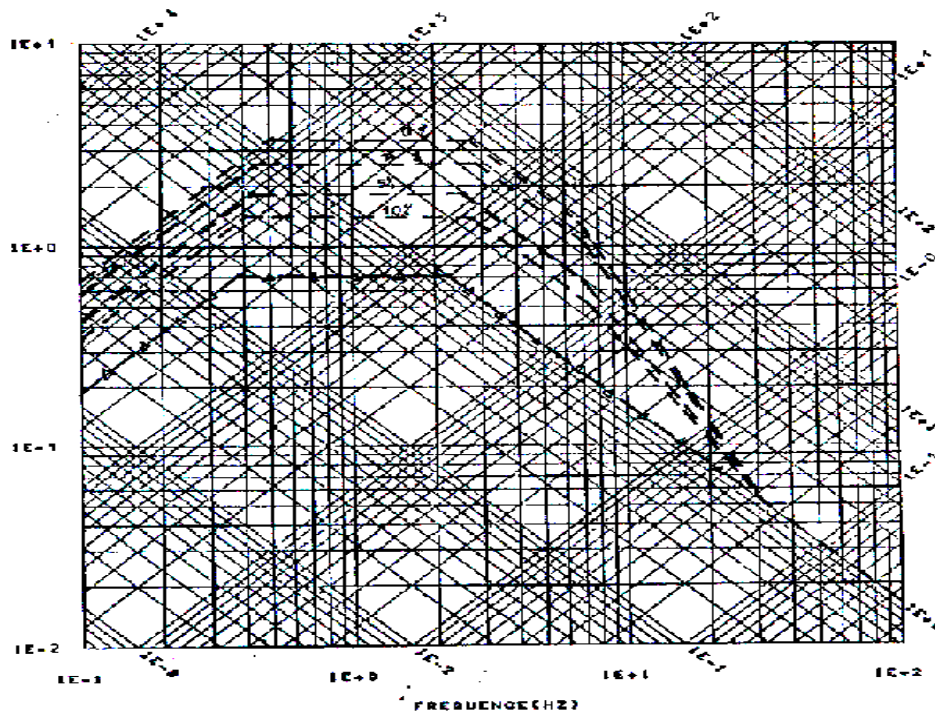


Fig. 1-15. Spectre de réponse standard (spécifié) recommandé par l'AEC pour une accélération maximale de 1 g.

L'utilisation des spectres de réponse appelle les commentaires suivants:

1-L'utilisation des spectres de réponses spécifiés établis pour d'autres régions néglige l'influence des mécanismes de génération du séisme et la géologie globale propre à chaque région sismique.

2-Dans la plupart des cas, pour l'établissement de ces spectres, aucune différenciation des enregistrements n'a été faite en fonction des conditions de sous sols au niveau des stations de mesure.

3-Elles ont été généralement constituées d'après les enregistrements de la surface du sol et ne représentent pas toutes les caractéristiques des mouvements du substratum.

4-L'influence de la distance et la magnitude sur le contenu fréquentiel est négligé.

5-Le choix du spectre de bandes de fréquence distribuées linéairement peut être parfois contesté.

1.9 Conclusion

La résolution des problèmes de la construction des ouvrages qui pourraient résister, dans une certaine marge admissible de sécurité à des secousses sismiques probables, ne peut se faire sans une bonne connaissance des caractéristiques du mouvement sismique.

L'évaluation des caractéristiques du mouvement sismique sur un site est la première des étapes conduisant au dimensionnement parasismique des ouvrages. Elle fait intervenir en étroite relation de nombreuses disciplines : géologie, histoire, sismologie géotechnique, statistique...etc. Avec l'apparition des méthodes de dimensionnement en déplacement, les spectres en déplacement sont de plus en plus utilisés, au milieu des années 90, un nouveau type de spectre est apparu pour la réévaluation sismique des bâtiments existants. Dans ce spectre l'accélération spectrale **S_a** est tracée en fonction du déplacement spectral **S_d**, L'intérêt de celui-ci réside dans la possibilité de l'utiliser dans la méthode d'analyse statique non -linéaire "Pushover" qui est basée sur les déplacements.