

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique

Université Mentouri de Constantine
Faculté des sciences de l'ingénieur
Département de Génie Civil

N^o d'ordre :
Série :

MEMOIRE DE MAGISTER

Filière : GENIE CIVIL

Option : Durabilité des constructions

Construction des spectres de réponse pour la région de Constantine

Présentée par : **AMOURI CHAHINEZ**

Ingénieur d'état en Génie civil, Option C.C.I

Rapporteurs **Pro. H. HOUARI** Université Mentouri Constantine
 Mr. M. CHAOUR Université Mentouri Constantine

Devant le jury :

Président : **Dr. BENMERLAOUI. R.** Université Mentouri Constantine
Examineurs : **Dr. GUETTECHE M. N.** Université Mentouri Constantine
 Dr. TEKKOUK. A. Université Mentouri Constantine

Table des matières

<i>Page de garde.</i>	I
<i>Remerciement.</i>	II
<i>Dédicace.</i>	III
<i>Les mesures individuelles pour mieux faire face aux séismes.</i>	IV
<i>Résumé.</i>	V
<i>Abstract.</i>	VI
<i>ملخص.</i>	VII
<i>Table des matières.</i>	VIII
<i>Liste des indexe des notations.</i>	XI
<i>Liste des figures.</i>	XII
INTRODUCTION GENERALE.	1
1. GENERALITES SUR LES SEISMES.	4
1.1 Introduction.	5
1.2 Naissance du séisme.	5
1.2.1 Approche de la théorie des plaques.	5
1.2.1 Approche de la théorie d'élasticité.	12
1.3 Faille.	13
1.3.1 Nomenclature relative aux failles.	13
1.3.2 Classification des failles.	14
1.4 Les répliques.	15
1.5 Classification des séismes.	16
1.5.1 Les séismes superficiels.	16
1.5.2 Les séismes intermédiaires.	17
1.5.3 Les séismes profonds.	17
1.6 Propagation des ondes.	18
1.6.1 Les ondes de volume.	19
1.6.2 Les ondes de surface.	21
1.7 Mesure de l'importance d'un séisme.	22
1.7.1 Intensité.	22
1.7.2 Magnitude.	23
1.7.3 Les différentes types de magnitude	24
1.7.4 Relation entre la magnitude et l'énergie émise.	24
1.7.5 Relation entre l'intensité et la magnitude.	25
1.8 Détermination de l'épicentre.	25
1.9 Epicentre macrosismique, isoseiste et pléistoseistes.	28
1.10 Cartes isoseistes.	29
1.11 Mouvement à la surface du sol.	29
1.12 Conclusion.	30

2. LES SEISMES EN ALGERIE.	32
2.1 Introduction.	33
2.2 Historique de la sismologie Algérienne	33
2.3 Disponibilité des données de sismicité historique en Algérie	35
2.4 Historique.	35
2.5 Cadre sismotectonique régional.	37
2.6 La profondeur sismogénique des sources sismiques.	39
2.7 Carte de sismicité.	40
2.8 Cartes des intensités maximales observées (IMO).	42
2.9 Fréquence sismique.	43
2.10 Conclusion.	47
3. SISMICITE DE CONSTANTINE.	49
3.1 Introduction.	50
3.2.1 Situation administratif de la région étudiée	50
3.2 Sismicité de la région de Constantine.	51
3.2.1 Les séismes destructeurs décrits dans la région de Constantine avant 1900 . .	51
3.2.2 Les séismes destructeurs décrits dans la région de Constantine depuis 1900. .	52
3.3 Caractéristiques des séismes.	59
3.3.1 Carte de sismicité	59
3.3.2 Carte des intensités maximales.	59
3.4 Compilation sismotectonique	62
3.4.1 Généralités.	62
3.4.2 Les failles actives du Constantinois	62
3.5 Les sources sismiques de la région de Constantine.	65
3.5.1 Définition des sources sismiques.	65
3.5.2 Identification des sources sismiques dans la région de Constantine.	66
3.6 Conclusion.	68
4. NOTIONS DE DYNAMIQUE DES STRUCTURES.	70
4.1 Introduction.	71
4.2 Oscillation (modes de vibrations) des structures-spectres de réponse	71
4.2.1 Nature des structures.	73
4.2.2 Oscillations des structures.	74
4.3 Détermination de spectres de réponse.	77
4.4 Utilisation des spectres de réponse.	78
4.4.1 Utilisation d'un spectre de déplacement.	79
4.4.2 Utilisation d'un spectre d'accélération.	79
4.5 spectre de calcul.	80
4.6 Paramètres du mouvement sismique.	81
4.7 Classification des sites.	82
4.8 Influence du sol sur le spectre de réponse	83
4.9 Influence des différents paramètres sur le comportement d'un ouvrage sous un séisme	83
4.9.1 Augmentation de la période	83
4.9.2 Augmentation de l'amortissement	85

4.10	Prise en compte de l'interaction sol structure.	85
4.11	Démarche de la protection sismique.	86
4.11.1	Quelle est l'importance du risque?	86
4.11.2	Qu'est ce que la construction parasismique ?	86
4.12	Conclusion	87
5.	CONSTRUCTION DES SPECTRES DE REPONSE.	88
5.1	Introduction.	89
5.2	Les étapes d'analyse d'aléa sismique.	89
5.2.1	La définition et la caractérisation des sources sismiques.	89
5.2.2	Atténuation du mouvement fort du sol.	90
5.3	Accélérations maximales du sol de la région de Constantine.	92
5.3.1	Remarques et discussions.	92
5.4	Construction des réponses spectrales	94
5.4.1	Remarques et discussions.	149
5.5	Construction des spectres normalisées.	149
5.6	Conclusion	152
	CONCLUSION GENERALE	154
	<i>Références bibliographiques</i>	<i>157</i>
	<i>Les Annexes</i>	<i>159</i>

Indexe des notations

$D(t)$: Déplacement du sol dans le repère fixe (cm)
 E : Module d'élasticité dynamique [N/M^2]
 F_1 : Force de rappel élastique [N]
 F_2 : Force de freinage [N]
 G : Module de cisaillement dynamique [N/m^2]
 K : Raideur du système [N/m]
 S_d : déplacement spectrale (cm)
 S_v : Vitesse spectrale (cm/s)
 S_a : Accélération spectrale (cm/s^2)
 T : période (s)
 V_P : Vitesse de propagation des ondes P (m/s)
 V_s : Vitesse des ondes S (m/s)
 $a(t)$: Accélération de la masse par rapport au sol (cm/s^2)
 f : Fréquence (hertz)
 g : L'accélération de la gravité(m/s^2)
 ζ : coefficient d'amortissement
 ρ : densité du milieu [Ns^2/m^4]
 ν : coefficient de poisson
 λ : constantes de lamé
 σ : contrainte normale [N/cm^2]
 ε : déformation [cm]
 $\gamma(t)$: accélération du sol (cm/s^2)
 $\Gamma(t)$: force d'inertie [N]
 ω : pulsation du système (radian/second)
 ω_D : pseudo-pulsation (radian/second)

Liste des figures :

Fig. 1.1 Coupe des enveloppes de la terre[12]	6
Fig. 1.2 Variation de la densité et des vitesses des ondes sismiques dans le globe terrestre[12]	7
Fig. 1.3 Planisphère montrant les six grandes plaques[2].	9
Fig. 1.4 La tectonique des plaques.	9
Fig. 1.5 Types fondamentaux de mouvements des plaques lithosphériques[3]	10
Fig. 1.6 Courant de convection[15].	11
Fig. 1.7 Naissance du séisme[1]	13
Fig. 1.8 Nomenclatures relative aux failles[12]	13
Fig. 1.9 Types fondamentaux des failles[3]	15
Fig. 1.10 Ondes sismiques[16]	18
Fig. 1.11 Réponses d'un ouvrage rigide aux mouvement provoqués par l'action sismique[16] .	19
Fig. 1.12 Détermination graphique de l'épicentre[3].	26
Fig. 1.13 Sismogramme typique d'un séisme lointain[3]	26
Fig. 1.14 Graphe de dépendance entre les temps d'arrivées des ondes et la distance au foyer[3]	27
Fig. 1.15 Effet de la profondeur du foyer sur l'intensité du séisme[3]	28
Fig. 1.16 Foyer sismique, Zone épiscopentrale et Isoséistes d'un séisme normal[3].	28
Fig. 2.1 Les séismes majeurs en Algérie période de 1365 à 2001[7]	36
Fig. 2.2 Convergences entre les plaques Africaines et Eurasiennes[10].	38
Fig. 2.3 La limite des plaques Africaines et Eurasiennes[10].	38
Fig. 2.4 Profondeur des tremblements de terre en Algérie[10].	39
Fig. 2.5 Carte des épicentres macrosismiques de 1373 à 1992[6].	40
Fig. 2.6 Carte des épicentres instrumentaux de 1910 à 1990[6]	41
Fig. 2.7 Carte des épicentres macrosismiques de 1992 à 2001[7].	41
Fig. 2.8 Carte des épicentres instrumentaux de 1992 à 2001[7]	42
Fig. 2.9 Carte des Intensité Maximales Observées en Algérie de 1716 à 2001[7]	43
Fig. 2.10 Fréquence sismique[6].	44
Fig. 2.11 Courbe des énergies libérées par les séismes[6]	44
Fig. 2.12 Fréquence sismique[7].	45
Fig. 2.13 Nombre d'évènements en fonction de la magnitude de 1910 à 1992[6]	45
Fig. 2.14 Nombre d'évènements en fonction de la magnitude de 1992 à 2001[7]	46
Fig. 2.15 Nombre d'évènements en fonction de la magnitude de 1673 à 1992[6]	46
Fig. 2.16 Nombre d'évènements en fonction de la magnitude de 1992 à 2001[7]	47
Fig. 3.1 Cadre administratif de la région de Constantine[10].	50
Fig. 3.2 Carte des isoséistes du séisme du 04 Août 1908[10].	54
Fig. 3.3 Carte des isoséistes du séisme du 06 Août 1947[6].	56
Fig. 3.4 Carte des isoséistes du séisme du 27 Octobre 1985[6]	57
Fig. 3.5 Carte historique sismique de la région de Constantine[10]	60
Fig. 3.6 Carte des intensités maximales de la région de Constantine[10].	61
Fig. 3.7 Carte sismotectonique de la région de Constantine[10].	64
Fig. 3.8 Carte des sources sismiques de la région de Constantine[10]	67
Fig. 4.1 Accélération du sol et réponse de la structure[16].	72
Fig. 4.2 Réponses des structures[16].	73
Fig. 4.3 Oscillateur simple[16]	74
Fig. 4.4 Construction d'un spectre de déplacements[16]	78
Fig. 4.5 Spectres de calcul[1]	80
Fig. 4.6 Accélérogramme de Lake Hughes (Northridge 1994).	84
Fig. 4.7 Influence de la période sur la réponse de l'oscillateur.	84
Fig. 4.8 Influence de l'amortissement sur la réponse de l'oscillateur	85

Fig. 5.1 Accélération du sol Rocher	92
Fig. 5.2 Accélération du sol Ferme.	92
Fig. 5.3 Accélération du sol Meuble	93
Fig. 5.4 Accélération du sol Lâche.	93
Fig. 5.5 enregistrement D'ALTADENA	95
Fig. 5.6 enregistrement ARTIFICIEL.	96
Fig. 5.7 enregistrement de CHICHI.	97
Fig. 5.8 enregistrement de CORRALITOS.	98
Fig. 5.9 enregistrement d'EMERYVILLE.	99
Fig. 5.10 enregistrement de FRIULLI.	100
Fig. 5.11 enregistrement de HOLLISTER.	101
Fig. 5.12 enregistrement de LACC NORTH.	102
Fig. 5.13 enregistrement d'EXINGTON DAN.	103
Fig. 5.14 enregistrement de LUCERNE.	104
Fig. 5.15 enregistrement de NEWHALL.	105
Fig. 5.16 enregistrement d'OAKLAND.	106
Fig. 5.17 enregistrement de PETROLIA.	107
Fig. 5.18 enregistrement de POMONA.	108
Fig. 5.19 enregistrement de SAKARIA.	109
Fig. 5.20 enregistrement de SANTA.	110
Fig. 5.21 enregistrement de SYLMAR.	111
Fig. 5.22 à 5.27 Les réponses spectrales d'ALTADENA.	104
Fig. 5.28 à 5.33 Les réponses spectrales ARTIFICIE	105
Fig. 5.34 à 5.39 Les réponses spectrales de CHICHI	105
Fig. 5.40 à 5.45 Les réponses spectrales de CORRALITOS.	106
Fig. 5.46 à 5.51 Les réponses spectrales d'EMERYVILL.	106
Fig. 5.52 à 5.57 Les réponses spectrales de FRIULLI	107
Fig. 5.58 à 5.63 Les réponses spectrales de HOLLISTER	107
Fig. 5.64 à 5.69 Les réponses spectrales de LACC NORTH	108
Fig. 5.70 à 5.75 Les réponses spectrales d'EXINGTON DAN.	108
Fig. 5.76 à 5.81 Les réponses spectrales de LUCERNE.	109
Fig. 5.82 à 5.87 Les réponses spectrales de NEWHALL	109
Fig. 5.88 à 5.93 Les réponses spectrales d'OAKLAND.	110
Fig. 5.94 à 5.99 Les réponses spectrales de PETROLIA	110
Fig. 5.100 à 5.105 Les réponses spectrales de POMONA	111
Fig. 5.106 à 5.111 Les réponses spectrales de SAKARIA	111
Fig. 5.112 à 5.117 Les réponses spectrales de SANTA	112
Fig. 5.118 à 123 Les réponses spectrales SYLMAR.	113
Fig. 5.124 Spectre de réponse normalisé pour un amortissement $\zeta = 0\%$	150
Fig. 5.125 Spectre de réponse normalisé pour un amortissement $\zeta = 2\%$	150
Fig. 5.126 Spectre de réponse normalisé pour un amortissement $\zeta = 5\%$	151
Fig. 5.127 Spectre de réponse normalisé pour un amortissement $\zeta = 7\%$	151
Fig. 5.127 Spectre de réponse normalisé pour un amortissement $\zeta = 10\%$	152
Fig. 5.127 Spectre de réponse normalisé pour un amortissement $\zeta = 20\%$	152

INTRODUCTION GENERALE :

Parmi les risques de catastrophes naturelles, les tremblements de terre restent les plus impressionnants et les plus ravageurs en raison des bilans de dommages, aussi bien humains que matériels, pouvant être enregistrés après un sinistre.

Lorsque des séismes ont frappé un pays au long des périodes passées ils continueront à se manifester dans l'avenir. C'est le cas pour l'Algérie.

La grande question qui s'est toujours posée et qui se pose toujours à l'homme est : comment réagir face à cette calamité ? peut-on prévoir le séisme ? le fait de la prévoir suffit-il à résoudre tout.

Soit le subir sans réagir soit entreprendre des actions visant à réduire les pertes en biens et en vies humaines lorsque surviendront les prochains séismes.

Malheureusement, la science est encore loin d'avoir atteint le jour où l'on pourrait prévoir les catastrophes dans le temps.

Cependant l'historicité des séismes permet d'affirmer que la prévision du lieu où se produira la catastrophe est chose établie. En effet, de par leurs causes tectoniques on sait aujourd'hui que là où il y a eu un gros séisme, il y a en aura, irrémédiablement, d'autre aussi forts ou moins.

En effet, la prévision précise des séismes, si un jour elle devait aboutir, ne ferait que déplacer le problème.

Par exemple, évacuer des millions de personnes d'un site urbain en quelques minutes, dans le cas d'une prévision à très court terme, serait, on s'en doute, très difficile et poserait de multiples problèmes.

Peut-on faire vivre en campement plusieurs millions de personnes et pendant plusieurs jours dans le cas d'une prévision à moyen terme ?

Bien que la prévision ne peut être considérée comme une solution, il est possible d'entreprendre des actions visant à réduire les pertes en biens et en vies humaines lorsque surviendront les prochains séismes.

Enfin, il faut surtout axer nos efforts sur une meilleure connaissance du séisme et sur le développement et le perfectionnement des règles de protection à prendre lors de la réalisation des divers ouvrages humains capables de bien résister aux séismes.

Nous nous intéressons plus particulièrement aux problèmes liés à l'analyse dynamique de structures. Car dans le génie parasismique, la connaissance de différents paramètres, pour la conception et la réalisation de tout ouvrage rationnel résistant aux séismes, est fondamentale.

Les analyses et évaluations de l'aléa sismique s'imposent comme un élément de base de toute stratégie de développement et d'aménagement du territoire. L'analyse de l'aléa sismique qui constitue, une étape préalable de l'estimation fiable du risque sismique probable d'une région donnée, constitue un élément important pour le

développement durable. La région de Constantine à fait l'objet, au même titre que le reste d'autres régions d'Algérie, d'une étude d'aléa sismique basé sur les données de la sismicité en 1978. Il est normal, de ré-estimer l'aléa sismique à la lumière des nouvelles connaissances acquises aussi bien dans le domaine de la sismicité, telle que la re-évaluation des données, que des données des sources sismiques.

On doit tenir compte de deux principes fondamentaux :

- Ø Pendant un séisme, les pertes en vie humaine et les dégâts doivent être minimales.
- Ø Le coût de réparation des dégâts dus à un séisme doit être minimal.

La région de Constantine étant située dans une zone sismique, la prise en charge relative au paramètre de la sismicité nécessite un micro-zonage précis. Cette prise en charge pourrait se traduire par les actions suivantes :

- Û Compilation de la sismicité historique de la région de Constantine.
- Û Compilation des séismes récents.
- Û Carte de sismicité historique.
- Û Carte des intensités maximales.
- Û Compilation sismotectonique.
- Û Carte sismotectonique.
- Û Compilation des sources sismiques dans la région d'étude.
- Û Carte des sources sismiques
- Û Détermination des accélérations maximales en fonction du sol.
- Û Construction des spectres de réponse.

La compilation des données sismiques historiques de la région de Constantine, ainsi que celles des régions avoisinantes permettront de déterminer l'impact de la sismicité historique sur l'estimation de l'accélération maximale au sol (PGA) qui sera une donnée essentielle sur l'établissement des spectres de réponse pour la région d'étude.

Les études des sources sismiques concernent, en particulier, les investigations sur les failles importantes pour l'évaluation de l'aléa sismique potentielle de la ville de Constantine, l'estimation de la magnitude et de la fréquence de récurrence des séismes dues aux failles actives significatives en utilisant une approche probabiliste.

Les sources dans la ville de Constantine seront identifiées soit comme sources ponctuelles, soit comme sources linéaires ou réparties sur une surface. Les sources extérieures à la ville de Constantine qui peuvent affecter l'estimation de l'accélération maximale au sol dans la ville de Constantine seront prises en compte d'une façon générale.

Une analyse probabiliste de l'aléa sismique peut être faite pour la ville de Constantine, sur la base des caractéristiques des sources sismiques, de la fréquence de récurrence des séismes et des relations d'atténuation.

Ce travail, doit être une partie d'une recherche pluridisciplinaire qui englobe aussi des spécialistes des sciences de la terre (géologues et géophysiciens) que des spécialistes de génie parasismique, qui a pour but de mettre à la disposition des intervenants dans le domaine de la construction des conclusions simples exploitables qui leurs permettront de mener à bien leur mission en tenant compte de divers paramètres sur un phénomène aussi important que le séisme.

Ce thème permettra aux intervenants la maîtrise de la démarche à suivre dans l'élaboration d'une étude sismique dans une région précise en tenant compte de certains facteurs pour l'évaluation précise du risque sismique.

Le présent travail a pour but d'évaluer l'aléa sismique. Les spectres de réponse constituent la traduction des résultats de l'aléa sismique, sous forme de données comprises par les ingénieurs, en l'occurrence les accélérations au niveau du substratum rocheux de la zone concernée.

Le premier chapitre donne une connaissance du phénomène sismique, qui a permis de développer les règles de protection à prendre, aussi bien pour la réalisation de divers ouvrages humains.

Nous présentons dans le deuxième chapitre la sismicité historique de l'Algérie.

Le chapitre 3 permet de rassembler toutes sortes d'informations sur la sismicité historique de la région de Constantine, sur les structures actives, sur les zones concernées.

L'objet du chapitre 4 est de faire ressortir uniquement les notions de base du calcul dynamique.

Dans le même esprit, on présentera dans le chapitre 5 les spectres de réponse construits à partir de la sismicité historique.

1.1 Introduction :

Les séismes apparaissent comme une manifestation perceptible de phénomènes qui se poursuivent à l'échelle des temps géologiques. Il est malheureusement certain que les séismes continueront à surprendre l'homme. La seule chose que nous puissions prédire avec certitude, c'est que plus nous nous éloignons du dernier tremblement de terre, plus nous sommes proches du suivant.

On conçoit dès lors que, faute de pouvoir et pour longtemps encore sans doute prévoir ou empêcher les séismes, on doit s'efforcer d'en limiter les dégâts. Cette démarche commence par la connaissance détaillée de l'action sismique : naissance du séisme, formation et propagation des ondes, représentativité des accélérogrammes et des spectres associés, etc., l'aboutissement étant la construction parasismique.

1.2 Naissance du séisme :

Un tremblement de terre correspond à une vibration transitoire du sol provoquée par une libération soudaine de l'énergie de déformation accumulée dans la croûte terrestre ou dans la couche sous jacente appelée manteau.

Il y a deux approches pour la définition des séismes :

1.2.1 Approche de la théorie de la tectonique des plaques :

Hypothèse, solidement étayée aujourd'hui, selon laquelle la partie superficielle de la terre (lithosphère) est formée de plaques rigides d'une centaine de kilomètres d'épaisseur, flottant sur l'asthénosphère déformable. Ces plaques sont constituées d'une partie du manteau supérieur surmontée, suivant les cas, de croûte continentale ou océanique. Dans ce dernier cas, elles peuvent disparaître par plongement (subduction¹) au niveau des fosses² océaniques, et se renouveler (accrétion)³ par apports volcaniques au droit des dorsales⁴ océaniques.

1.2.1.1 La structure interne de la terre [14] :

L'étude des tremblements de terre peut se faire dans un but scientifique lié à la connaissance de la terre et de ses structures profondes.

Notre terre est une planète du système solaire. Elle a, à très peu près, la forme d'un ellipsoïde de révolution un peu aplati aux pôles, dont les dimensions sont maximum 12576 Km, minimum 12714 Km. C'est donc pratiquement une sphère de quelque 6370 Km de rayon. Sa masse est de $5.977 \cdot 10^{24}$ Kg, et sa densité moyenne de 5.517 g/cm^3 . Cette dernière valeur comparées à la densité moyenne de 2.65 des roches superficielles montre que notre globe n'est pas homogène. Sa symétrie physique étant quasi sphérique, cette hétérogénéité se manifeste par

¹ Enfoncement de grande ampleur d'une portion de lithosphère sous une autre.

² Dépression allongée, de grandes dimensions et de grande profondeur, à flancs plus ou moins inclinés.

³ La formation de la croûte océanique à partir de matériaux issus du manteau asthénosphérique s'appelle l'accrétion océanique.

⁴ Qui sont des alignements de hauteurs, longs de quelques dizaines de milliers de Km, larges de quelques centaines. Elles sont plus hautes de quelques de 2 Km que la moyenne des fonds océaniques. En leur milieu s'observe habituellement un fossé d'effondrement que l'on nomme rift.

une zonation concentrique, mise en évidence en particulier par la sismologie⁵. Il existe en effet des couches séparées par des discontinuités marquées par une brusque variation de propagation des ondes sismiques. Les grands traits de la structure à laquelle on s'arrête actuellement sont les suivants, de haut en bas (**fig. 1.1**). (v_p est la vitesse des ondes p en Km/s, d la densité en g/cm^3).

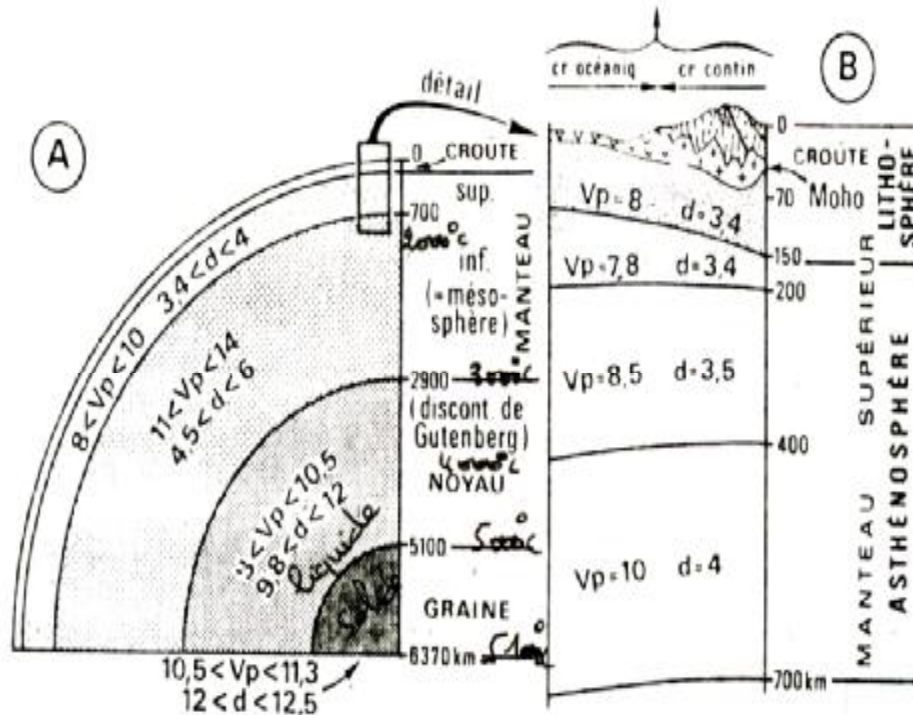


Fig. 1.1 A. coupe des enveloppes de la terre.
B. détail de la lithosphère et de l'asthénosphère.

1. La croûte est la partie la plus superficielle, et est de nature différente selon qu'il s'agit d'un océan ou d'un continent.

1.1 Croûte océanique dans laquelle on distingue, de haut en bas, sous une tranche d'eau de 4.5 Km en moyenne :

- § Couche 1, composée de sédiments, épaisse de quelques kilomètres (prés des continents), en moyenne, 300 m. $v_p = 2$; $d = 1.93$ à 2.3 .
- § Couche 2, appelée parfois socle composé surtout de basaltes (couches basaltiques). Epaisseur : 1.7 ± 0.8 Km ; $v_p = 4$ à 6 Km/s ; $d = 2.55$ g/cm^3 .
- § Couche 3 (ou couche océanique) que l'on estime être composée de serpentines engendrées par hydratation du sommet du manteau. Epaisseur $4.8 + 1.4$ Km ; $v_p = 6.7$; $d = 2.95$.

1.2 Croûte continentale, à structure plus complexe et moins bien précisée, avec :

- § Sédiments. Epaisseur : quelques kilomètres ; $v_p = 3.5$; $d = 2$ à 2.5 .
- § Couche complexe, formée en grande partie de roches acides, avec probablement divers niveaux. Epaisseur : 20 à 70 Km, v_p variable, en moyenne 6.2. on y a

⁵ La sismologie est la science des tremblements de terre.

distingué parfois une couche granite (supérieure) avec $v_p = 5.6$ et $d = 2.7$, séparée par la discontinuité de CONCRAD d'une couche basaltique (inférieure) avec $v_p = 6.5$, mais cette distinction paraît aujourd'hui artificielle.

La discontinuité de Mohorovicic, ou Moho, limite vers le bas avec netteté ces croûtes. Sa profondeur est de 7 à 12 Km sous les océan, et de 30 à 40 Km en moyenne sous les continents (jusqu'à 70 Km sous les montagnes).

2. Le manteau a comme limite supérieure le Moho, et sa limite inférieure est à 2900 Km. On y distingue de bas en haut :

2.1 Le manteau supérieur, jusqu'à 700 Km, avec :

- § Une couche rigide (épaisse de 60 à 100 Km), base de la lithosphère. $v_p = 8.0$; $d = 3.4$.
- § Une couche à moindre vitesse, plastique, sommet de l'asthénosphères, jusqu'à 200 Km ; $v_p = 7.8$; $d = 3.4$.
- § Une couche à $v_p = 8.5$, et $d = 3.5$ de 200 à 400 Km.
- § Une couche à $v_p = 10$, et $d = 4.0$ de 400 à 700 Km.

2.2 Le manteau inférieur ou mésosphère de 700 à 2900 Km, avec $v_p = 11$ à 14, et $d = 4.5$ à 6.

3. Le noyau, surtout composé de fer, de 2900 à 5100 Km de profondeur, avec $v_p = 8$ à 10.5, et $d = 9.8$ à 12. Il est séparé du manteau par la discontinuité de GUTENBERG.

4. La graine, formée également de fer mais aussi de nickel, de 5100 Km au centre de la terre (6370 Km) avec $v_p = 1.05$ à 11.3, et $d = 12$ à 12.5.

Il est à noter que les ondes S ne traversent pas le noyau qui , pour elles , réagit comme un liquide (**fig. 1.2**).

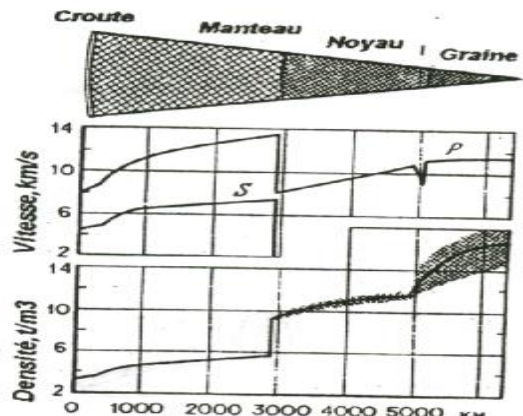


Fig. 1.2 Variation de la densité et des vitesses des ondes sismiques dans le globe terrestre.

La description qui précède tient surtout compte des discontinuités sismiques de la terre.

Du point de vue de la tectonique de plaques, une distinction fondamentale est celle de lithosphère et d'asthénosphère, caractérisée par leur propriétés mécaniques.

La lithosphère forme une couche épaisse (**fig. 1.1**), de 70 Km (sous les océans) à 150 Km environ (sous les continents). On la considère dans l'ensemble comme rigide, capable de résister sans déformation appréciable à des pressions de l'ordre de 10^7 pascals (environ 100 kgf/cm²).

Elle est découpée en plaques mobiles. Elle comprend la croûte (océanique ou continentale) et une partie du manteau supérieur.

L'asthénosphère au contraire n'est pas rigide mais capable de fluer sous de faibles contraintes, ce qui permet ainsi le déplacement de la lithosphère qui flotte sur elle. Ses propriétés mécaniques font qu'elle ne peut se briser en produisant des séismes profonds ne peuvent être dus qu'à des plongées de lithosphère par subduction.

L'asthénosphère comprend aussi le manteau supérieur moins la partie qui ressortit à la lithosphère.

La différence fondamentale entre lithosphère et asthénosphère n'est pas dans leur composition chimique, mais dans le fait qu'à leur limite on se trouve à la température de fusion des roches qui composent le manteau. Si bien qu'on assiste en descendant à leur liquéfaction⁶ partielle, suffisante pour abaisser brusquement leur viscosité. Ce phénomène est bien marqué dans la couche à faible vitesse, mais va en s'estompant vers le bas du manteau supérieur qui se rigidifie de nouveau.

1.2.1.2 Qu'est-ce qu'une plaque ?

Les zones actives (dorsales et zones de subduction) divisent l'enveloppe externe de la terre, ou lithosphère, en un ensemble de blocs, flottant sur l'asthénosphère, constituée de matériaux plastiques et déformables. Ces portions de lithosphères rigides et indéformables sont des plaques.

La superficie des plaques est variable (mineurs et majeures) et d'épaisseur comprise entre 70 et 100 Km suivant qu'il s'agit d'une plaque océanique ou continentale. « elles se caractérisent par des vitesses relatives allant d'un centimètre par an à plus d'une dizaine de centimètres par an ». Les vitesses sont qualifiées de lentes si elles ne dépassent pas 2 cm/an, elles sont moyennes si elles ne dépassent pas 5 cm/an et d'élevées si elles sont supérieures à 8 cm/an [1].

La **figure. 1.3** montre les six grandes plaques, Africaine, Américaine, Antractique, Eurasienne, Indienne et Pacifique, et quelques plaques plus petites.

La carte des plaques (**fig. 1.3**) correspond à la carte des séismes : leurs limites n'ont aucun rapport avec la distribution géographique des océans et de continents. Si la plaque pacifique est constituée uniquement de lithosphère océanique, la plupart des autres comprennent à la fois lithosphère continentale et océanique : par exemple, la plaque nord-Américaine s'étend jusqu'à la dorsale médio-Atlantique.

Les séismes dans leur quasi-totalité, sont dus aux mouvements de ces plaques rigides que l'on appelle plaques tectoniques (**fig. 1.4**), mouvement qui conduit donc, ici à l'écartement de deux entre elles, là à leur affrontement, ailleurs à leur relatif coulissage horizontal.

⁶ Passage d'un corps de l'état gazeux ou solide à l'état liquide.

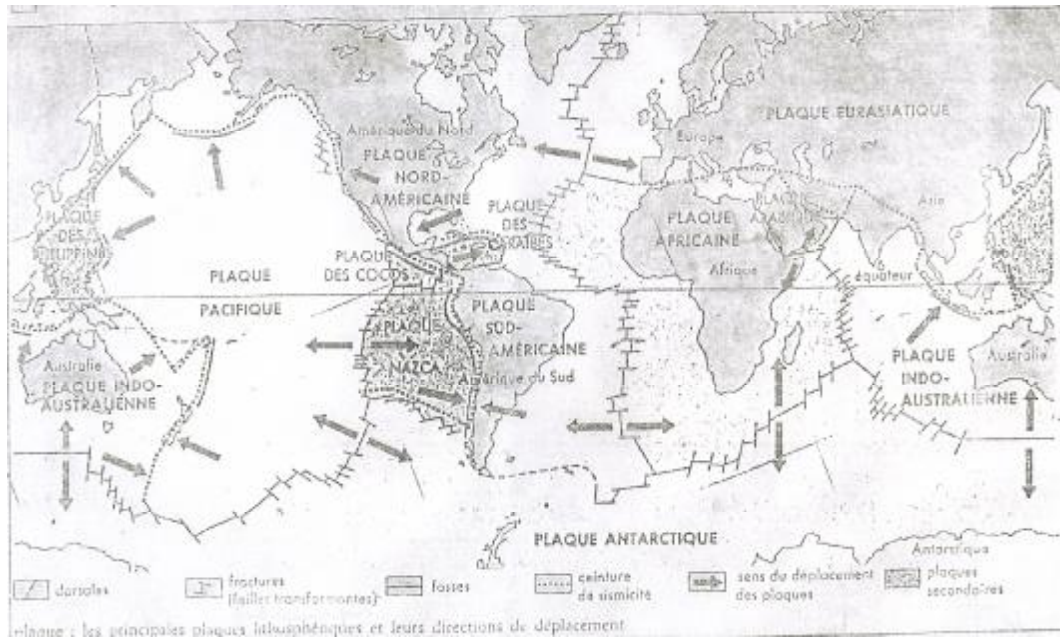


Fig. 1.3 Planisphère montrant les six grandes plaques.

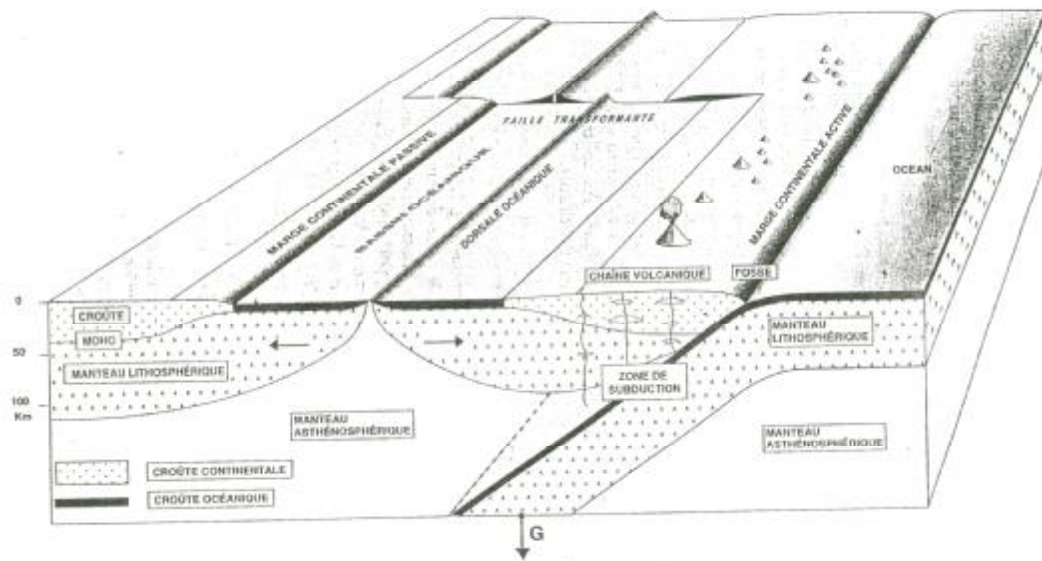


Fig. 1.4 La tectonique des plaques.

1.2.1.3 Les mouvements des plaques :

Les plaques peuvent s'écarter l'une de l'autre à des vitesses de quelques centimètres par an : ces mouvements dits de divergence se produisent au niveau des dorsales (**fig. 1.5**) « celles-ci sont des sortes de montagnes sous marines qui serpentent dans les principaux bassins océaniques de la terre et dont la sommet est représenté par une sorte de vallée (rift).» où se met en place la croûte océanique à partir de matériaux issus du manteau.

Il fallut attendre les années cinquante (1950) pour que des chercheurs découvrent que les fonds océaniques qui, en continuelle expansion, écartent l'un de l'autre les continents. Et que les fonds océaniques sont affectés de très longues cassures, et que les immenses dalles qui ces fissures délimitent dérivent, entraînées par les courants magmatiques sous la lithosphère.

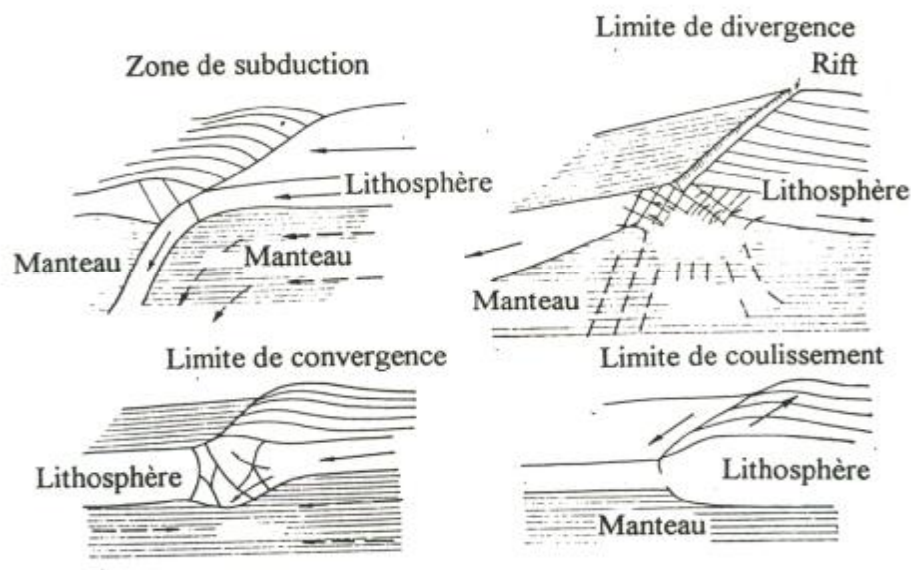


Fig. 1.5 Types fondamentaux de mouvements des plaques lithosphériques. Les flèches continues indiquent le mouvement des plaques alors que les flèches en ligne discontinue montrent le mouvement de la substance du manteau.

A l'origine de tous les mouvements des plaques se trouvent donc ceux que provoque l'expansion des fonds océaniques appliqués à la base de l'écorce par de larges courants divergents du magma en fusion, s'exercent des contraintes tellement puissantes qu'elles arrivent, après l'avoir étirée jusqu'à sa limite de plasticité, à la briser lorsque est dépassé le seuil de résistance mécanique des roches qui le composent.

§ Les mouvements du manteau :

Les mouvements déterminant la mobilité des plaques sont complexes et mettent en jeu de vastes mouvements impliquant le manteau. Il est aujourd'hui admis que le manteau, pourtant solide mais déformable, est animé de lents mouvements de matière (**fig. 1.6**). Ceux-ci sont provoqués par les différences de température existant entre la base du manteau et les parties superficielles de la terre. Cette différence de température provoque des mouvements continus. Les courants chauds montent vers la surface où les continents s'écartent, l'intervalle se remplit

de roches fondues. Là où les courants se sont refroidis, ils deviennent plus lourds et s'enfoncent en entraînant de la croûte dans le manteau. Ces mouvements qui assurent des transferts de chaleur liés à des transferts de matières, sont des courants de convection.

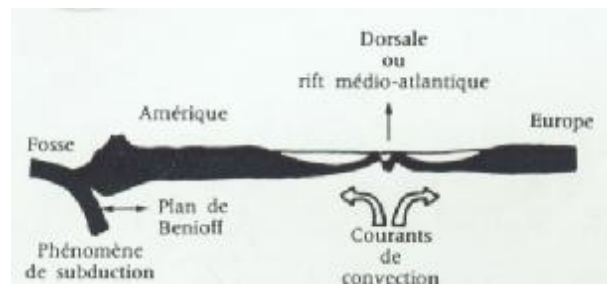


Fig. 1.6 Courant de convection.

Le globe, lui, n'étant pas en expansion, à l'expansion des fonds océaniques, là où il y a naissance d'une nouvelle croûte et inversement il faut que corresponde un processus qui le contrebalance et maintienne constante –puisque l'est– la superficie de la terre. Ce processus est celui de la subduction (**fig. 1.5**) ou il y aura destruction de la même quantité de matériaux.

Les zones de subduction diffèrent selon que le front des plaques qui s'affrontent sont toutes deux océaniques, toutes deux continentales, ou continentale l'une et océanique l'autre.[15]

- **Convergence océan-océan :**

Le cas le plus simple de convergence entre plaques est celui de deux lithosphères océaniques. La subduction se fait avec un angle élevé supérieurs à 50° . L'une des deux plonge par-dessous l'autre et descend dans le magma (et se sera la plus dense).

La subduction Caraïbe où la plaque atlantique disparaît pour partie sous la plaque Caraïbe (**fig. 1.3**) est un exemple de convergence océan-océan. La vitesse de convergence varie ici, suivant les auteurs, entre 2 et 3.5 cm/an.

- **Convergence océan-continent :**

En effet, lorsque deux plaques tectoniques en deviennent à s'affronter, l'une se trouve obligée de passer par dessous l'autre. Ce sera la plus dense des deux. Si sa densité le permet, et c'est le cas des plaques océaniques, faites de roches basiques, riches en fer et donc relativement denses, la mince dalle, tant sous l'effet des poussées exercées sur ses arrières par le phénomène d'expansion qu'entraînée par les courants de convection sous-jacente, va, telle une lame, pénétrer dans l'asthénosphère fluide. Elle y pénètre sous un angle 30° à 40° et, à mesure qu'elle s'enfonce, sa température s'élève, jusqu'à finalement l'amener aux points de fusion successifs des minéraux qui la composent.

On peut prendre comme exemple typique la subduction de la plaque Nazca (pacifique Est) sous l'Amérique de sud.

- **Convergence continent-continent :**

La convergence conduit parfois à l'affrontement ou à la collision de deux blocs continentaux qui ne peuvent s'enfoncer par subduction parce que la croûte continentale ne s'enfonce pas dans le manteau. Par ailleurs, la convergence de deux plaques tectoniques est à l'origine de la naissance des chaînes de montagnes, comme des Alpes à l'Himalaya.

On peut prendre comme exemple typique la collision Europe-Afrique. La collision au sud de l'Espagne et en Afrique du nord qui s'est produite le séisme d'El-Asnam (1980, $M_s = 7.3$).

Deux plaques peuvent se coulisser les unes par rapport aux autres le long des failles transformantes sans que s'observe une augmentation ou une diminution de surface (**fig. 1.5**) : il en résulte qu'elles sont parallèles au mouvement des plaques. Elles relient deux dorsales et zones de subduction. Le plus bel exemple est la Californie, cisailée par la faille de San Andreas, séparant la plaque pacifique, à l'ouest, de la plaque Américaine à l'Est, et qui explique la sismicité de cette région.

L'élaboration de la théorie de la tectonique des plaques a permis de mettre en évidence les limites des plaques principales et les contraintes intervenant dans le processus général.

On distingue trois sortes de limites entre les plaques (**fig. 1.4**) :

- Extension normale le long des dorsales océaniques ;
- Convergence dans les zones de subduction (collision) ;
- Coulisage horizontal : faille transformante.

Les séismes sont provoqués, par la fracturation des roches de la lithosphère sous l'effet des contraintes engendrées par les mouvements des plaques, ce qui explique les séismes à leurs frontières.

1.2.2 Approche de la théorie d'élasticité :

Une approche pour l'étude de ce phénomène consiste à considérer que les roches se comportent comme des matériaux élastiques et que les séismes sont produits par la relaxation brusque des contraintes lors du glissement suivant un plan de faille. On passe donc d'un premier état d'équilibre correspondant à des contraintes importantes à un second état où après glissement, ces contraintes auront disparu partiellement ou en totalité.

La rupture cesse de se propager lorsque l'énergie potentielle de déformation est épuisée. La faille ainsi créée coupe les terrains et constitue une surface de moindre résistance. Si les déformations dans la même région, c'est donc de préférence sur une faille déjà formée que se produit la nouvelle rupture. Cette faille rejoue, et c'est là, beaucoup plus fréquemment que la formation d'une faille nouvelle, la cause ordinaire des séismes.

L'endroit où se produit le séisme est appelée *foyer* ou *hypocentre* (**fig. 1.7**) le point en surface (champ libre) situé à la verticale de l'hypocentre est appelé *épicroentre* du tremblement de terre. La distance entre ce point et l'endroit d'enregistrement de l'accélérogramme est appelée *distance épicroentrale*, la distance entre le foyer et l'endroit d'enregistrement est appelée *distance focale*.

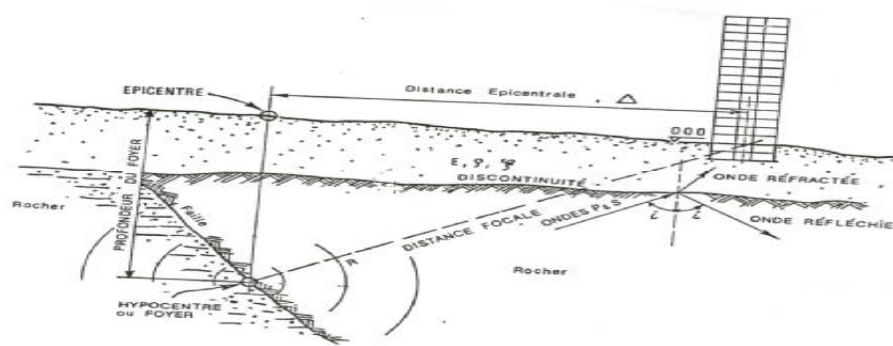


Fig. 1.7 Naissance du séisme.

1.3 Faille :

La faille constitue une cassure de terrains géologiques suivie d'un mouvement relatif des parties séparées. En pratique, ce terme désigne le plus souvent des accidents verticaux, ou à pendage fort et n'impliquant pas de recouvrement important (chevauchement⁷). La longueur des failles peut varier de quelques mètres à plusieurs dizaines ou centaines de Km. La valeur du déplacement (le rejet) est variable selon les points pour une même faille, et peut se situer entre le décimètre et plusieurs kilomètres verticalement, plusieurs dizaines de kilomètres horizontalement. Les déplacements importants se sont effectués en plusieurs étapes liées à l'histoire tectonique de la zone considérée : il est souvent difficile d'évaluer l'ampleur des mouvements .

1.3.1 Nomenclature relative aux failles :

Les deux parties séparées par la faille sont appelées compartiments (**fig. 1.8**), les surfaces engendrées par les cassures sont les lèvres ; ces dernières sont parfois polies par le frottement et donnent, lorsque l'érosion les dégages, un miroir de failles sur lequel on voit habituellement des stries qui matérialisent la direction du mouvement. L'ampleur du déplacement est le rejet. Il peut être considéré comme la somme vectorielle de trois composantes orthogonales : l'une horizontale et située dans le plan de la faille est le décrochement (rejet horizontale longitudinale) ; une autre horizontale et perpendiculaire à la précédente est le rejet horizontal transversal (suivant les cas, raccourcissement ou distension) ; la troisième, verticale, est le rejet vertical. Le regard de la faille est le côté vers lequel est tournée la lèvre du compartiment soulevé.

⁷ Mouvement tectonique conduisant un ensemble de terrains à en recouvrir un autre par l'intermédiaire d'un contact anormal peu incliné.

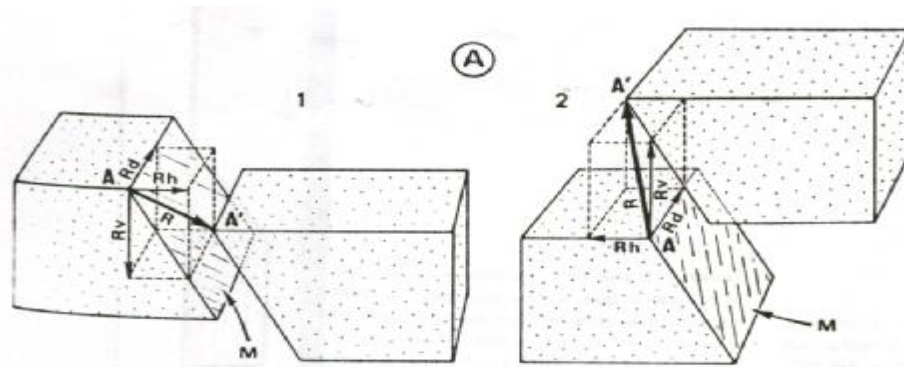


Fig. 1.8 Nomenclature relative aux failles.

M : miroir avec stries, R : rejet décomposé en : Rd (décrochement) ; Rh (rejet horizontal transversal) ; Rv (rejet vertical). Le regard de 1 (qui est une faille normale) est vers la droite, celui de 2 (qui est une faille inverse) est vers la gauche.

1.3.2 Classification des failles :

La classification la plus simple (selon leur rejet) se résume comme suit (**Fig. 1.9**) :

- ∅ *Les failles normales* (failles directe, de distension), le rejet horizontal transversal correspondant à une distension. Ces failles se caractérisant par la séparation partielle des deux compartiments qui, soumis à des forces d'étirements s'écartent l'un de l'autre ce qui provoque l'effondrement de l'un des blocs.
- ∅ *Les failles inverses* (failles de compression), où le rejet horizontal transversal correspond à un raccourcissement (il y a alors chevauchement du compartiment situé au-dessus du plan faille sur l'autre compartiment), ces failles qu'on appelle également chevauchantes. A l'inverse du cas précédent, les deux blocs sont poussés l'un vers l'autre par des forces de compression.
- ∅ Le troisième type de faille se rapporte aux *failles décrochantes* ou tout simplement décrochement vertical. Un tel évènement provoque le coulissage horizontal des deux blocs séparés en sens contraire de part et d'autre du plan de faille.

Les failles sont classées également comme suit :

- ∅ *Faille active :*

C'est une faille qui a joué pendant le régime sismotectonique actuel et par conséquent rejouera de nouveau dans le futur.

La majorité des séismes à l'échelle locale se produisent fort probablement le long des failles déjà existantes, car les forces tectoniques ne sont probablement pas assez importantes pour donner naissance à de nouvelles failles. Mais ces forces sont plutôt capable de réactiver des failles déjà existantes, soit le long des zones de faiblesse de la croûte terrestre [2].

Ø Faille non active :

Cette définition est relative aux failles ayant joué durant une période mais présente un caractère d'inactivité dans le régime sismotectonique actuel.

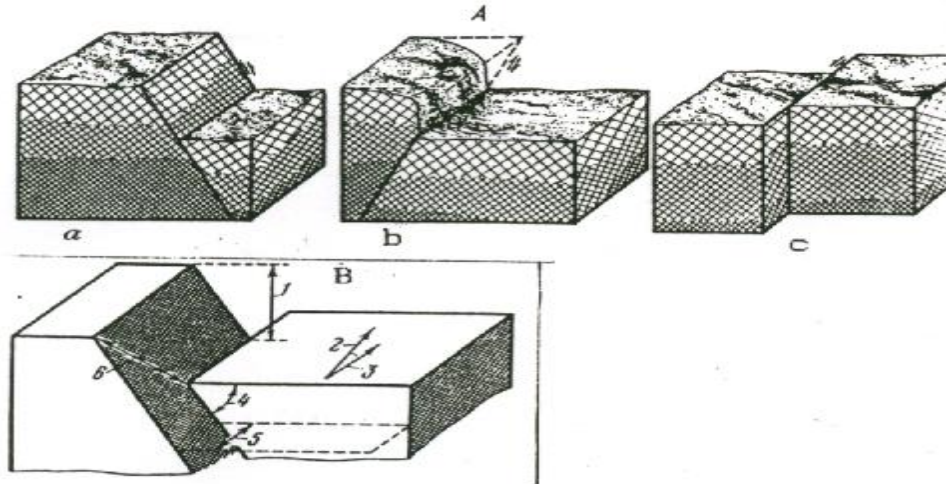


Fig. 1.9 Types fondamentaux des failles (A) et leurs éléments (B).
 a-Faille normale (dilatation) ; b-Faille inverse (compression)
 c-Faille transversale (cisaillement) ; 1-Déplacement vertical
 2-Nord ; 3-Direction d'allongement ; 4-Angle d'incidence ;
 5-Déplacement horizontal ; 6-Déplacement en surface.

1.4 Les répliques :

On admet que le séisme principal survient lorsque les roches qui bordent une faille se brisent brusquement sous l'effet des contraintes qui se sont accumulées pendant plusieurs années voire plusieurs centaines d'années [2]. La secousse principale est suivie dans la plupart des cas d'une série de séismes, nombreux et longuement échelonnés dans le temps. Dans certains cas les répliques peuvent être aussi, violents que la secousse principale. Mais dans la majorité des cas, les répliques sont moins intenses que le séisme principal et ils peuvent durer des semaines voire des années.

Les répliques se caractérisent généralement par une magnitude moins importante que le choc principal, mais pouvant réveiller le doute, l'angoisse au sein de la population et achever les destructions causées lors du séisme principal.

Des statistiques font ressortir que les fréquences des répliques diminuent irrégulièrement et ils se caractérisent par des magnitudes moyennes devenant rapidement stationnaires.

Les origines des répliques restent encore mal connues, toutefois la majorité des géologues et des géophysiciens s'accordent que les répliques résultent de fait de l'interdépendance des équilibres des régions voisines.

La faille donnant naissance au séisme principal est géométriquement et mécaniquement trop simple pour atténuer complètement les contraintes. Son jeu peut même affecter les zones

voisinantes et donc des accidents géologiques connexes. Là de nouvelle déformation prennent naissance et annulent la résultante par glissement ou par ruptures secondaires. Ceci dit, lors du séisme principal, les couches géologiques seront dérangées de leur position d'équilibre.

Elles sont également décomprimées, et ne retrouvent leur position d'équilibre qu'après des soubresauts s'amenuisant et devenant de moins en moins fréquents dans le temps.

Les épencentres des répliques sismiques ne coïncident pas forcément avec l'épicentre du choc principal.

Les observations montrent que les épencentres des répliques peuvent migrer aussi bien horizontalement que verticalement.

Toutefois, ils restent localisés au voisinage des failles qui avaient engendré le séisme principal.

Dans certains cas, les répliques migrent sur les failles secondaires avoisinants la faille principale.

1.5 Classification des séismes :

Le foyer ou l'hypocentre est le lieu qui constitue l'origine de l'énergie de l'ébranlement des roches. Selon la profondeur des foyers on classe les séismes en :

- Superficiels (normaux) ;
- Intermédiaires ;
- Profonds.

La plus grande partie de ces séisme se situe sur les frontières des plaques lithosphériques. Toutefois leur caractéristiques différent suivant qu'il se manifestent dans les zones de divergence (axe des dorsales), dans les zones de contact de deux plaques lithosphériques ou encore le long des failles transformantes (frottement d'une plaque contre une autre plaque).

1.5.1 Les séismes superficiels :

La croûte terrestre étant rigide, elle peut casser. Etant donné que les plaques lithosphériques ont une épaisseur moyenne d'environ 70 Km, la majorité des séismes sont évidemment superficiels c'est à dire que les foyers ne dépassent pas une profondeur de quelques dizaines de kilomètre (0 – 70 Km environ). Ils caractérisent les zones de tension des dorsales océaniques ainsi que les mouvements le long des failles transformantes.

Cette catégorie de séisme superficiels constituent la majorité des séismes destructeurs. Ils sont caractérisent par des fréquences d'apparition diminuant en fonction de la profondeur .

De même, des observations montrent que leur intensité s'amenuise rapidement avec la distance.

Les zones de divergence des plaques tectoniques c'est à dire les bandes étroites de terrains centrées sur l'axe des dorsales médio-océanique constituent la principale source de ce type de séisme. Car dans cette zone la croûte océanique est essentiellement très jeune (neuve) c'est à dire qu'elle n'a pu encore avoir le temps de devenir épaisse ni suffisamment rigide et par conséquent les séismes qui y prennent naissance sont d'une part superficiels et d'autre part,

ils sont de faible intensité. Par contre dans les zones de convergence des plaques, la croûte terrestre est plus ancienne, plus épaisse et plus rigide. En conséquence les séismes sont plus forts.

Enfin, dans les zones de frottement des plaques tectoniques (coulissage) est essentiellement en fonction de la consolidation de la croûte terrestre et de la longueur du compartiment.

Ce type de séisme est également caractéristique à la large bande continentale qui va de la Birmanie à nos régions méditerranéennes. Ici les séismes sont associés aux hautes chaînes de montagnes (zone alpine).[1]

1.5.2 Les séismes intermédiaires :

Ce sont des ébranlements dont la profondeur des foyers est comprise entre 70 et 350 Km. Cette catégorie de séismes constitue environ 25% de la totalité des séismes.

1.5.3 Les séismes profonds :

Ils sont rares que les deux catégories précédentes et ne représentent qu'environ 5%. Les séismes profonds ont des foyers qui se situent entre 350 et 700 Km⁸ et ils se produisent essentiellement le long d'une plaque lithosphérique qui plonge sous une autre plaque aussi longtemps que les paramètres pression et température n'ont pas encore transformé les roches à un état fluide (visqueux).

Autrement dit cette catégorie de séisme se produit que si des forces de compression contraignent la lithosphère à plonger dans l'asthénosphère.

Les séismes intermédiaires et profonds se produisent essentiellement dans les zones de subduction et sur les plans de Bénéioff⁹, zones qui marquent l'enfoncement et la destruction des plaques lithosphériques dans l'asthénosphère.

En outre, on différencie les séismes intermédiaires et profonds des séismes superficiels grâce à l'étude des éléments suivants :

- Û Lignes isoséistes ;
- Û Ecartement des lignes des temps .

Dans le premier cas on observe un grand écartement des lignes isoséistes. Dans le second cas, on observe un écartement des lignes de même temps d'arrivées des ondes près du foyer.

De même que pour les séismes intermédiaires, les séismes profonds sont ressortis en surface avec beaucoup moins d'intensité que les séismes normaux. Certains d'entre eux ne sont détectés que grâce aux appareils sismographiques.

La faible épaisseur de l'écorce terrestre océanique explique pourquoi tous les tremblements de terre accompagnant le phénomène d'expansion sont très superficiels. Alors que

⁸ La limite de 700 Km serait due à la résorption de la lithosphère dans l'asthénosphère, compte tenu des propriétés physiques de cette dernière.

⁹ Zone peu épaisse, grossièrement assimilable à un plan, où sont localisés les foyers des séismes près des fosses océaniques. Cette répartition des foyers traduit l'enfoncement, ou subduction, d'une portion de lithosphère océanique sous une autre lithosphère continentale.

les séismes qui ponctuent le phénomène de subduction se produisent jusqu'à des profondeurs de centaines de Km et leur énergie peut être des milliers de fois supérieure à celle des chocs relativement modestes qui caractérisent les rifts océaniques. Ceci parce que les roches résistent mieux à la compression qu'à l'extension et qu'il faut donc une accumulation plus grande de contraintes pour arriver à les briser. La libération soudaine de cette colossale quantité d'énergie déclenche des ondes sismiques d'une amplitude très supérieure à celle que libère la fracturation par extension. Il en est de même pour les chocs engendrés par coulissage latéral, où, comme pour la subduction, les obstacles sont constitués par les aspérités rocheuses qui entravent la progression des plaques : plus ces aspérités sont importantes à accumuler et plus importante donc sera la magnitude du tremblement de terre résultant. [15]

Les séismes des rifts océaniques sont superficiels, car ils n'affectent que la mince coquille du fond des océans. Les séismes provoqués par coulissage sont eux aussi superficiels puisqu'ils se produisent exclusivement dans l'écorce terrestre, laquelle va de moins de dix à quelques dizaines de Km seulement d'épaisseur. Et seuls les séismes de subduction peuvent se produire partout où existent encore des roches solides, donc sujettes à fracturation. [15]

1.6 Propagation des ondes :

A partir du foyer, la secousse sismique se propage sous forme d'ondes de divers types, qui, compte tenu de l'hétérogénéité du sol, engendrent en surface un mouvement complexe difficilement prédictible en un site donné. On peut illustrer facilement cette notion avec l'image de la pierre jetée à l'eau. Celle-ci donne naissance à des ondes qui s'éloignent du point d'impact .

On peut distinguer les principaux types d'ondes que montre la **figure. 1.10** [16].

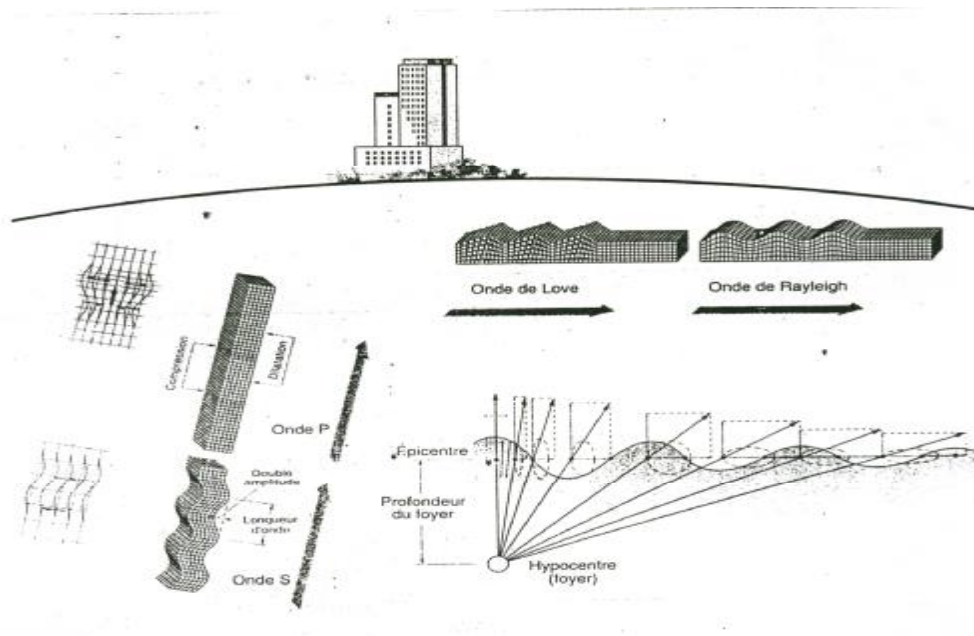


Fig. 1.10 Ondes sismiques.

1.6.1 les ondes de volume :

Elles prennent naissance dans le foyer et se propagent à l'intérieur de la terre sous deux formes :

Ø *ondes P (ondes primaires) ou ondes longitudinales :*

Ces ondes se propagent, dans la croûte terrestre, avec une vitesse de 6 à 8 Km/s et s'accompagnent d'un changement de volume (compression et dilatation alternée).

ce type d'ondes induit un mouvement verticale (pompage) dans les ouvrages (**fig. 1.11**). Ce mouvement sera d'autant plus important que l'ouvrage se trouve à proximité de l'épicentre ;

Ø *ondes S (ondes secondaires) ou ondes de cisaillement :*

Ces ondes se propagent, dans la croûte terrestre, avec une vitesse d'environ 3 à 5 Km/s et s'accompagnent d'une distorsion dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation, provoquant un cisaillement sans changement de volume (**fig. 1.10**). C'est bien ce type d'ondes qui introduit un mouvement horizontal (Tamis) dans les ouvrages (**fig. 1.11**). À la différence des ondes longitudinales, les ondes transversales ne peuvent se propager dans les milieux liquides ou gazeux, en raison de l'inaptitude de ces milieux à transmettre les efforts de cisaillement.

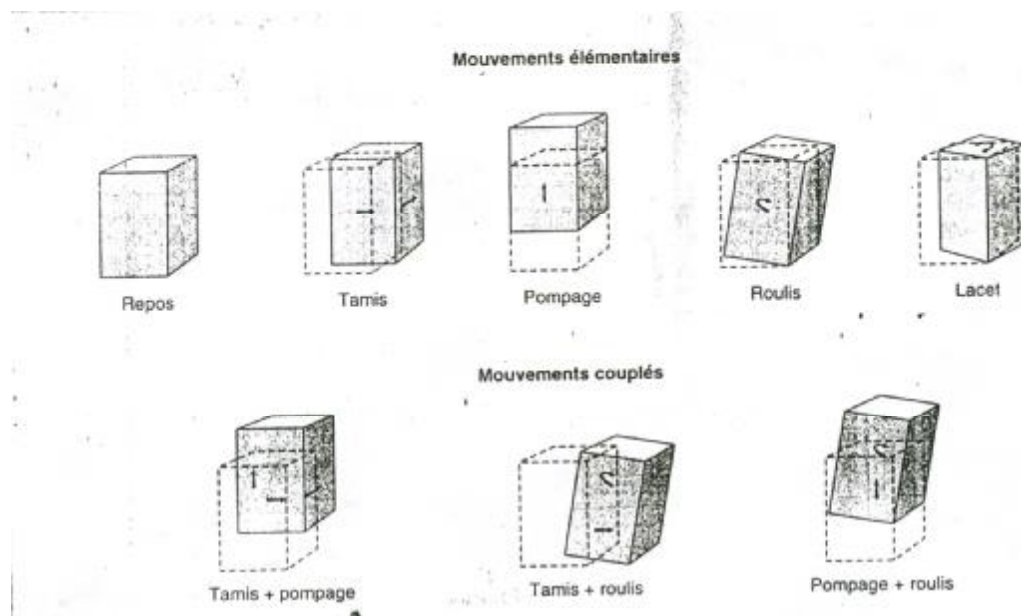


Fig. 1.11 Réponses d'un ouvrage rigide aux mouvements provoqués par l'action sismique.

Si l'on assimile le sol à un solide homogène et isotrope (par exemple un substratum rocheux), par la théorie de l'élasticité on peut calculer la vitesse de propagation de ces ondes à partir des caractéristiques du sol.

Notons par :

ρ : densité du milieu [Ns^2 / m^4] ;

E : Module d'élasticité dynamique [N / m^2] ;

G : Module de cisaillement dynamique [N / m^2] ;

ν : coefficient de poisson ;

λ : constantes de lamé .

On a :

$$\lambda = \frac{\nu E}{(1-2\nu)(1+\nu)} \quad (1.1)$$

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)} \quad (1.2)$$

Dans la théorie de l'élasticité, on admet l'hypothèse qu'à l'état initial les corps ne subissent aucune contrainte. Aucun élément de son volume n'est donc sollicité. Aussi tôt qu'on lui applique une charge, des contraintes et des déformations apparaissent, qui sont liées entre elle par des relations linéaires :

$$E = \frac{\sigma}{e} \quad (1.3)$$

$$\nu = \frac{e_t}{e} \quad (1.4)$$

où :

σ : contrainte normale dans une direction donnée ;

e : déformation dans la même direction ;

e_t : déformation dans la direction perpendiculaire.

Les vitesses de propagation des ondes sont données par les formules suivantes :

Ø pour les ondes P (en m/s)

$$v_p = \sqrt{\frac{I+2G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1-2\nu)(1+\nu)}} \quad (1.5)$$

Ø pour les ondes S (en m / s)

$$v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}} \quad (1.6)$$

Soit encore :

$$G = \rho v_s^2 \quad (1.7)$$

$$\lambda + 2G = \rho v_p^2$$

Le rapport des vitesses des ondes P et S est donc :

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} \quad (1.8)$$

et ne dépend que du coefficient de poisson (ν). Pour la plupart des sols, $\nu = 0.18$ à 0.40 .

Les ondes P se propagent donc plus vite que les ondes S, pour $\nu = 0$, on est à la limite inférieure du rapport de deux vitesses et pour $\nu = 0.50$, on touche à la limite théorique supérieure.

Les deux types d'ondes arrivent en même temps en des points situés près du foyer, mais les ondes S, qui se propagent plus lentement, arrivent plus tard en des points éloignés de la source ;

- Ondes P, dans le granite : 6.0 Km/s ; dans l'eau 1.5 Km/s ;
- Ondes S, dans le granite : 3.0 Km/s ; dans l'eau 0 Km/s.

La différence des temps d'arrivée des ondes P et S sera d'autant plus grande que la distance à l'épicentre est plus importante. De la mesure de cette différence des temps des propagation, on peut déduire la distance entre la source et le point d'enregistrement.

Les dimensions d'une onde harmonique sont exprimée en terme de période T et de longueur L.

- Vitesse de l'onde $v = \frac{L}{T}$ (1.9)

- Fréquence de l'onde $f = \frac{1}{T}$ (1.10)

Lorsqu'une onde de volume heurte une surface de discontinuité, séparant deux milieux ayant des propriétés physiques différentes (par exemple deux sortes de roches ou une roche et une couche alluvionnaire), il se produit des phénomènes de réflexion et de réfraction dans le second milieu (**fig. 1.7**). De plus, il se produit des changements de d'onde, une onde incidence donnant en général naissance à des ondes de surface. Après réflexion ou réfraction, la nature des ondes (P ou S) peut changer : par exemple une onde P donne naissance à deux ondes réfléchies (P et S) et deux ondes réfractées (P et S).

Quand les ondes P et S atteignent la surface du sol, la plus grande part de l'énergie qu'elles transportent est réfléchi vers l'intérieur de la croûte terrestre. De telle sorte que la surface est affectée presque simultanément par les ondes montantes et descendante. C'est pour cela qu'il se produit une amplification considérable des secousses près de la surface, amplification d'autant plus importante que le sol est de mauvaise qualité (alluvions).

1.6.2 les ondes de surface :

les ondes de volume qui arrivent à la surface de la terre donnent naissance à des ondes de surface ne concernant le sol que sur une profondeur extrêmement faible (**fig. 1.10**).

Les ondes de surface les plus importantes sont les suivantes :

Ø *Ondes de Rayleigh* : ce sont des ondes pour lesquelles les points du sol décrivent des ellipses dans le plan verticale de propagation et dans le sens rétrograde. Ce mouvement (roulis) (**fig. 1.11**) est semblable au mouvement de la houle et entraîne des compressions (ou des tractions) ainsi que des cisaillements dans le sol ;

Ø *Ondes de Love* : ce sont des ondes pour lesquelles les points du sol se déplacent dans un plan tangent à la surface et perpendiculairement à la direction de propagation. Leur mouvement (lacet) (**fig. 1.11**) n'engendre que des contraintes de cisaillement.

L'onde de compression P est habituellement moins dangereuse pour les édifices que ne le sont les ondes S et L. D'une part, l'onde P a une amplitude d'ordinaire plus petite que celle des ondes de cisaillement. D'autre part, les constructions ont été conçues pour résister à l'accélération de la pesanteur, qui est une force verticale. Or, la force exercée par les ondes P est dans la direction du mouvement du sol, qui est, aussi, voisine de la force verticale et ne dépasse que très rarement la gravité, puisque la plupart des ouvrages sont construits avec un coefficient important de sécurité, ils seront très rarement endommagés par les forces verticales sismiques. Ce n'est pas le cas des autres vibrations de cisaillement pour lesquelles le mouvement est horizontal.

1.7 Mesure de l'importance d'un séisme :

La question qui se pose est de savoir comment comparer les sévérités respectives de divers tremblements de terre. La difficulté vient de ce que les effets d'un séisme déplacent non seulement des accélérations et de leurs contenus fréquentiels, mais aussi de la façon dont ces contenus fréquentiels et les propriétés dynamiques de la structure se situent les uns par rapport aux autres : telle secousse dangereuse pour les ouvrages rigides et peu élevés peut être bénigne pour les constructions souples et élancées ou vice versa.

Bien qu'il soit théoriquement possible de traiter les actions sismiques comme des fonctions de plusieurs variables, il est souhaitable pour l'étude de leur distribution et celle de comportement des ouvrages de disposer d'un paramètre unique susceptible de caractériser dans son ensemble le potentiel destructeur d'un séisme. On utilise souvent à cet effet la notion d'intensité macrosismique et la notion de magnitude.

On ne doit pas confondre magnitude et l'intensité : A l'inverse de la magnitude qui se calcule, l'intensité d'un séisme ne peut donner lieu qu'à une estimation. La magnitude est une valeur associées uniquement au séisme. L'intensité est associée au lieu d'observation.

1.7.1 Intensité :

Vers la fin du XIX^e siècle, les sismologues ont cherché à décrire les séismes en définissant des caractéristiques physiques chiffrables applicables à tous les tremblements de terre. C'est ainsi qu'on a vu naître une notion - encore empirique - d'intensité macrosismique, déterminée suivant les réactions humaines et les conséquences dommageables ou non sur les constructions et sur l'environnement en un endroit donné. C'est donc une caractéristique essentiellement variable d'un lieu à l'autre ; maximale dans la région de l'épicentre, elle décroît régulièrement, sauf singularité, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de ce point. Une décroissance rapide sera l'indice d'un foyer proche de la surface.

Les intensités sont évaluées en comparant les effets constatés avec ceux décrits dans les échelles macrosismique : les séismes historiques sont donc connus principalement à travers l'intensité qui leur est attribuée. Différentes échelles d'intensité ont été définies, qui classent les effets sismiques suivant leur importance croissante, à l'aide de descriptions conventionnelles.

La première échelle d'intensité a été établie par Rossi et Forel, en 1880 et compte 10 degrés. Elle est par la suite modifiée par G. Mercalli en 1902. L'échelle JMA (Japan Meteorological Agency) est utilisée au Japon depuis 1952. Il y'a aussi l'échelle de Mercalli

modifiée (MM, USA, 1931 et 1956) (**annexe I**) et enfin l'échelle de Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK) (**annexe II**) qui est la plus utilisée en Europe et dans les pays méditerranéens.

L'échelle MSK remise à jour en 1992 sous la nouvelle appellation EMS 92 (ou European Macroseismic Scale 1992) et publiée par Grunthal (1998) (**annexe III**) a été élaborée par un groupe de travail de la commission Sismologique Européenne (ESC). C'est une échelle qui compte (12) douze degrés allant de l'événement non ressenti, même dans les conditions favorables, pour l'échelle 1, à la destruction de presque toutes les structures sur et sous terre[10].

L'évaluation de l'intensité d'un séisme sur une échelle d'intensité ne se réfère pas aux mesures des mouvements du sol par des instrumentales, mais dépend des observations des effets produits dans la zone macrosismique.

Ces estimations subjectives sont utiles pour évaluer l'importance de tremblement de terre lorsque des enregistrements ne sont pas disponibles ; ainsi, à partir de l'examen des effets observés, on peut réaliser des cartes des isoséistes et préciser la position de l'épicentre.

L'évaluation d'une intensité par ce procédé suppose des enquêteurs possèdent de bons renseignements sur la valeur technique des ouvrages éprouvés (**annexe IX**) ; ainsi, une surestimation de la qualité moyenne des bâtiments conduit à attribuer au séisme une intensité supérieur à l'intensité réelle, et donc à interpréter de façon erronée et exagérément optimiste le comportement de quelques ouvrages un peu mieux construit que la moyenne.

Cette échelle descriptive reste importante, d'abord parce que dans ce nombreuses régions sismiques il n'y a pas d'accélérographe, ensuite parce que les archives historiques des pays sismiquement actifs sont fondées sur de telles descriptions.

1.7.2 Magnitude :

La notion magnitude a été introduite en 1935 par le sismologue américain RICHTER. Elle caractérise l'énergie libérée par la rupture de la faille dans la zone épiscopentrale.

En pratique, la magnitude d'une secousse sismique est déterminée d'après les enregistrements des mouvements du sol effectués en un certain nombre de points d'observation situées à des distances quelconques de l'épicentre.

La notion de magnitude est incomparablement supérieur à celle d'intensité : pour un même tremblement de terre, il y a de très nombreuses intensités, mais il n'existe qu'une seule magnitude.

Contrairement à l'intensité qui apparaît comme limite supérieurement par définition au degré XII, la magnitude n'est pas une échelle en degrés mais une fonction continue, qui peut être négative ou positive et, en principe n'a pas de limites, elle peut atteindre théoriquement n'importe quelle valeurs. En réalité sa valeur minimale est liée à la sensibilité du sismographe. Un sismographe très sensible peut enregistrer une magnitude de l'ordre de 2, équivalente à l'énergie dégagée par la chute d'une brique sur le sol d'une hauteur de 100 m. Sa valeur maximale est liée à la résistance de la lithosphère aux forces tectoniques et à la longueur maximum de la faille susceptible de se fracturer d'un seul coup. Le séisme de plus grande magnitude connu au cour de ce siècle est celui de Chili en 1960, de magnitude 9.5 ; la zone de rupture de la faille a atteint plus de 1000 Km de long. C'est à cause de cette limite qu'on entend parfois parler des 9 degrés de l'échelle de Richter. Les séismes de magnitude supérieure

à 9 sont rares et la magnitude 10 semble être une limite raisonnable compte tenu de la solidité des roches et de la fragmentation des failles.

La magnitude n'est pas une échelle, c'est une fonction logarithmique ; c'est à dire que lorsque l'amplitude du mouvement varie d'un facteur 10, la magnitude change d'une unité. Par exemple, un séisme de magnitude 6 est dix fois plus fort qu'un séisme de magnitude 5 et cent fois plus fort qu'un séisme de magnitude 4.

1.7.3 Les différentes types de magnitude :

La magnitude est calculée soit à partir de l'amplitude du signal enregistré par un sismomètre, soit à partir de la durée du signal lue sur le sismogramme. Son calcul nécessite plusieurs corrélations tenant compte du type de sismographe utilisé, de la distance entre le séisme et la station d'enregistrement, de la profondeur du séisme, de la nature du sous-sol où se trouve la station d'enregistrement. Les corrélations permettent de calculer partout dans le monde la même magnitude pour une même séisme.

Il existe plusieurs échelles de magnitude :

- *Locale M_L* : séismes locaux. Elle est définie à partir de l'amplitude maximale des ondes P. Elle est toujours moyennée sur plusieurs stations en tenant compte des corrélations locales.
- *Magnitude de durée M_D* : on l'utilise également pour des séismes proches mais elle défini à partir de la durée du signal.
- *Magnitude des ondes de surface M_S* : elle est utilisée pour les séismes lointains, dits télé-séismes, dont la profondeur est inférieure à 80 Km. Elle se calcule à partir de l'amplitude des ondes de surface.
- *Magnitude des ondes de volume M_B* : cette magnitude est définie pour tout les télé-séismes et en particulier pour les séismes profonds, car ceux-ci génèrent difficilement des ondes de surface. Elle est calculée à partir de l'amplitude de l'onde P qui arrive au début du sismogramme.
- *Magnitude d'énergie ou de Kanamori M_W* : elle est définie pour les très gros séismes.

En principe, un séisme se caractérise par une seule magnitude , mais en pratique on obtient des résultats légèrement différents suivant l'appareil utilisé et suivant le type d'ondes enregistrées. Les résultats diffèrent beaucoup plus pour les très gros séismes, en particulier ceux dont la magnitude est supérieure à 7, le calcul des magnitudes M_S et M_W est alors mieux adapté.

1.7.4 Relation entre la magnitude et l'énergie émise :

Il y a plusieurs formules empiriques entre l'énergie E libérée par un séisme et la magnitude M_S à partir de l'enregistrement des ondes de surface. Les formules sont différentes d'une région à une autre.

En 1955 GUETENBERG et RICHTER ont proposé la formule empirique :

$$\lg E = 4.8 + 1.5 M_S \quad (1.11)$$

E est l'énergie exprimée en Joule.

Cette formule montre l'existence d'une corrélation entre la magnitude et l'énergie E libérée d'une part et elle montre également que l'accroissement d'une unité de la magnitude M_S de l'onde de surface multiplie l'énergie sismique libérée E par un facteur 30 d'autre part.

1.7.5 Relation entre l'intensité et la magnitude :

Les relations entre magnitude et intensité sont complexes, elles dépendent notamment de la profondeur du foyer. À magnitude égale, les dégâts à l'épicentre sont d'autant plus importants que la profondeur du foyer est faible. Corrélativement, la zone des dégâts est moins étendue.

Un séisme de magnitude $M = 8$, par exemple, ne donne naissance qu'à des intensités faibles et n'a donc pas d'effet destructeur si son foyer est profond (plus de 100 Km) ;

Un séisme de magnitude moyenne, tel que celui d'Agadir ($M = 5.75$), qui a libéré beaucoup moins d'énergie que le précédent, a donné naissance à des intensité XI dans la zone épiscopentrale parce que son foyer n'étant qu'à 3 Km de profondeur.

La magnitude et l'intensité ne sont pas directement liées. Cependant, puisqu'un grand pourcentage des séismes semblent avoir leur origine à une profondeur de 15 à 20 Km, et puisque les conditions dues à la nature des terrains sont souvent assez semblables, il y a une corrélation grossière entre l'intensité d'un séisme et sa magnitude.

A défaut de données instrumentales, on utilise des formules empiriques permettant d'évaluer à partir de l'intensité maximale I_0 la magnitude M du séisme. L'une des relations les plus utilisées est celle de KARNIK .

$$M = 1 + 2/3 I_0$$

Le tableau (1.4) présente les résultats préconisés par GUETENBERG en 1956 de la relation intensité maximale, magnitudes pour différents séismes [1].

Intensité	Dégâts causés	Magnitude
XI – XII	Catastrophes	$M > 7.5$
X	Dommmages sérieux	$7.3 > M > 7.0$
VIII – IX	Dommmages importants aux bâtiments	$6.9 > M > 6.2$
VII	Dommmages légers aux bâtiments	$6.1 > M > 5.5$
VI	Ressenti par tout le monde	$5.4 > M > 4.9$
IV – V	Ressenti par beaucoup de personnes	$4.8 > M > 4.3$
II – III	Ressenti par certains	$4.2 > M > 3.5$

Il faut noter, que pour définir les degrés d'intensité on classe les ouvrages par type en fonction de leur solidité et les dégâts par type en fonction de leur ampleur.

1.8 Détermination de l'épicentre :

L'endroit où, sur une faille démarre la rupture est appelé foyer du tremblement de terre ou hypocentre. L'épicentre est le point de la surface du sol le plus proche du foyer. L'épicentre macrosismique est le lieu de plus forte intensité ressentie, il peut être différent de l'épicentre réel. Autrefois, la détermination de l'épicentre se faisant à partir des appréciations des personnes ayant ressenti le séisme et également les dégâts.

Actuellement, grâce à plusieurs milliers de stations disposées sur l'ensemble de la planète, il est possible de déterminer l'épicentre et l'hypocentre de tous les séismes de magnitude supérieure à 4 et voire même 2 dans certains zones bien surveillées.

Avant d'aborder les méthodes réellement utilisées, voyons deux moyens géométriques simples pour déterminer l'épicentre d'un séisme.

Ø *Détermination de l'épicentre par la méthode des cercles :*

La première méthode nécessite l'utilisation d'au moins 3 stations d'enregistrement situées en des lieux différents et qui enregistrent la composante verticale des ondes P et S.

Elle consiste à évaluer les distances épicentrales associées à chaque station et de tracer sur une carte trois cercles ayant pour centre les trois stations et pour rayons respectifs les distances épicentrales (**Fig. 1.12**). L'intersection de ces trois cercles donne la position de l'épicentre. Plus on utilise de station et plus la précision de détermination de l'épicentre s'améliore.

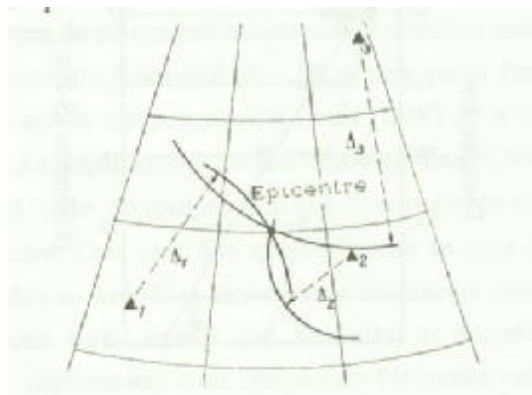


Fig. 1.12 Détermination graphique de l'épicentre.
1,2,3 Stations sismiques ; Δ_1 , Δ_2 , Δ_3 distances épicentrales.

- Comment déterminer la distance épicentrales associées à chaque station ?

A partir des sismogrammes (enregistrements graphiques données par le sismographe) on peut évaluer de plusieurs façon la position du point géographique correspondant à l'épicentre.

Soit le sismogramme représenté par la (**fig. 1.13**), enregistré par une station située dans une ville. L'arrivée de l'onde primaire P est très nette sur l'enregistrement de la composante verticale. La différence des temps d'arrivées entre les ondes primaire et les ondes de surface donneraient une évaluation grossière de la distance. La détermination précise de la distance se base sur une détermination précise du temps d'arrivée de l'onde secondaire S et de la différence S-P en utilisant les tableaux sur les temps de propagation des ondes en fonction des distances (hodochrones). Cette différence peut être aussi calculée à partir du diagramme comme celui de la **figure. 1.14**.



Fig. 1.13 Seismogramme typique d'un séisme lointain.
P, S, L : arrivées des ondes P, S et L respectivement ;
M maximum des ondes de surface.

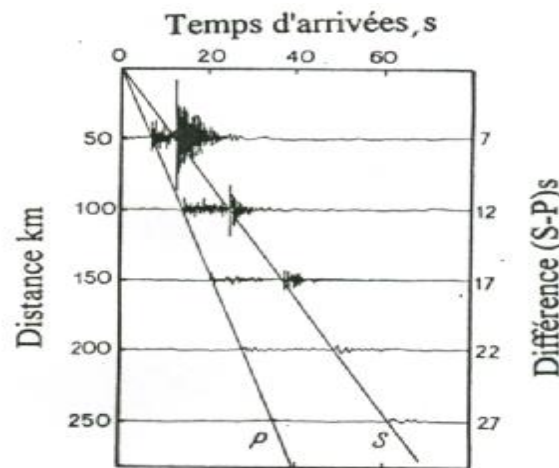


Fig. 1.14 Graphe de dépendance entre l'intervalle des temps d'arrivées des ondes P et S et la distance au foyer.

Ø Détermination de l'épicentre par les méthodes des hyperboles :

La deuxième méthode géométrique nécessite également l'utilisation que les enregistrements des ondes P :

Si t_1 est le temps d'arrivée de l'onde P à la station 1, t_2 celui à la station 2, etc.

Si d_1 est la distance épicentrale à la station 1, d_2 à la station 2, etc. Cette fois, connaissant la vitesse V_P des ondes P et les différences des temps d'arrivée $t_2 - t_1$ que l'on mesure, on arrive à connaître la quantité $d_2 - d_1 = \text{constante}$, définit une figure géométrique, que l'on appelle hyperbole, construite autour des deux stations.

1 – A partir des positions des stations 1 et 2, on trace hyperbole vérifiant la relation :

$$d_2 - d_1 = v_P (t_2 - t_1)$$

chaque point de l'hyperbole vérifie cette relation.

exemple avec : $d_2 - d_1 = 3 \text{ cm}$

ex₁ : $d_2 = 4.5 \text{ cm}$, $d_1 = 1.5 \text{ cm}$

ex₂ : $d_2 = 3.5 \text{ cm}$, $d_1 = 0.5 \text{ cm}$

2 – et 3 – En effectuant l'opération pour 3 stations différents, on obtiendrait ainsi trois hyperboles qui se coupent sur la position de l'épicentre.

Ø *Détermination de l'épicentre par la méthode actuelles :*

Actuellement, on utilise des méthodes numériques sur ordinateur qui reprennent le principe des deux méthodes simples vues ci-dessus.

On dispose des temps d'arrivée à une multitude de stations (beaucoup plus que trois). Si les mesures étaient parfaitement exactes, il suffirait de choisir trois stations au hasard et on obtiendrait le bon résultat. Mais nos mesures comportent forcément une part d'erreur dont l'origine provient par exemple d'une mauvaise identification de l'onde, ou bien d'une erreur de l'opérateur.

C'est un problème numérique classique qui se résout par ordinateur . La solution consiste à minimiser les erreurs entre la solution trouvée et chacune des données. Cette méthode est loin la plus employée et la plus précise d'autant que le nombre de stations est élevé.

1.9 Epicentre macrosismique, isoséiste et pleistoseistes :

Le lieu ou les dégâts sont les plus importantes correspond par définition à *l'épicentre macrosismique* d'un séisme et l'intensité est dite épicentrale.

L'épicentre macrosismique représente une zone ou une surface plus ou moins grande. Sa superficie dépend de la magnitude et de la profondeur du foyer sismique (**fig. 1.15**). Plus la magnitude et la profondeur du foyer sont grandes plus sera grande l'étendue de l'épicentre macrosismique. Plus on s'éloigne de la zone d'épicentre et plus l'intensité du séisme diminue.

Isoseiste : Les lignes qui séparent deux zones où l'intensité macrosismique est différente de un degré sont appelées les isoseistes. La **figure (1.16)** illustre une carte isoseiste d'un séisme et l'influence du foyer sur l'intensité. On remarque que les lignes isoseistes ont une forme irrégulière et il arrive même de situer à l'intérieur d'une même région, des isoseistes d'intensité plus grande. Ceci résulte du fait que l'atténuation des ondes sismiques peut dépendre de la direction de propagation.

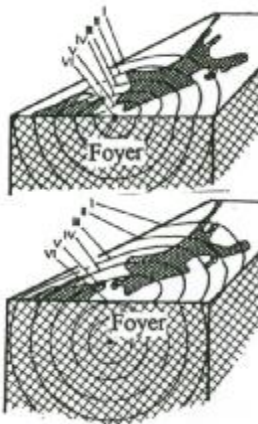


Fig. 1.15 Effet de la profondeur du foyer sur l'intensité du séisme.

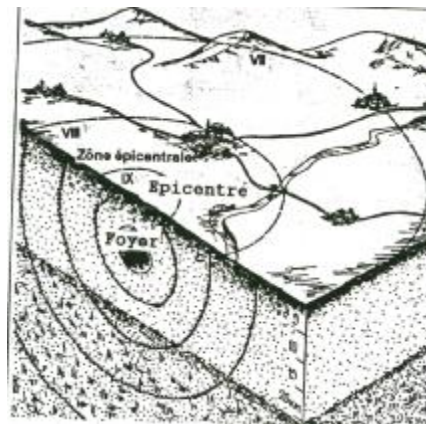


Fig. 1.16 Foyer sismique, zone épicentrale et isoseistes d'un séisme normal.

Après un séisme, le sismologue réalise une carte d'intensité macrosismique de la région affectée par le séisme. Il reporte alors les valeurs de l'intensité éprouvée sur une carte et il trace des courbes de même intensité. Celles-ci portent le nom de lignes isoseistes.

La zone centrale située à l'intérieur de la courbe d'intensité I est baptisée *pleistoseiste*. Elle correspond à la zone à intensité maximale I_0 du séisme. L'allure de la surface pleistoseiste peut montrer la direction de l'accident tectonique qui a causé le séisme.

1.10 Cartes isoseistes :

Pour la localisation à partir des données macrosismiques, nous utilisons les réponses obtenues des enquêtes macrosismiques basées sur l'échelle d'intensité.

Ces enquêtes lancées sur une large région entourant l'épicentre suite à tout événement sismique, envoient un questionnaire à toutes les entités pouvant caractériser la secousse principale. L'analyse des questionnaires ainsi réceptionnés permet ainsi le tracé des cartes ISOSEISTES. Ces cartes servent à déterminer l'intensité macrosismique mais également à réaliser une détermination épiscopentrale macrosismique complémentaire de la détermination instrumentale ou en remplacement de cette dernière lorsque la donnée instrumentale n'est pas disponible.

D'autre part, le tracé des cartes macrosismiques permet ainsi de mettre en valeur une direction privilégiée de la secousse, renseignant ainsi sur l'orientation de la structure active à l'origine du séisme. Ces cartes permettent également une détermination de la profondeur du séisme à partir de la détermination du rayon macrosismique.

Ces cartes ont une utilité dans la détermination des effets de site probable constaté lors de l'occurrence de certains séismes.

Il n'est pas toujours facile de les réaliser du fait parfois du peu de réponses obtenus, certaines peuvent pêcher par quelques imprécisions dues à l'absence de certains questionnaires ou par la contradiction enregistrée dans les réponses reçues.

Enfin ces cartes ont permis la réactualisation de la carte des intensités maximales déjà établie.

1.11 Mouvement à la surface du sol :

La donnée la plus immédiate permettant de définir le mouvement du sol pendant le séisme est constituée par les accélérogrammes de ses trois composantes, c'est-à-dire d'enregistrements donnant pour chacune d'elles l'accélération en fonction du temps.

La connaissance de la nature des sources sismiques ainsi que les lois de propagation des ondes sismiques peut être donnée par des enregistrements sismographiques de l'accélération du sol, car la seule information instrumentale définissant le déplacement du sol est l'accélérogramme.

Cette connaissance n'est qu'une étape vers la détermination du risque sismique, le problème principal étant celui de l'identification des mouvements au niveau du sol.

Les mouvements du sol enregistrés lors d'un séisme se mettent principalement sous la forme d'une accélérogramme qui représente la variation de l'accélération dans une direction donnée en fonction du temps ; on peut de même enregistrer la vitesse ou le déplacement.

Il convient de noter qu'en un point du sol donné, les mouvements lors d'un séisme s'effectuent dans toutes les directions à l'horizontale comme à la vertical. C'est-à-dire il est enregistré habituellement pour un même séisme 03 accélérogrammes :

- Ü Un accélérogramme de direction Nord-Ouest ;
- Ü Un accélérogramme de direction Est-Ouest ;
- Ü Un accélérogramme à la direction verticale.

Les mouvements suivant les trois directions de l'espace, sont indépendants les uns des autres, c'est-à-dire que le mouvement dans une direction donnée ne peut être déduit du mouvement suivant les deux autres directions ; il faut donc, pour l'étude de la réponse des constructions aux tremblements de terre, disposer pour un site donné d'un ensemble de trois accélérogrammes¹⁰ suivant deux directions horizontales et une direction verticale.

L'amplitude du mouvement verticale est nettement inférieure à celle du mouvement horizontal, il est généralement admis de prendre en rapport de 2/3 entre ces amplitudes.

Les trois données les plus importantes d'un accélérogramme sont :

- L'amplitude, qui est généralement définie par la valeur du pic d'accélération ;
- La fréquence, qui est une fréquence moyenne déterminée en comptant le nombre de fois que l'accélérogramme coupe l'axe des abscisse par unité de temps ;
- La durée, définie par le temps qui s'écoule entre le premier et le dernier pic au dessus d'un certain niveau où l'amplitude des accélérations est notablement plus élevée.

L'expérience montre que la majorité des bâtiments ne peut pas admettre le dixième de l'accélération de la pesanteur dans le mouvement de direction horizontale. De ce fait l'accélération maximale atteinte en un point du sol constituerait un paramètre important.

Les accélérogrammes utilisés dans les calculs peuvent être :

Ø Des accélérogrammes naturels enregistrés sur des sites comparables à celui de l'ouvrage : pour un site donné il existe très rarement un nombre suffisant d'enregistrements de séismes significatifs ; ceci explique que l'on utilise souvent des enregistrements faits en Californie, région actuellement bien étudiée.

Ø Des accélérogrammes artificiels (synthétiques), qui tiennent compte de la géologie locale, c'est-à-dire déterminés par le calcul pour que le spectre d'oscillateur soit très voisin du spectre donné. L'établissement des accélérogrammes comporte donc une grande part d'approximation.

1.12 Conclusion :

un tremblement de terre est un ébranlement transitoire et passager, causé par la libération brutale des contraintes. Cet ébranlement s'effectue le long d'une faille, qui de temps à autre joue pendant des années, des dizaines, voire des centaines d'années.

¹⁰ Pour une même structure pouvant statiquement être soumise à plusieurs séismes différents, pour que les résultats de calculs présentent une fiabilité acceptable il faut utiliser au moins quatre accélérogrammes indépendants pour chaque composante du mouvement.

Cette faille rayonne de l'énergie sous forme d'ondes sismiques qui se propagent dans la terre et qui font secouer le sol pour le déséquilibrer.

La majorité des séismes sont dus à des causes tectoniques. C'est aux frontières des plaques tectoniques qui surviennent les séismes, là où d'énormes contraintes s'accumulent et se libèrent sous forme d'onde de choc.

On conclut on peut dire que le tremblement de terre autant que phénomène naturel indépendant dans très peu de cas présente une menace à l'homme, il devient un phénomène hasardeux principalement quand il est considéré en relation avec les structures. Par conséquent, les tremblements de terre sont d'intérêt spécial pour l'ingénieur de structure travaillant dans des secteurs sismiques.

C'est ainsi qu'une meilleure connaissance du phénomène sismique et de ses effets a permis de développer et de perfectionner les règles humaines, que pour la sauvegarde des collectivités.

Il s'est avéré alors que si les techniques modernes permettent de réaliser des ouvrages capables de bien résister aux séismes, il n'en demeure pas moins que la connaissance de la sismicité passée, garde toujours sa valeur et, est même indispensable et nécessaire pour une évaluation fiable de l'aléa sismique ainsi au perfectionnement des règles parasismiques.

LES SEISMES EN ALGERIE

Chapitre 2

2.1 Introduction :

La sismicité a toujours suscité l'intérêt des hommes de sciences, qui depuis l'antiquité ont jugé important de consigner dans des écrits les événements sismique. En Algérie l'étude de l'historique des séismes ne nous a pas permis de remonter loin dans le temps puisque les premiers écrits remontent au XIV siècle. Si nous tenons compte des manuscrits historiques des pays voisins tels que l'Espagne, la France, l'Italie, le Maroc et la Tunisie, il peut être fait référence à des événements sismiques de l'époque romaine mais ces événements restent trop imprécis pour qu'ils soient pris en considération.

C'est à ALSUYUTI qui revient l'honneur d'avoir décrit pour la première fois le séisme qui se produit le 03 janvier 1365 à Alger, séisme qui constitue maintenant la référence première de la sismicité dans notre pays. Plus proche de nous, les premiers catalogues de sismicité ont été publiés au temps de la présence étrangère par Rothé (1955) qui a ainsi catalogué et décrit les séismes qui se sont produit depuis 1790.

Après l'indépendance, plusieurs catalogues ont été ainsi édités (Roussel, 1967 ; Benhallou, 1985 ; Mokrane et Al, 1994 ; Benouar, 1994 ; Boudiaf, 1996), faisant la compilation des événements sismiques qui se sont produits depuis 1365. Les derniers catalogues réalisés, permettent outre les caractéristiques de bases des séismes, d'avoir des informations supplémentaires sur ces événements par les effets générés.

Il faut cependant souligner que le nombre d'événements importants qui se sont produits, la récolte de l'information ne fut pas toujours aisée eu égard à la conjoncture difficile traversée par notre pays et par le fonctionnement partiel du réseau téléométré.

2.2 Historique de la sismologie Algérienne :

Dans ce qui suit, il s'agira de présenter l'historique de la sismologie en Algérie. Pour des raisons didactiques, nous avons découpé près d'un siècle et demi des travaux sismologiques en Algérie en cinq périodes [6].

✓ Première période (1847–1906) : *Alexis Perry, Chesneau, F.de Montessus de Ballore, le bulletin du service météorologique d'Algérie et le C.R.A.S.*

La sismicité en Algérie a suscité l'intérêt de nombreux chercheurs, dès 1847, Alexis Perry publia des notes sur les tremblements de terre en Algérie de 1844 à 1855, de 1854 à 1855, de 1856 à 1871.

M.Chesneau publie, en 1892, une note sur les tremblements de terre les plus importants de la période 1716–1887.

C'est à la même date que F.de Montessus de Ballore publie quelques commentaires sur les nombre de séismes ressentis en Algérie.

Dans les comptes rendus de l'académie des sciences (CRAS) à propos des secousses sismiques en Algérie. Des listes de séismes ont également été dressés dans le Bulletin du service Météorologique d'Algérie de 1889 à 1908.

▼ Deuxième période (1910–1931) : *la station sismologique d'Alger Bouzaréah (ABA), le service Météorologique de l'Algérie et A.Hée.*

A partir de janvier 1910 jusqu'en 1919 un bulletin sismologique mensuel est publié par le bureau centrale Météorologique de France.

A.Hée publie annuellement dans des Annelles, de 1919 à 1949 des travaux relatifs aux tremblements de terre en Algérie d'après des informations fournies par le service Météorologique de l'Algérie (SM) et l'observatoire d'Alger- Bouzaréah (station sismologique ABA). Un bulletin sismique de l'observatoire d'Alger - Bouzaréah est publié mensuellement de 1910 à 1949 (par B.Vesselowsky).

▼ Troisième période (1931–1962) : *l'institut Météorologique et de physique du globe de l'Algérie (IMPGA) avec A.Grandjean et J.- P.Rothé .*

A.Grandjean publie un document concernant les séismes d'Algérie de 1940 à 1950. J.- P.Rothé sous le titre les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie publie, en 1950.

▼ Quatrième période (depuis 1962–1979) : *l'institut Météorologique et de physique du globe de l'Algérie (IMPGA) avec H.Benhallou et J.Roussel.*

Benhallou, Ferrer et Roussel publient le catalogue des séismes algérienne de 1951 à 1970. En 1973, Roussel publie deux notes :

- ü L'activité sismique en Algérie de 1951 à 1971 inclus.
- ü Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie (1716–1970).

▼ Cinquième période (depuis 1980) : *centre des séismes en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG).*

Le CNAAG est créé en 1980. Ce centre a pris en charge les moyens et les prérogatives de l'IMPGA et de ces annexes (station régionales et l'observatoire de Tamanrasset) ainsi que ceux de l'observatoire astronomique d'Alger (OAB). De ce fait, les structures précitées (IMPGA et OAB) ont été dissoutes. En 1986, le CNAAG change dénomination est devient CRAAG (centre de recherche en astronomie, astrophysique et géophysique).

Dans ce cadre , des travaux sont alors entamés par H.Benhallou sur la sismicité historique de l'Algérie et sont finalisés par la publication d'une thèse en 1985.

▼ Aujourd'hui :

Afin de compléter les travaux de H.Benhallou, «Mokrane.A, A.Ait Messaoud, A.Sebai, A.Ayadi et M.Bezzeghoud», ils ont tenu à réaliser un catalogue sur la sismicité en Algérie recouvrant la période 1365–1992, un catalogue sur la sismicité en Algérie de 1992 a 2001 réaliser par A.K.Yelles Chaouche, A.Deramchi, A.Ferkoul et K.Aoulaiche.

Le CRAAG a voulu, à travers ces catalogues, rassembler toutes les informations : observations qui étaient jusqu'à présent dispersées à travers divers publications.

2.3 Disponibilité des données de sismicité historique en Algérie :

Les catalogues de la sismicité en Algérie, généralement, ne couvrent qu'une partie de l'histoire sismique du pays. Néanmoins, les nombreuses études menées depuis essentiellement 1980, à la suite du séisme du 10 Octobre d'El Asnam, ont permis au moins de relever les carences et d'en y remédier par des investigations dans les archives et autres documents anciens. Quatre principales périodes peuvent être remarquées [10]:

- Période antérieure à 1850. Pour la région de Constantine nous n'avons malheureusement aucun document ou autres indications sur les séismes qui ont eu lieu dans cette région avant 1850. Pour la région de l'algérois, Ambraseys et Vogt,(1988) ont pu identifier certains événements importants dans les anciennes archives jusqu'à la période de 1365.
- Période 1850-1900. C'est une période relativement incomplète dans la mesure où il n'y a que les séismes destructeurs qui ont été enregistrés. Même si les techniques récentes de l'analyse de la sismicité historique ont évolué, la plupart des données sont sous forme de description historiques.
- Période 1900-1990. La sismicité de cette période peut être considérée comme instrumentales et donc suffisamment documentée, même si le premier instrument sismographe en Algérie n'est installé qu'en 1917, à Bouzareah (Alger), tous les séismes de magnitude ≥ 4.0 ont été enregistrés.
- Période 1990 à nos jours. Avec les techniques récentes d'analyse des enregistrements et la densification des réseaux à travers le monde, notamment dans la région péri-méditerranéenne, cette période est connue parfaitement et donc toutes les secousses de magnitudes supérieures à 3.0 sont automatiquement enregistrées.

2.4 Historique :

La sismicité de l'Algérie du nord est maintenant connue depuis 1365, date du séisme qui frappé la ville d'Alger. Les nombreux travaux qui se sont intéressés à l'historique de la sismicité a donné lieu à une série de catalogues. Ces catalogues montrent que la sismicité est concentrée dans la région nord du pays.

Plusieurs séismes importants se sont produits au cours de l'historique touchant parfois sévèrement des villes comme Alger (1716), Oran (1790), Blida (1825), Ténès (1891), (**fig. 2.1**). La connaissance de la sismicité s'est nettement améliorer avec la mise en place depuis le début du vingtième siècle des stations sismologiques autonomes (Alger, Tlemcen, Sétif, ...) puis du réseau téléométré installé à partir de 1990.

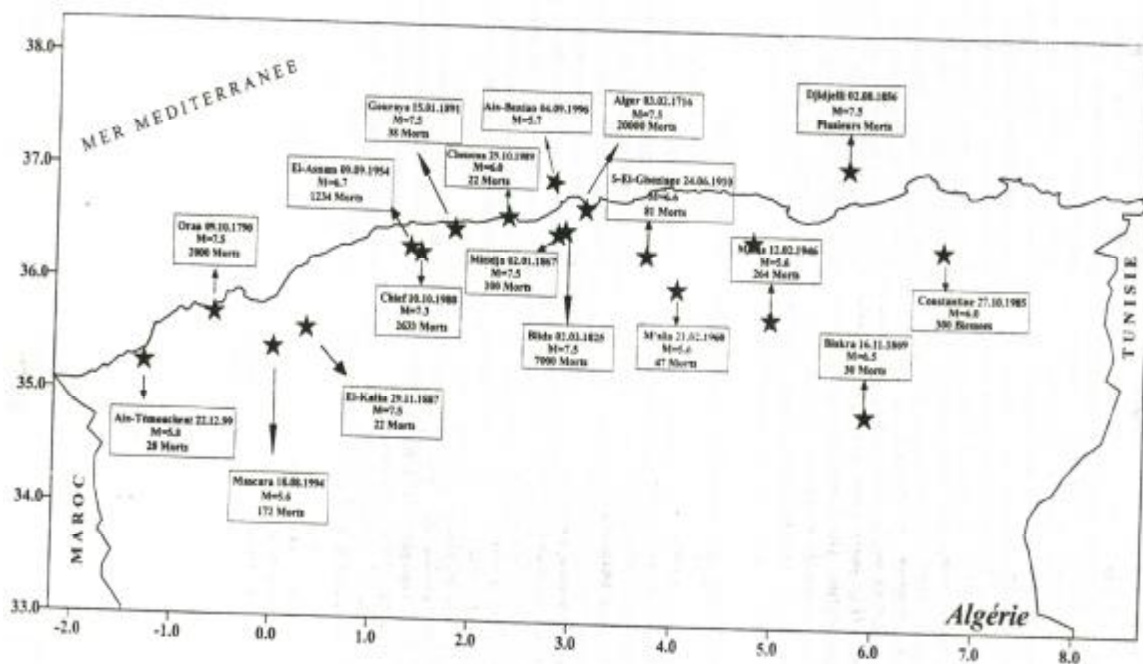


Fig. 2.1 Les séismes majeurs en Algérie période de 1365 à 2001.

Tableau. 2.1 : Les séismes majeurs en Algérie de 1365 à 2003.

Lieu	Date	Intensité max	Magnitude	Victimes
Alger	03 janvier 1365	X		Plusieurs
Alger	10 mars 1673			
Alger	03 février 1716	X		20000
Oran	09 octobre 1790	X		2000
Blida	02 mars 1825	X		7000
Djidjelli	22 aout 1856	X		
Mitidja	02 janvier 1867	X – XI	7.5	100
Aures	16 novembre 1869	IX	6.5	30
El-kalaa	29 novembre 1887	IX-X		20
Gouraya	15 janvier 1891	X	7.5	38
S-El-Ghozlane	24 juin 1910	X – VIII	6.6	81
Misila	12 février 1946	VII – VIII	5.6	264
El Asnam	09 septembre 1954	X – XI	6.7	1234
Misila	21 février 1960	VIII – IX	5.6	47
El Asnam	10 octobre 1980	IX	7.3	2633
Constantine	27 octobre 1985	VIII	6.0	5
Tipaza	29 octobre 1989	VIII	6.0	22
Mascara	18 août 1994	VII	5.6	172
Ain-Benian	04 septembre 1996	VII	5.7	172
Ain-Témouchent	22 décembre 1999	VII	5.8	
Beni-ouartilane	10 novembre 2000	VI	5.4	02

2.5 Cadre sismotectonique régional :

L'activité sismique en Algérie du Nord se trouve aujourd'hui bien expliquée par la théorie de la tectonique des plaques.

En effet c'est le mouvement de confrontation entre la plaque Eurasienne et la plaque Africaine qui entraîne la déformation des parties méridionales de l'Europe et septentrionale de l'Afrique et donne lieux aux séismes qui secouent notre pays.

Les plaques Afrique et Eurasienne s'affrontent à leur limite. La plaque Africaine se déplace globalement vers le Nord, par conséquent, l'on assiste à une compression subméridienne du domaine nord-africain. Le taux de rapprochement a été évalué près de Gibraltar à 1.3 cm/an et dans la région de Chelif à 1.8 cm/an (**fig. 2.2**) [10].

Cette convergence de limites de plaques n'est définie par une zone de Benioff¹, surtout que les séismes sont superficiels, mais plutôt par une limite de collision. Les séismes se produisent sur des failles actives qui peuvent être identifiées en surface.

Alors qu'en profondeur les plaques se déplacent régulièrement de quelques millimètres à quelques centimètres par an, dans la partie supérieure de la croûte terrestre (30 premiers Kilomètres), ce mouvement n'est pas continu. Les failles peuvent rester bloquées durant de longues périodes, tandis que le mouvement régulier des plaques se poursuit, provoquant ainsi l'accumulation des contraintes.

La chaîne tellienne (Atlas tellien) constitue le segment orogénique, péri méditerranéen de la ceinture active alpine et himalayenne qui s'étend du Sud-Ouest Asiatique à l'océan atlantique. Cette ceinture (**figure. 2.3**) est caractérisée par des plaques tectoniques qui sont en mouvement de convergence. Ceci a engendré des déformations compressives au niveau de la chaîne tellienne [10].

L'observation des mécanismes aux foyers déterminés pour certains séismes montre que les séismes situés entre Oran et Tipaza se caractérisent par des mécanismes donnant des solutions en compression orientée NNW-SSE, contrairement à la région de Constantine où le mécanisme en décrochement est souvent observé [10].

En effet c'est le mouvement de confrontation entre la plaque eurasiennne et la plaque africaine qui donne lieu aux séismes qui secouent notre pays. Ce mouvement a donné naissance à des gigantesques fracturations sous forme de failles géologiques dont la conséquence est la naissance du relief important de l'Algérie de nord.

¹ Zone peu épaisse, grossièrement assimilables à un plan, où sont localisés les foyes des séismes. Cette répartition des foyers traduit l'enfoncement, ou subduction, d'une portion de lithosphère océanique sous une lithosphère continentale.

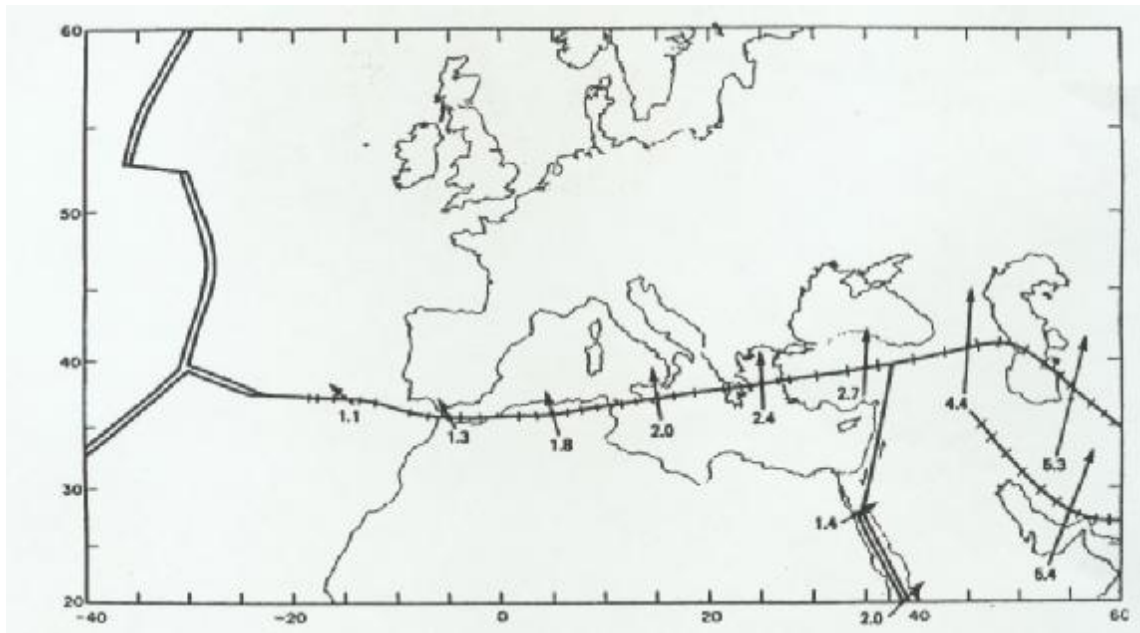


Fig. 2.2 Convergences entre les plaques Africaine et Eurasienne.

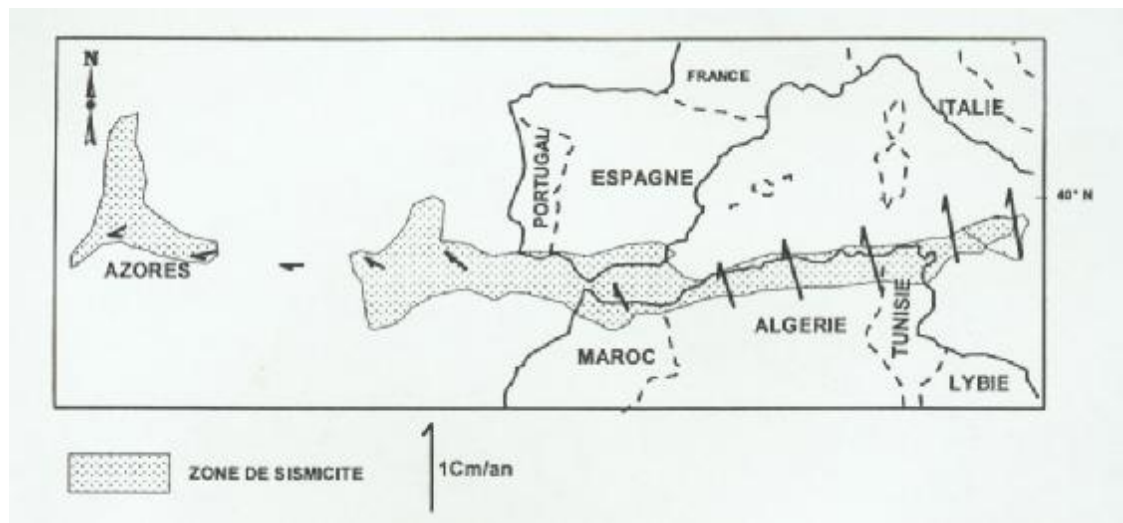


Fig. 2.3 La limite des plaques Africaine et Eurasienne entre les Açores et la Sicile.

Les principales failles actives de l'Atlas tellien sont [3] :

- Ø La faille d'El Asnam.
- Ø La faille de Bou Kadir.
- Ø La faille du Dahra.
- Ø La faille de Tenes Abou-El Hassen (Ouled Abdellah).
- Ø La faille de Sahel d'Alger.
- Ø La faille de Murdjadjo.
- Ø La faille de Chott El Hammam.
- Ø La faille de Kherrata.

Les autres régions sismoactives de l'Algérie sont : la région de Mascara, la région de l'Atlas de Blida-Medea, la région de Jijel, la région de Guelma et la région de Constantine.

Ces séismes se produisent suite à une accumulation de contraintes au niveau de ces failles qui au delà d'un seuil, ne pouvant plus supporter, relâche l'énergie emmagasinée sous forme d'ondes sismiques. C'est donc ces ondes que les personnes ressentent lorsque le séisme qui se produit est important.

2.6 La profondeur sismogénique des sources sismiques :

Les profondeurs hypocentrales disponibles pour les séismes de Constantine en particulier et de l'Algérie du Nord de façon générale montrent que 95% d'entre eux ont eu lieu à des profondeurs de moins de 33 Km et environ 60% d'entre eux se sont produits à des profondeurs de moins de 20 Km [10].

Par ailleurs, les séismes destructeurs de ces dernières années, Constantine (1985), Chenoua (1989), Mascara (1994), Alger- Ain Bénien (1996), et de Béni- Ouartilane (2000) ont eu lieu à des profondeurs d'environ 10 Km. Le séisme d'El Asnam du 10 Octobre 1980 de magnitude 7.3 s'est produit à une profondeur de moins de 10 Km. On déduit de ces différentes informations que les séismes forts et modérés sont superficiels (**figure. 2.4**). Le caractère superficiels sont liés aux zones de collision, alors que les séismes profonds et intermédiaires sont observés dans les zones de subduction[10].

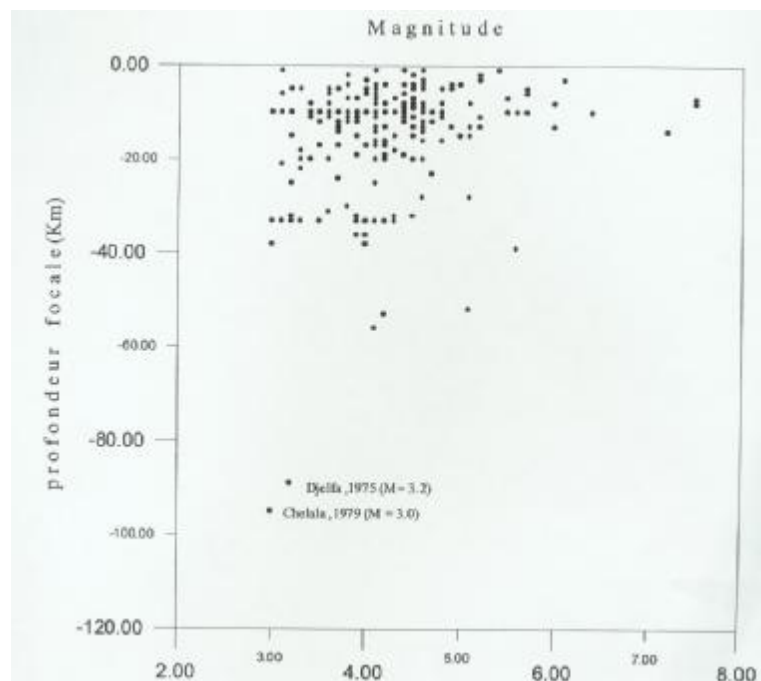


Fig. 2.4 Profondeur des tremblement de terre en Algérie.

2.7 Carte de sismicité :

La carte de sismicité de l'Algérie est constituée principalement d'épicentres macrosismiques et instrumentales. En effet, l'implantation de réseaux sismologiques télémetrés nationaux et l'utilisation de réseau mobiles assurant un contrôle fiable de l'activité sismique est assez récente.

Les figures 5 et 6 présentent la distribution spatiale des épicentres macrosismiques (intensité) et celle des épicentres instrumentaux (magnitude).

La figure 5 représente les séismes ressentis en Algérie pour $I_0 \geq V$ ou enregistrés (fig. 2.6) pour $M \geq 4.0$.

La figure 7 représentent les séismes ressentis en Algérie pour $III \leq I_0 \leq VII$ ou enregistrés (fig. 2.8) pour $2 \leq M_0 \leq 5$.

Nous pouvons l'observer sur la carte des épicentres macrosismiques les zones qui ont été affectés par les plus grands tremblement de terre. Cette carte permette de définir clairement une zone de concentration d'épicentre correspondant à la zone côtière qui s'étend de Annaba à Tlemcen. Cette sismicité montre des concentrations particulières dans certaines zones de l'Algérie du Nord telles que : l'Oranie (autour d'un triangle incluant Oran, Mascara, et Mostaganem), la région de Chellif ou El Asnam qui est la zone la plus sismique de l'Afrique du Nord, la région Algéroise dont des séismes destructeurs ont été décrits, particulièrement ceux d'Alger de 1365 et 1716, la zone des Babors- Hodna et enfin la zone de Constantine- Guelma.

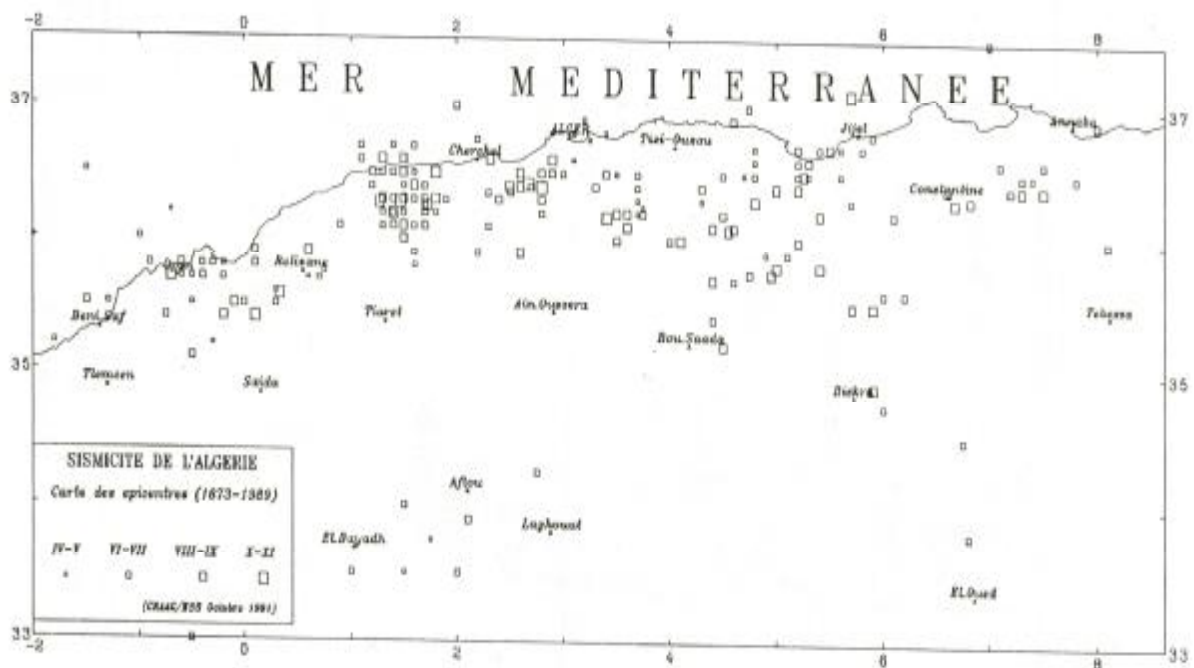


Fig. 2.5 Cartes des épicentres macrosismiques de 1373 à 1992.

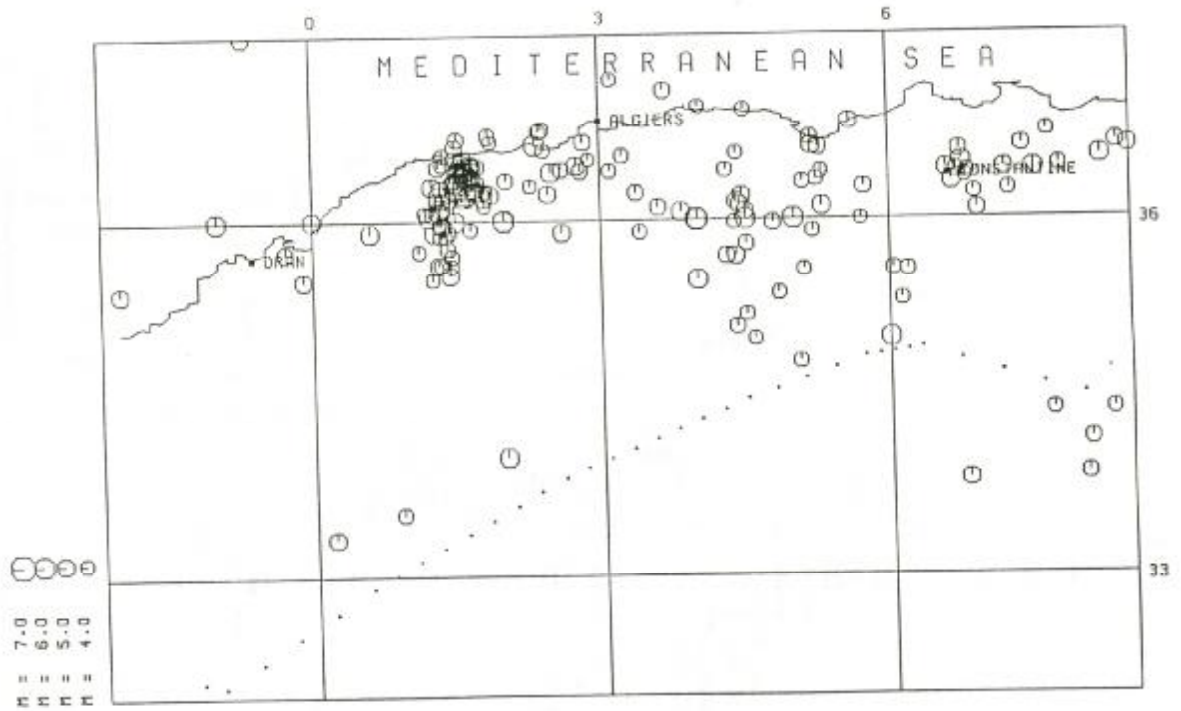


Fig. 2.6 Carte des épicentres instrumentaux de 1910 à 1990.

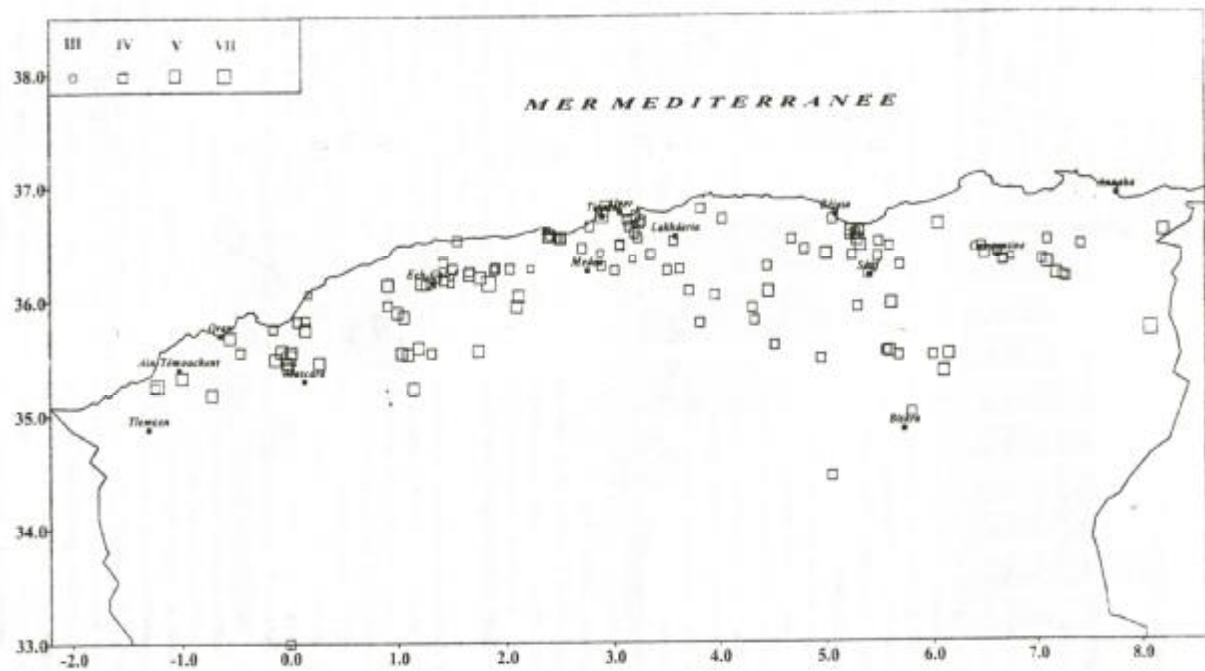


Fig. 2.7 Carte des épicentres macrosismiques de 1992 à 2001.

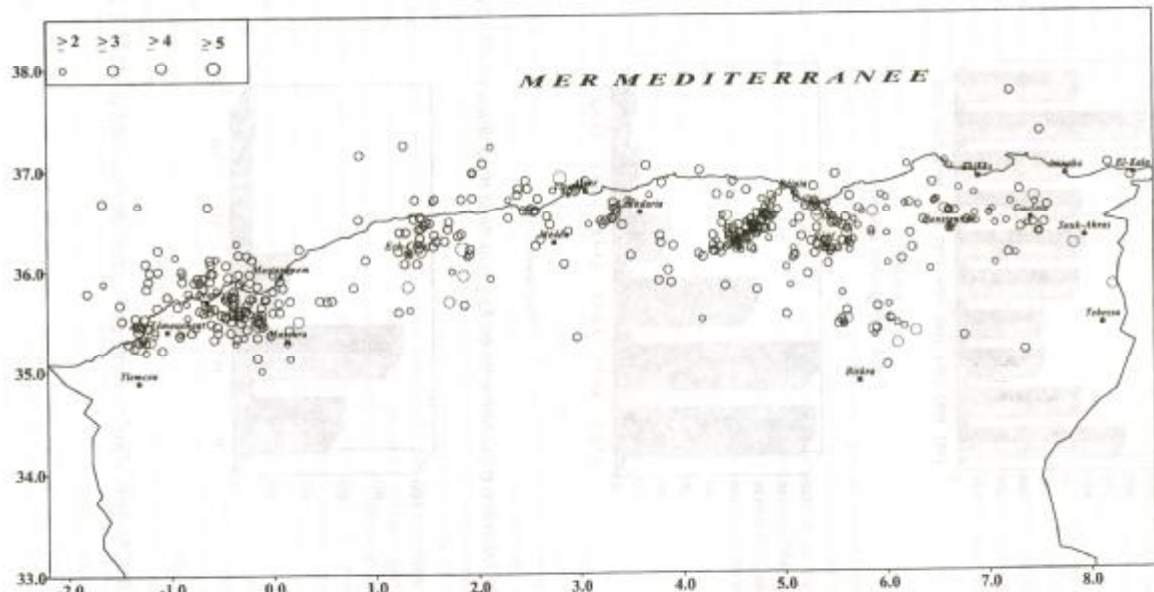


Fig. 2.8 carte des épacentres instrumentaux de 1992 à 2001.

2.8 Cartes des intensités maximales observées (IMO) :

C'est en 1973 qu'une carte des intensités maximales observées (IMO) fut publiée à partir des plus importants séismes survenus entre 1716 et 1790 inclus. Cependant, avec la surestimation de certains événements et la manque de données historiques, certaines zones ont du être revus et corrigées .

La carte des IMO présentée dans la **figure. 2.9** a été établie pour la période allant de 1716 à 2001. Cette carte représente les effets maximums et délimite les zones ayant subi les différents séismes avec la même intensité Mercalli, chaque contour est un niveau d'intensité maximale ressentie dans la zone considérée.

La hétérogénéité de la structure interne de la terre, et en particulier la lithosphère, explique les variations brusques des intensités observées entre des points voisins.

On a, donc, divisé la carte des IMO (**fig. 2.9**) en sept zones sismiques et dont les cinq plus importants sont indiquées par des chiffres arabes comme indiqués ci-dessous (de plus haut au plus faible risque).

Zone 1 : zone à haut risque de premier degré avec I_0 compris entre X et XI . Dégâts majeurs .

Zone 2 : zone à haut risque de deuxième degré avec $I_0 = IX$. Dégâts importants .

Zone 3 : zone à moyen risque du premier degré avec $I_0 = VIII$, Dégâts importants .

Zone 4 : zone à moyen risque du deuxième degré avec $I_0 = VII$, peu de Dégâts .

Zone 5 : zone à faible risque avec $I_0 = VI$, très peu de dégâts .

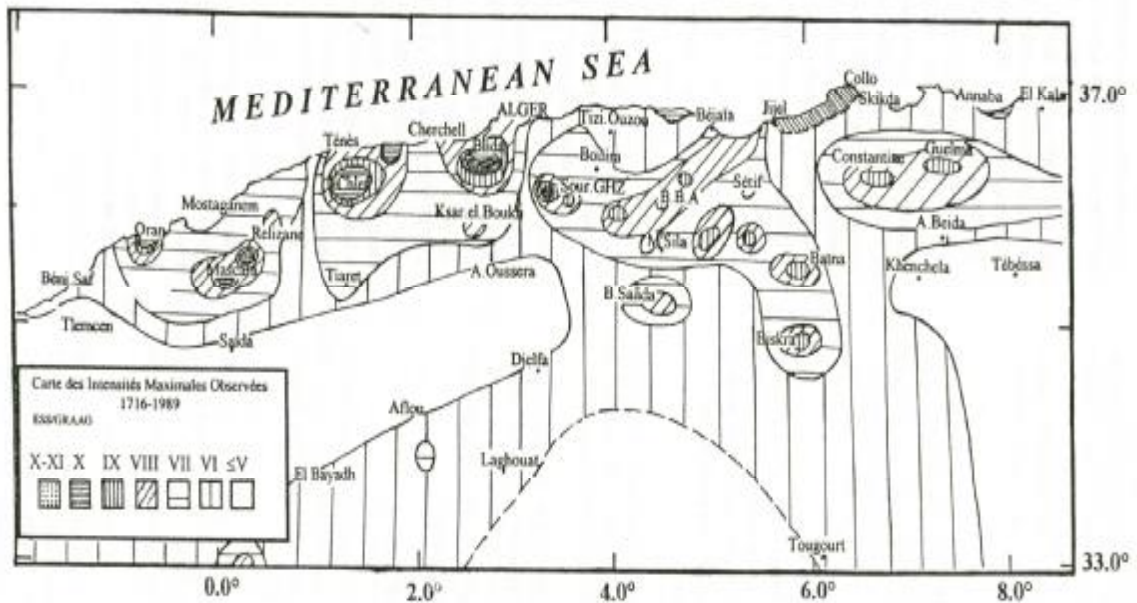


Fig. 2.9 Carte des Intensités Maximales Observées en Algérie de 1716 à 2001.

La carte des IMO (**fig. 2.9**) montre que certaines régions sont très faiblement affectées par des tremblements de terre. Ces régions correspondent aux hauts plateaux de l'ouest et du centre, au Sahara au sud et à la zone frontalière tunisienne ainsi qu'à la région de Khenchela-Tebessa, à l'Est.

Le manque de données historiques ne permet pas de considérer la carte des IMO, décrite ci-dessus, comme définitive. Des modifications peuvent survenir au fur et à mesure de l'enrichissement de la banque de données (du CRAAG) historiques et instrumentales.

Une modification majeure concerne la région de Ain Temouchent du fait de l'occurrence du séisme du 22 décembre 1999. La région passant d'une intensité VI à une zone d'intensité VII. L'occurrence des séismes de Mascara (18.08.1949), d'Ain Benian (04.09.1996) et de Béni Ouartilane (10 novembre 2000) n'ont quand à eux pas eu d'incidence sur la carte des IMO.

2.9 Fréquence sismique :

Si l'on prend les séismes postérieurs à 1950, date à partir de laquelle les données instrumentales commencent à devenir prépondérantes, nous observons deux périodes où l'activité sismique est importante : de 1953 à 1961 et de 1976 à 1989 (**fig. 2.10**). La première période (1953–1961) correspond au séisme d'Orléansville (successivement El Asnam puis Chlef) du 09 septembre 1954 ($M = 6,7$) et la seconde (1976–1989) correspond aux séismes d'El Asnam (10 octobre 1980, $M = 7,3$), de Constantine (27 octobre 1985, $M = 5,9$) et du Mont Chenoua–Tipaza (29 octobre 1989, $M = 6,0$). L'année 1957 correspond au plus grand nombre de séismes ($N = 27$).

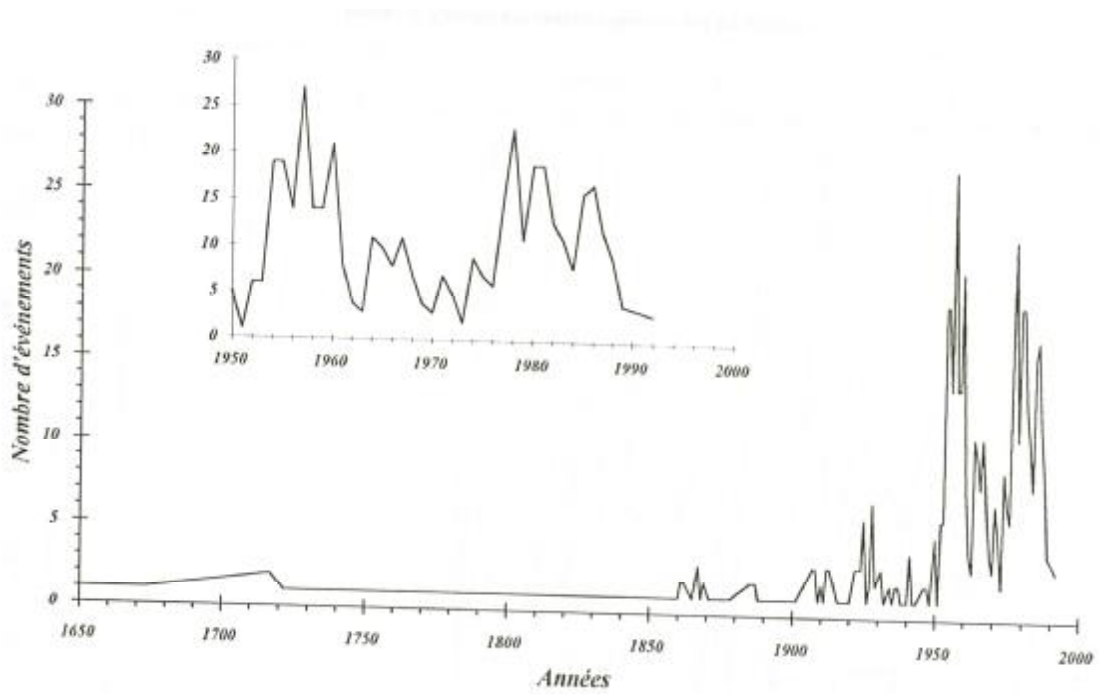


FIG. 2.10 Fréquence sismique

La courbe d'énergie libérée par les séismes corrèle assez bien avec ces périodes (fig. 2.11).

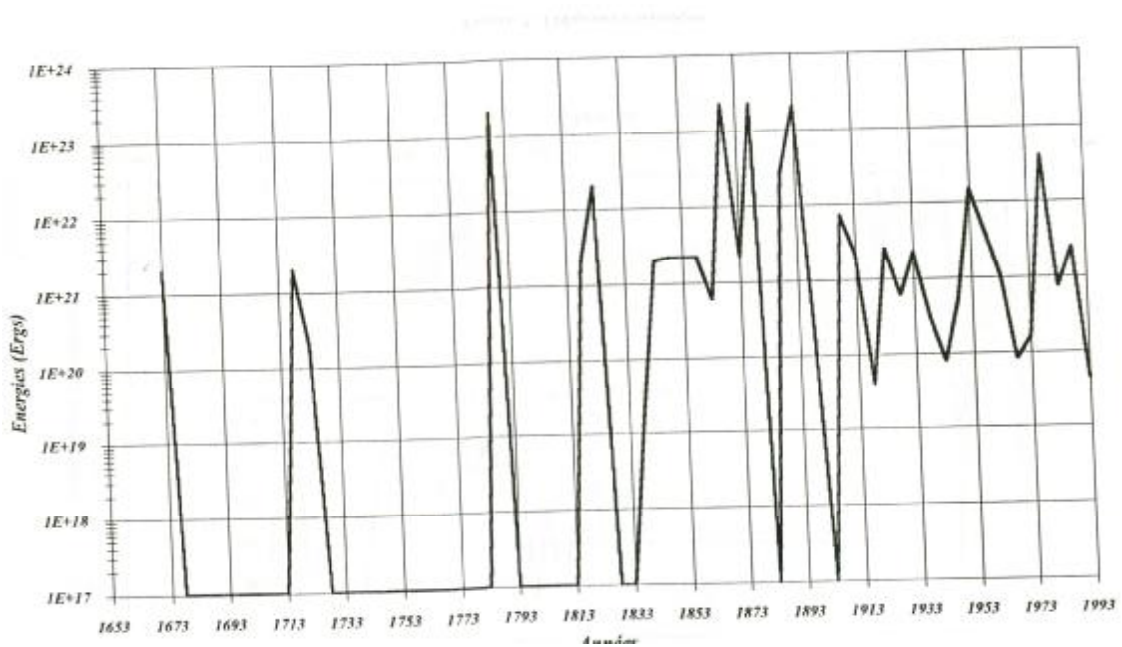


Fig. 2.11 Courbe des énergies libérées par les séismes.

la **figure. 2.12** qui représente le nombre de secousse en fonction du temps montre que durant la période 1992– 2001 années correspondant à des maxima, l'activité sismique est passé par un minima se situant vers l'année 1995.

Quelle signification donnée à cette baisse de la sismicité ? serait-ce en rapport avec le faible nombre de stations sismologiques en opération ou bien s'agit-il d'une baisse réelle de la sismicité.

La **figure. 2.13** montre que les séismes de magnitude comprise entre 4,0 et 5,4 constituent les $\frac{3}{4}$ de la sismicité totale Algérienne pour la période allant de 1910 à 1992. La majorité des séismes étant ceux de magnitude 4,0– ,4 avec 29,1%. Les séismes de magnitude $M \geq 5,5$ atteignent à peine 11,4% avec 0,5% pour les séismes de forte magnitude $M \geq 7,0$.

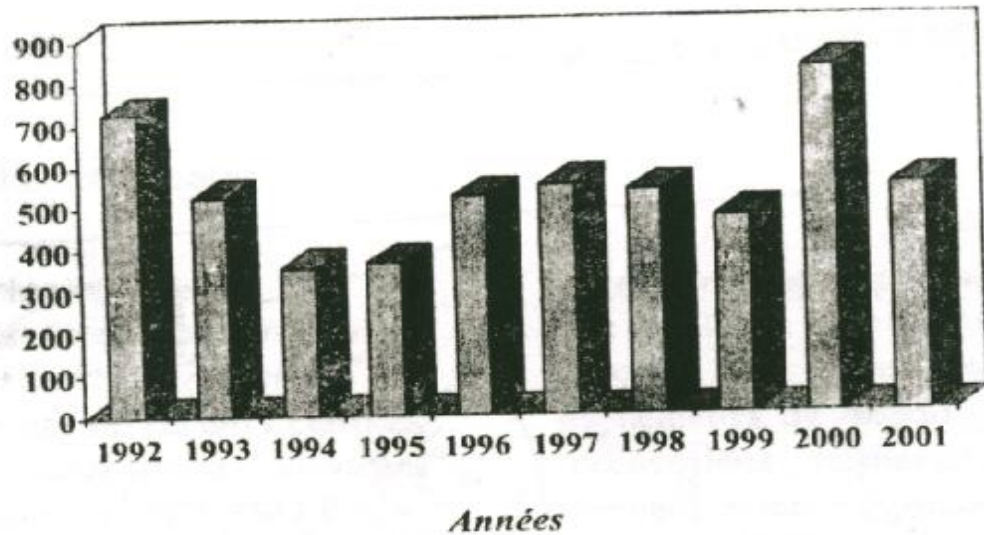


Fig. 2.12 Fréquence sismique.

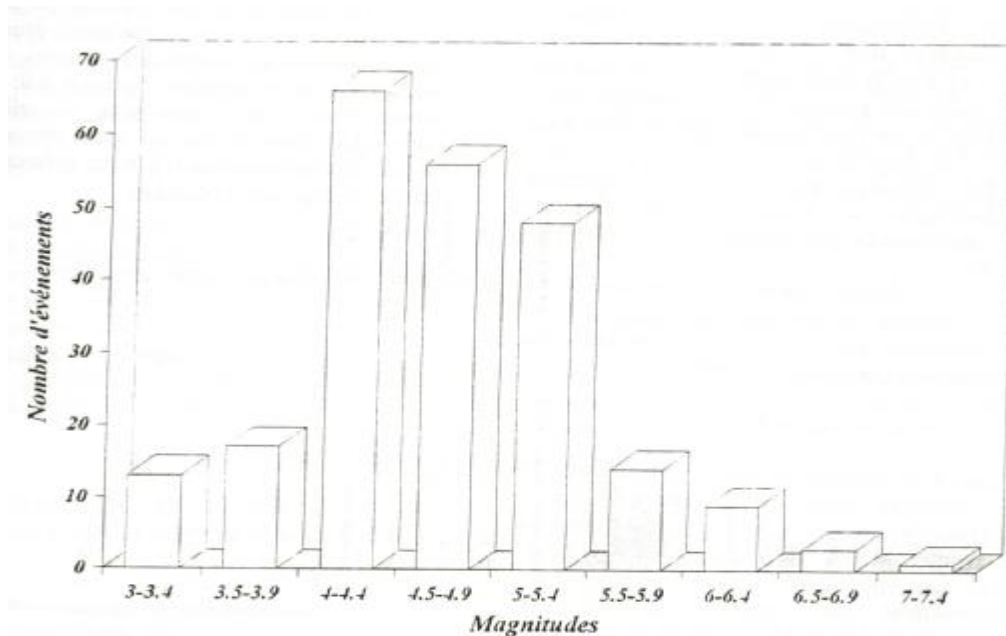


Fig. 2.13 Nombre d'évènements en fonction de la magnitude de 1910 à 1992.

La **figure. 2.14** qui représente la fréquence des magnitudes en fonction du temps indique que généralement les séismes qui se produisent en Algérie sont faibles à modérés : seuls quelques séismes de magnitude 5 ont été enregistrés. Aucun séisme de magnitude supérieur à 6 n'est à enregistrer.

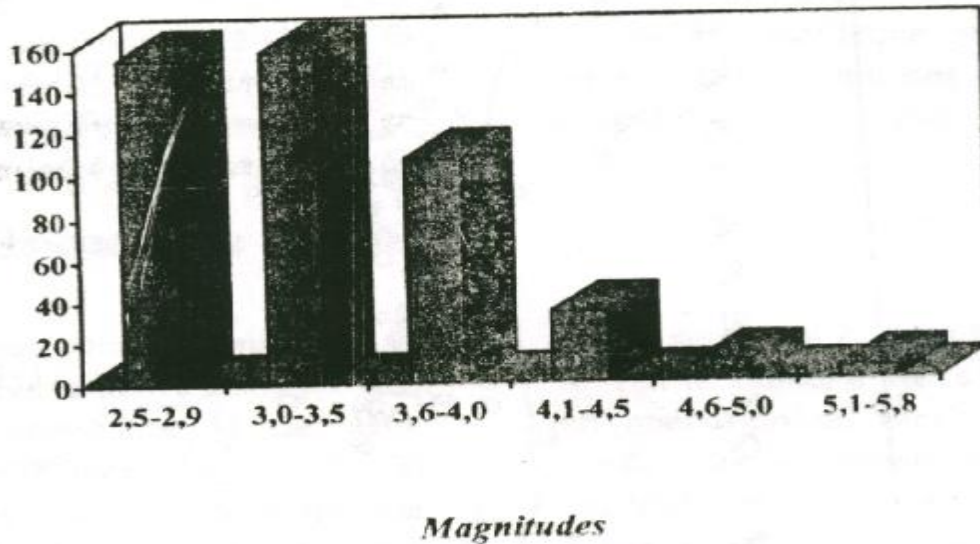


Fig. 2.14 Nombre d'événements en fonction de la magnitude de 1992 à 2001.

Pour rendre compte de la fréquence sismique en Algérie pour une période plus large (1673–1992) on a également réalisé un histogramme fréquence-intensité maximale. La **figure. 2.15** fait apparaître que les événements pour lesquels l'intensité maximale I_0 est comprise entre V et VII sont majoritaires avec 47,3%.

Quant aux séismes de forte intensité ($I_0 \geq IX$), ils ne représentent que 10,9% avec 0,7% pour les plus importants ($I_0 = XI$).

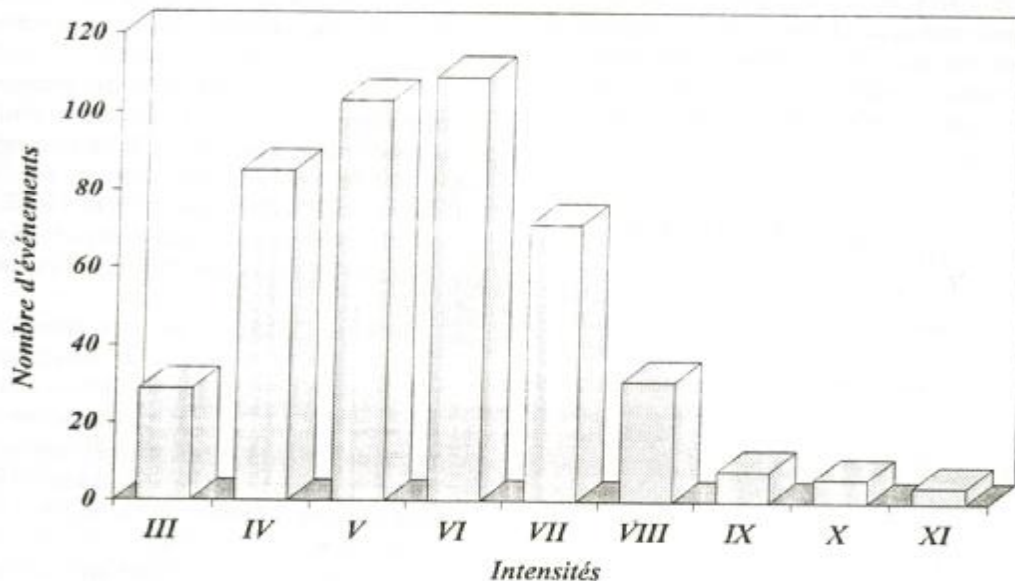


Fig. 2.15 Nombre d'événements en fonction de l'intensité de 1673 à 1992.

On retrouve une distribution presque identique à celle de la sismicité instrumentale précédemment discuté (**fig. 2.13**).

Il faut indiquer qu'à partir de magnitude cinq, les séismes Algériens deviennent destructeurs (**fig. 2.16**), cette figure indique que ces séismes de magnitude supérieure à 5, sont liée à des séismes d'intensité VI à VIII occasionnant parfois les décès de nombreux citoyens et la destruction d'infrastructure socioéconomique. Même si le nombre de séismes modérés restent faible, les effets induits par ces séismes sont tels qu'ils montrent l'urgence à prendre en charge de façon plus performante, la réduction du risque sismique en Algérie.

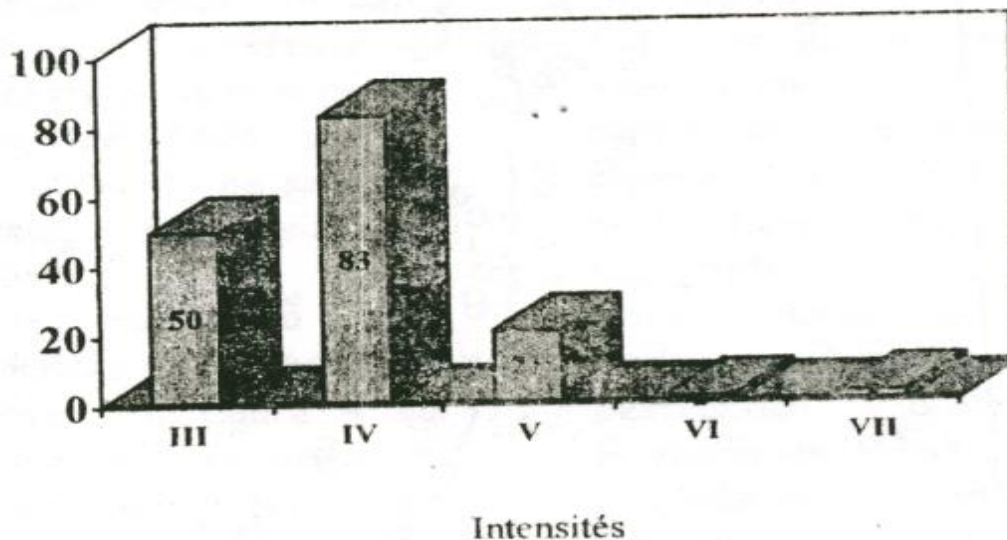


Fig. 2.16 Nombre d'événements en fonction de l'intensité de 1992 à 2001.

2.10 Conclusion :

l'Algérie se trouve sur la plaque africaine laquelle est en collision avec la plaque eurasiennne. C'est cette collision qui entraîne l'apparition de failles tectoniques sur la bordure nord de l'Algérie.

L'Algérie est touchée par une activité sismique puisque, l'histoire montre que celle-ci est en continu. D'après la sismicité historique, il s'est produit, de temps à autre, des séismes assez importants. Cette sismicité est centrée le long de l'Atlas tellien et de la zone côtière.

Il se produit donc en Algérie, de temps à autre, des séismes importants, voire même assez violents. Ces séismes sont superficiels et la faille peut avoir entre 10 et 15 Kilomètres de profondeur. Cela dit, le contexte sismique n'est pas le même.

Du fait de la nature très complexe du globe, chaque région a son propre contexte sismique et chacune vit une expérience bien particulière.

Comme les séismes différents d'une région à une autre notamment en fonction de l'influence des conditions locales, de plus amples informations, une investigation plus approfondie est nécessaire à l'échelle locale, toute décision en matière d'urbanisme,

d'aménagement du territoire ou de génie parasismique doit s'appuyer sur la connaissance des caractéristiques des séismes connus et probables.

3.1 Introduction :

3.1.1 situation administratif de la région étudiée :

La région étudiée, s'étend sur environ 55 Km de rayon à partir du centre de l'agglomération de Constantine. Elle correspond administrativement au périmètre de la wilaya de Constantine et celui de certaines circonscriptions administratives des wilayas de Mila, d'Oum El Bouagui, de Skikda et de Guelma (**fig. 3.1**). En effet, il est admis dans ce genre d'études que toutes les sources sismiques localisées à moins de 50 Km d'un site donné peuvent y engendrer des effets plus ou moins importants sur les structures et les sols .



Fig. 3.1 Cadre administratif de la région de Constantine.

3.2 Sismicité de la région de Constantine :

La sismicité historique de la région de Constantine et ses environs immédiat, montre que les séismes qui ont affectés cette région sont modérés (**annexe X**).

Les principaux évènements historiques significatifs que se sont produits aux environs immédiats de la région de Constantine sont les suivants :

1. 04 08 1908 intensité maximale I = VIII au nord de Constantine.
2. 06 08 1947 I = VIII , magnitude 5.3 à Oued Hamimine.
3. 27 10 1985 I = VIII , magnitude 6.0 à El-Aria.

D'un point de vue historique , le séisme du 27 Octobre 1985 (El-Aria) avec une magnitude estimée à 6.0 sur l'échelle de Richter, qui fait suite aux deux évènements majeurs (1908 et 1947) survenus dans cette région, reste le séisme le plus important ressenti à Constantine et ces régions avoisinantes. Celui-ci a occasionné dans la région pleistoseiste qui regroupe El-Aria, Beni-Yakoub et Kef-Tassanga, d'importants dégâts matériels, les pertes humaines ont été évaluées à une dizaine de victimes et plus de 300 blessé [10].

Cependant, on peut noter la similarité de la détermination épiscopale de l'évènement du 27 Octobre 1985 avec celui de 1947 avec une erreur estimée à 10 Km . La zone des dégâts appréciables est située entre Constantine , El-Khroub et El-Aria. Les autres séismes relativement faibles ont été ressentis par la population [5].

3.2.1 Les séismes décrits dans la région de Constantine avant 1900 [10] :

3.2.1.1 Le séisme de Constantine du 11 janvier 1860 :

Le 11 janvier 1860 à 17h 45m, une secousse sismique est ressentie à Constantine aussi bien par les personnes assises que celles debout sans qu'on ait aucun dommage à déplorer. Les effets se sont bornés à un entrechoquement de la vaisselle suspendue aux murs et à un ébranlement des meubles. Mmé Harbi, 2001 attribue une intensité IV MSK à ce séisme.

3.2.1.2 Le séisme de Constantine du 17 octobre 1865 :

Sources d'information macrosismique : Mme Hée (1950), les journaux Akhbar, L'Africain.

Une secousse sismique d'une durée d'une seconde s'est produite à Constantine le 17 octobre 1865 à 22h 05mn ressentie surtout par les personnes éveillées ; ce qui suggère une intensité de III MSK. Harbi 2001 à reproduit un passage lu dans l'Africain à propos de ce séisme. « Constantine : le 17 courant, les habitants de Constantine (ceux qui du moins de couchent à des heures indue) ont pu entendre une forte détonation accompagnée d'un tremblement de terre. Les oscillations parassent se diriger du N au S. La secousse a été terrible, des portes ont été ouvertes, des fenêtres se sont fermées, des pianos ont joué tout seul, dans les cafés les verres trinquaient en l'absence des consommateurs, chez les épiciers les boccas se donnaient l'accolade ». Selon Mme Hée, le séisme se serait produit plutôt le 18 à la même heure.

3.2.1.3 Le séisme de Constantine du 07 octobre 1866 :

Mme Harbi, 2001 en reprenant Mme Hée (1950) cite le journal *Le courrier de l'Algérie*, qui décrits ce séisme :

« Le 7 courant vers 6 heures du matin, un tremblement de terre a été ressentie à Constantine et à Philippeville. Ce tremblement de terre n'a pas été assez prononcé car la plus grande partie de la population ne s'en est pas aperçue ».

3.2.1.4 Le séisme de Constantine du 7 mai 1871 :

Le 7 mai une secousse a été ressentie à Philippeville. Mme Hée parle d'un séisme qui se serait produit à Constantine où des murs ont été lézardés, et ressenti à Philippeville. On notera cependant que les journaux de l'époque, passant cet événement sous silence et traitent surtout de l'insurrection d'El Mokrani. Sources d'information macrosismique : Mme Hée (1950), le journal Akhbar, selon le bulletin de l'observatoire d'Alger. L'intensité serait de IV MSK et la magnitude M_s de 3.2.

3.2.1.5 Le séisme de Constantine du 20 janvier 1876 :

Source d'information : Mme Hée (1950), les journaux Akhbar, La Vigie Algérienne, Le Moniteur de l'Algérie.

Ces journaux reprennent le Zeramna qui signale une secousse de 2 secondes le 20 janvier à 9h du matin à Constantine. Cette secousse n'a occasionné aucun dégât.

3.2.1.6 Le séisme de Constantine du 26 novembre 1893 :

M^{me} Hée (1950) cite un séisme qui se serait produit à Constantine le 26 novembre 1893 à 11h 55mn. Cependant, selon Le Moniteur de l'Algérie deux secousses ont été ressenties respectivement à 7h du matin et à midi à Collo. La secousse de midi aurait été la plus forte et a été ressentie à Ain Abid, Regada et Renier. L'ensemble des sources ne s'accorde pas sur une intensité donnée et le type de dégâts.

3.2.1.7 Le séisme de Constantine du 19 septembre 1894 :

Le 19 septembre 1894 à 6h 45mn, une forte secousse sismique a été ressentie à Constantine « courant chute de plusieurs meubles produisant en ville une très vive émotion surtout dans le quartier israélite où tout le monde avait quitté les maisons ». Mme Hée (1950) ainsi que Mokrane et al., (1994), donnent le degré VI MM, Mme Harbi 2001 la ré-estime à V MSK.

3.2.2 Les séismes décrits dans la région de Constantine depuis 1900 [10]:

On ne connaît pas durant la période précédant l'année 1900, un séisme fort dans la région de Constantine. Ce qui n'est pas le cas de la période instrumentale où au moins 3 séismes d'intensité maximale VIII MSK ont touché la région : le premier est celui du 4 août 1908 de magnitude $M_s = 5.25$, le deuxième celui du 6 août 1947 de magnitude $M_s = 5.0$ et enfin le troisième de mémoire assez récente le 27 octobre 1985 de magnitude $M_s = 5.7$. On signalera aussi la crise sismique (33 séismes) de janvier à avril 1925 qui aurait selon Mme Hée frappé la ville de Constantine.

3.2.2.1 Le séisme du 4 Août 1908 :

Heure (GMT) : 2h 11 mn 00s.

Epicentre instrumentale: 36° 40'N; 6.65° E

Magnitude (M_s) : 5.25.

Intensité maximale (I_0) : $I_0 = V$ (La Calle), $I_0 = VIII$ (Constantine)

Rayon moyen de perception : 175 Km.

Profondeur : 10 Km.

Le séisme a touché la ville de Constantine et ses alentours, il est reporté par Rothé (1951), le choc a duré 10s, suivi par 12 répliques de moindre importance.

Le choc principal n'a pas eu de signes prémonitoires mais a été suivi par des répliques ; l'une d'elles est comparable à la secousse principale qui a été enregistrée par plusieurs stations sismologiques de Tiflu (URSS) et de Hilwan (Egypte). Ce séisme a été ressenti à 175 Km à l'Est de la Calle, l'intensité maximale est évaluée à $I_0 = VIII$ à Constantine et a couvert un rayon de 14 Km. Sur le terrain, ce tremblement de terre est associé à une fissure de 200m de long et 50 cm de largeur observée dans le plateau de Mansourah. Parmi les perturbations qu'à causées ce séisme, on citera les eaux des sources thermales initialement froides devenues chaudes avec un changement de couleur des eaux qui a viré vers le rouge-sang, ce qui a causé la panique au sein de la population.

Les dégâts les plus importants sont recensés dans plusieurs régions de l'Est en particulier dans les régions avoisinant la ville de Constantine (**figure. 3.2**) :

- Dans la région de Mansourah : « dans le quartier des chasseurs d'Afrique », des murs et des toits ont été détruits blessant cinq (5) personnes.
- Dans la région de Sidi Mabrouk : une école a été complètement détruite enterrant des enfants de cinq ans retirés des ruines par la population extremis.
- A El Kantara : des murs, des plafonds et des façades de maisons se sont effondrés.
- A 12 Km au NW de la ville de Constantine en particulier à Ksar El Kellel, cinq personnes d'une même famille ont trouvé la mort et deux autres sérieusement blessées.
- A El Arrouch, à 37 Km au NE de Constantine, le même choc qui a duré 20s a fait fuir toute la population hors de ses maisons.

L'intensité maximale est évaluée à :

- VIII (MSK) à Constantine, Sidi Mabrouk, Rouffach et El Kantera.
- VII à El Arrouch, Ain Smara, Khroub, Ouled Rahmoun et Mila.
- VII à Skikda, Collo et Guelma.
- V à Annaba et Souk Ahras.

$I_0 = VIII$ est attribuée dans les régions où les dommages sont importants et où le nombre de victimes est élevé.

$I_0 = VI$ et VII est attribuée dans les régions où les dommages sont de moindre importance.

$I_0 = V$ est attribuée dans les régions où l'on n'a pas enregistré de dégâts mais une panique générale au sein de la population.

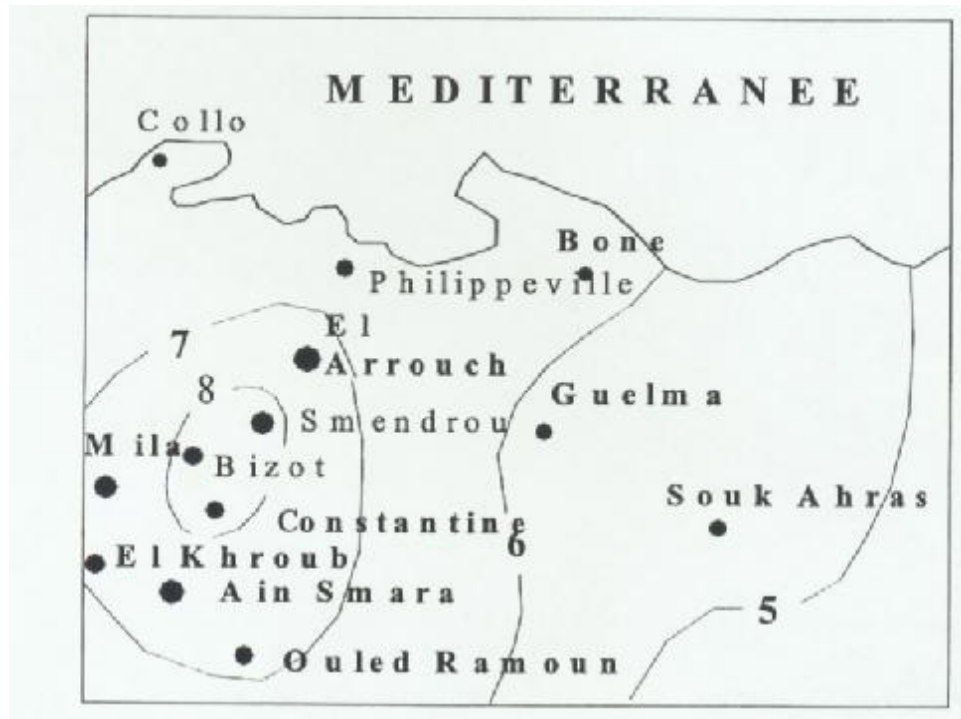


Fig. 3.2 Carte des isoséistes du séisme du 04 Août 1998.

3.2.2.2 Le séisme du 6 Août 1947 :

Heure (GMT) : 9h 46mn 38s.

Epicentre instrumental: $36^{\circ} 31' N$; $6.68^{\circ} E$.

Magnitude (M_s) : 5.

Epicentre macrosismique : $36^{\circ} 30' N$; $6.68^{\circ} E$.

Intensité maximale (I_0) : $I_0 = VIII-IX$ à El Khroub.

Rayon moyen de perception: 70 Km.

Mercredi, le 6 août 1947, un séisme d'une magnitude de 5 a touché la région de Constantine et a causé d'importants dégâts dans la ville et les régions voisines, l'épicentre est localisé à 330 Km à l'Est d'Alger, ce tremblement de terre constitue l'événement le plus important dans toute la région depuis 1908. Il a été ressenti dans un rayon de 70 Km, soit, à l'Est de Medjez Amar, à l'Ouest de Fedj M'zala, au Sud de Ain Fakroun et au Nord jusqu'à la cote où l'intensité est évaluée à $I_0 = III$.

Le choc principal a causé beaucoup de blessés et a endommagé un nombre important de structures surtout dans la région épicertrale en particulier dans la zone de Oued Hamimine (District d'El Khroub).

Dans la région de Constantine beaucoup de vieilles constructions ont subi des dommages moindres lézardées, alors que les nouvelles bâtisses n'ont pas été affectées. Ce séisme a duré 24s rapporté comme record par le IMPGA (Alger), il a été ressenti à Constantine où l'intensité est de $I_0 = V$.

Le choc principal a été précédé par deux petites secousses et suivi par plusieurs autres qui ont causé une panique général au sein de la population, dans la ville de Constantine 10 000 habitants ont quitté leur maisons pour camper dans des tentes.

Les données macrosismiques de ce tremblement ont été rapportées par la presse algérienne et internationale et a été étudié par Rothé (1950), qui a donné une description détaillée des dommages ; suite à ses analyses il a affecté une intensité de $I_0 = \text{VIII-IX}$ à Oued Hamimine ; d'autres auteurs ont évalué l'événement avec les intensités suivantes (**figure. 3.3**) :

- $I_0 = \text{VIII-IX}$ (MM), IMPGA.
- $I_0 = \text{IX}$ (MM) (Khemici, EERI, 1983).
- $I_0 = \text{IX}$ (MM), (USCGS).
- $I_0 = \text{VIII}$ (MSK), (SSIS).

Le séisme de 1947 a été enregistré par toutes les stations du monde, l'épicentre instrumental a été calculé:

$36^{\circ}.300' \text{ N}$; 6.700° E (ISS).

$37^{\circ}.000' \text{ N}$; 8.000° E (USCGS).

L'épicentre macrosismique est déterminé à:

$36^{\circ}.36' \text{ N}$; 6.666° E (Rothé, 1950).

$36^{\circ}. 2' \text{ N}$; 6.64° E (Ambraseys, 1981).

$36^{\circ}.3' \text{ N}$; 6.68° E (IMPGA).

La magnitude est calculée par IMPGA et IPG (Strasbourg), $M_s = 5.3$.

Karnik, 1969, $M_s = 5.0$.

Mezcua et Martinez (1983), $M_b = 5.3$.

Les dommages les plus importants ont été observés dans la région de Oued Hamimine à 13 Km au SE de la ville de Constantine.

- A Oued Hamimine, le choc a causé des effondrements dans plusieurs maisons piégeant des victimes sous les décombres.
- La Ferme de Agha El Hadeif Eloki, à 5 Km au Nord d'El Khroub a souffert des dégâts causés par le choc principal ; la famille habitant le domaine a été enterrée sous les débris causant la mort de 3 personnes et 3 autres ont été gravement blessées.
- Dans la ferme voisine de Agha El Hokki les dommages sont plus importants, des maisons et des hangards ont été complètement détruits.
- A Oued Hamimine 20 fermes ont été complètement détruites, 20 autres sérieusement touchées.
- Dans la ville de Constantine le tremblement de terre a semé la terreur et la panique générale au sein de la population.
- Dans les gorges du Rhummel au niveau des sources balnéaires, l'eau habituellement limpide est devenue boueuse et trouble et la température a subitement augmenté.
- A 15 Km au NW de Constantine, dans la région de Ain Smara, plusieurs murs sont tombés et plusieurs maisons endommagées.

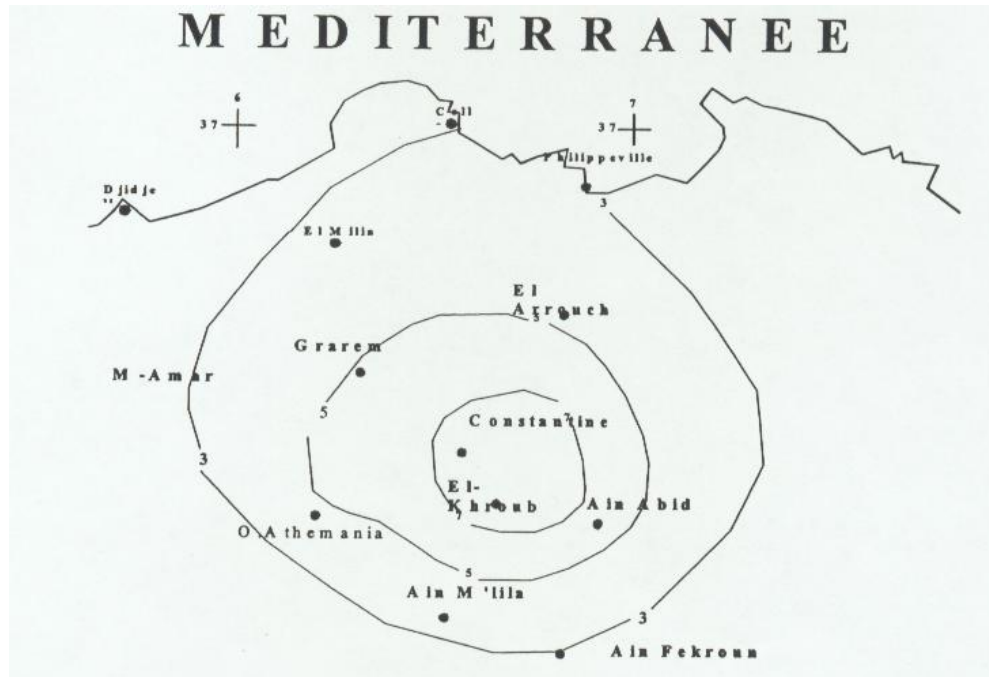


Fig. 3.3 Carte des isoséistes du séisme du 06 Août 1947.

Le choc a été ressenti dans les localités de Skikda, Oued Seguin, Ain M'lila, Lucet, Ain Fakroun, El Milia et Collo.

L'intensité maximale (I_0) a été évaluée après l'analyse des données macrosismiques, I_0 est évaluée à :

$I_0 = VIII$ (MSK), dans la région de Oued Hamimine.

$I_0 = VII$ dans les régions de Constantine, Ain Smara et Sidi Mabrouk.

$I_0 = VI$ dans les régions de Rouffach, Guettar El Aich et Ain El Abid.

$I_0 = V$ dans les régions de Oued Athmania, Belfort, Oued Rahmoun et Grarem.

$I_0 = IV$ dans la région de Ain El Arab, Medjez-Amar, Mila, Ain Fakroun, Collo et El Milia.

3.2.2.3 le séisme du 27 Octobre 1985 :

Heure (GMT) : 19h 34mn 59s.

Epicentre instrumental: $36^{\circ}.40'N$; $6.65^{\circ} E$.

Magnitude (M_s) : 5.7.

Epicentre macrosismique : $36^{\circ}.39'N$; $6.85^{\circ} E$.

Intensité maximal (I_0) : VIII à El Aria.

Rayon moyen de perception : 130 Km.

Profondeur : 10 Km.

Le 27 octobre 1985, la ville de Constantine a été ébranlée par un séisme de magnitude $M_s = 6.0$, les pertes humaines ont été évaluées à une douzaine de victimes essentiellement dans les régions d'El Aria, Beni Yacoub et Kef-Tassenga. Cet événement est le plus important ressenti dans l'Atlas Tellien depuis le séisme de Chlef ($M_s = 7.3$, CSEM).

Le choc principal a été enregistré par toutes les stations sismologiques (474 stations, ISC), il a été ressenti à 120 Km de rayon à l'Est d'El Kala, à l'Ouest de Setif, au sud de Batna et au Nord de la côte où l'intensité est évaluée à $I_0 = III$ sur l'échelle de MSK.

Le tremblement de terre a causé la mort de cinq personnes et 300 blessés et endommagé plusieurs vieilles constructions, les plus importants dégâts ont été enregistrés dans la région d'El Aria située entre El Khroub, Constantine et Beni Yakoub, l'intensité I_0 a été évaluée à $I_0 = VIII$ dans cette région (**figure. 3.4**).

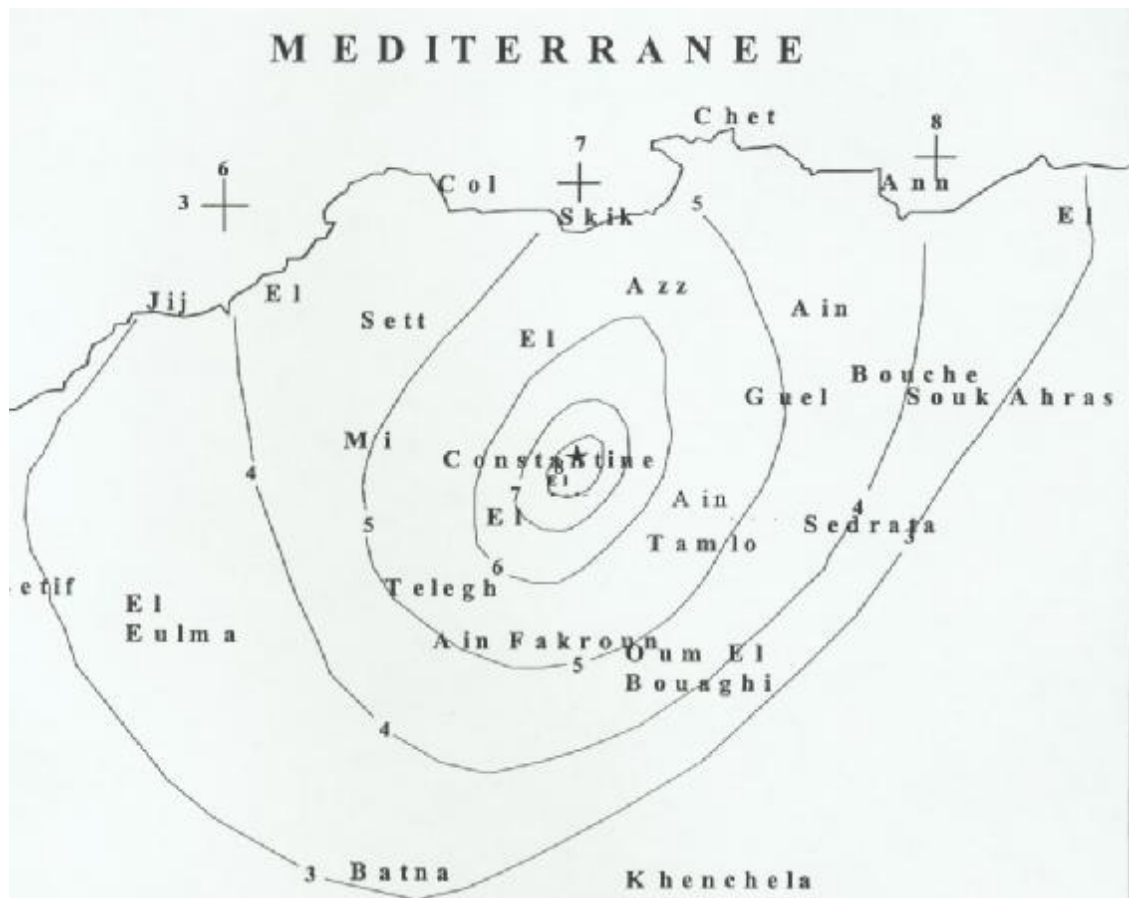


Fig. 3.4 Carte des isoséistes du séisme du 27 Octobre 1985.

Des dégâts de moindre importance ont été observés entre Ain Fakroun, Skikda, Chelghoum Laid et Cuelma avec une intensité $I_0 = V$.

Le choc principal a été précédé par deux petites secousses et suivi par des répliques qui ont persisté jusqu'à la fin novembre 1985, les plus importantes sources de données ont été publiées par Bounif (1990), Bounif et al (1987) ; Ils ont étudié la surface de rupture et l'activité des répliques ils évaluent l'intensité à $I_0 = VIII-IX$ (MSK) dans la zone située entre El Khroub et Beni Yakoub, cependant, Bounif dans sa thèse (1990) réévalue les intensités et attribue $I_0 = VIII$ (MSK) dans la région d'El Aria et publie la carte isoséiste.

Sur le plan géologique les traces de surface n'ont été observées que sur quelques Kilomètres seulement (4.5 Km), la distribution des répliques permet l'évaluation plus précise de la partie active de la faille (36 Km) qui peut être associée à la partie Nord de la faille de Ain Smara qui peut être divisée en trois segments de même longueur.

L'alignement de ces ruptures de direction N55⁰ ainsi que la distribution des répliques observées sont des indices d'une faille active de dur coulissage. Ainsi, la plus longue des ruptures de surface observée comme branche active de la faille (3.8 Km) et les structures géologiques récentes indiquent que la zone affectée est active durant le Quaternaire. L'épicentre instrumental est évalué à :

36.3⁰N. 6.9⁰E. (LDG).
 36.5⁰N. 6.8⁰E. (NEIC).
 36.33⁰N. 6.59⁰E. (MOS).
 36.38⁰N. 6.71⁰E. (CSEM).
 36.43⁰N. 6.78⁰E. (ISC).
 36.56⁰N. 7.08⁰E. (CRAAG).

Les magnitudes sont aussi calculées:

$M_s = 5.2$ (LDG).
 $m_b = 5.5$, $M_s = 5.9$ (NEIC).
 $m_b = 6.0$, $M_s = 6.0$ (PEK).
 $m_b = 5.4$, $M_s = 5.9$ (ISC).
 $M_s = 6.0$ (CRAAG).

Les dégâts les plus importants ont été observés dans la région située entre El Khroub, Constantine et Beni Yakoub, ce séisme a causé la perte de 10 personnes et 300 blessés et détruisant un nombre important de constructions anciennes et récentes. Les dégâts ont été décrits dans plusieurs régions de l'Est :

- A Souika, la majorité des constructions ont été sérieusement touchées, surtout les vieilles bâtisses de particuliers.
- A 25 Km au SE de Constantine dans le village d'El Aria des constructions et des fermes ont subi le maximum de dommage, cinq personnes ont trouvé la mort par les effondrements de leur maisons et d'autres sont blessées au moment de leur fuite hors des domiciles.
- A Beni Yakoub, à 9 Km au NE d'El Aria, les dommages sont très importants ; des maisons sont complètement détruites, dans cette région une fissure de 700 Km de long a été observée la longueur varie de 2 à 20 cm, le déplacement horizontal est estimé à 18 m et que le déplacement vertical à 28 cm.
- Dans la région d'El Abid à 14 Km au SE d'El Aria, plusieurs maisons ont été sérieusement touchées, des fissures d'un cm d'ouverture ont été observées.
- A Chelghoum Laid, à 60 Km à l'Ouest d'El Aria, le choc a duré 5 secondes et a semé la panique au sein de la population.
- Des dommages de moindre importance ont été observés dans les régions de Skikda, Chelghoum Laid, Ain Fakroun et Guelma.
- La même choc est ressenti dans les régions de Souk Ahras, Batna, Sétif, et Jijel.

L'intensité maximale I_0 est réévaluée à VIII (MSK) et est attribuée à la région située entre El Aria et Beni Yakoub sur un rayon de 8 Km.

$I_0 = VII$ dans les régions de Constantine, El Khroub et El Meridj.

$I_0 = VI$ dans les régions de Ibn Ziad, Hamma Bouziane, Ain Abid, El Harrouch et Azzaba.

$I_0 = V$ dans les régions de Skikda, Mila, Chelghoum Laid, Ain Fakroun et Guelma.

$I_0 = IV$ dans les régions de Chekfa, Djamila, El Eulma, Oum El Bouaghi et Sedrata.

$I_0 = III$ dans les régions de Souk Ahras, Batna, El Taraf ; El Kala, Sétif et Jijel.

L'intensité $I_0 = VII-VIII$ est évaluée dans des sites où nous observé des dommages importants, des pertes humaines et des blessés.

L'intensité $I_0 = III-IV$ est évaluée dans des sites où nous avons observé la destruction de vieilles constructions.

3.3 Caractéristiques des séismes :

3.3.1 Carte de sismicité historique :

La méthodologie suivie dans l'élaboration de la carte de sismicité de la région de Constantine est la suivante [10] :

- La compilation des catalogues et autres listings existants : il s'agit de rassembler l'ensemble des catalogues de sismicité disponibles. trois principaux catalogues ont été consultés à savoir ceux du CRAAG (1994) , Benouar (1994) et Harbi (2001), ainsi qu'un CD-Rom de l'ISC (international seismological center), pour la période de 1994 à 2003. par ailleurs, plusieurs articles et autres documents ont été considérés (Hée , 1950).
- La complétude : définir un catalogue de base qui est souvent le plus récent et le plus complet et, le cas échéant, le compléter dans ses parties manquantes par des données qui peuvent se trouver dans d'autres documents et archives. Le travail de Harbi a été considéré comme catalogue de base .
- L'homogénéisation : essayer d'utiliser les mêmes paramètres , tels que la magnitude et l'échelle des intensités. Concernant les magnitudes, dans ce travail, nous avons utilisé la magnitude de surface M_s , par ailleurs, les intensités ont été estimées dans l'échelle MSK.

La carte de sismicité montre (**fig. 3.5**) que les épicentres des séismes destructeurs se situent dans la région comprise entre El-Aria et Constantine ville. Par ailleurs, en regardant la carte de sismicité, on s'aperçoit que certains alignements d'épicentres sont dans la direction NE-SW.

3.3.2 Carte des intensités maximales :

La carte historique des intensités maximales (**fig. 3.6**) est une compilation des effets induits sur le sol par les séismes historiques importants à l'intérieur ou près d'une région donnée. Ces effets de terrain pour de grands séismes sont représentés par des observations d'intensités maximales .

En présence de plusieurs séismes, les cartes des isoséistes des différents séismes sont superposées afin d'identifier l'effet maximum en différents points des surfaces affectés par chaque intensité correspondant à l'échelle MSK. La méthodologie d'élaboration de la carte des intensités historiques maximales est la suivante [10] :

- Les séismes importants d'une région touchée sont sélectionnés à partir du catalogue des séismes historiques et des cartes de la sismicité historique.
- Les cartes isoséistes et les descriptions des effets de terrains induits, disponibles, pour chaque séisme sont compilées. Il faut s'assurer que c'est la même échelle des intensités qui a été utilisée pour tous les évènements sismiques.
- Si ce n'est pas le cas, il faudrait procéder à l'homogénéisation des échelles. le schéma de travail étant préparé, il faudrait reporter sur une carte les intensités induites par les séismes sélectionnés, et enfin, tracer les lignes de la même intensité.

L'observation de la carte des intensités historiques de la région de Constantine (**fig. 3.6**) montre que l'intensité historique maximale observée dans l'histoire sismique dans cette région est de VIII (échelle MSK). Elle a été décrite dans les localités de Constantine, de Hamma Bouziaïne, d'El Kroub, de Rouffach, de Mansourah et d'El Aria.

Trois séismes importants ont été utilisés pour l'élaboration de la carte des intensités historiques. Il s'agit de séisme de Constantine du 04 Août 1908 de magnitude $M_s = 5.25$, du séisme de Constantine du Août 1947 de magnitude $M_s = 5.20$ et du séisme de Constantine du 27 Octobre 1985 de $M_s = 5.70$.

3.4 COMPILATION SISMOTECTONIQUE :

3.4.1 Généralités :

La tectonique étant l'ensemble des déformations ayant affecté des terrains géologiques postérieurement à leur formation, la tectonique active est celle qui affecte ces mêmes formations durant la période du quaternaire.

une faille active est définie comme une fracture quaternaire le long de laquelle des déplacements tectoniques récents ou actuels peuvent se produire.

Les séismes destructeurs se produisent sur des failles actives qui peuvent être identifiées en surface. Ceux ayant engendré une magnitude supérieure à 6 se manifestent souvent par des ruptures de failles en surface. Lorsqu'une faille casse, la rupture peut se propager jusqu'à la surface du sol. L'apparition d'une faille en surface dépend de la profondeur du foyer, de l'ampleur du déplacement au foyer et de la dimension du plan de faille. L'examen du déplacement ancien des failles peut servir pour l'identification des failles actives.

Le déplacement le long des failles sismiques correspond souvent au jeu d'anciennes failles. Ceci est attesté par les différentes directions de failles connues déjà et qui se réactivent au temps actuel.

En outre, l'analyse des données de la sismicité historique, notamment la distribution des intensités durant des séismes historiques, sont d'un apport certain dans la compréhension de la géométrie et des caractéristiques sismotectoniques de certaines structures géologiques actives.

3.4.2 Les failles actives du Constantinois :

3.4.2.1 Faille de Ain Smara :

La région de Constantine (Nord Est de l'Algérie), a été fortement secouée par un séisme survenu le 27 octobre 1985 à 19h 34' 59'' de magnitude égale à 6.0 (SCEM et CRAAG). Cet événement sismique est le plus important ressenti dans l'Atlas Tellien depuis le séisme de Chlef du 10 octobre 1980 ($M_s = 7.3$). Du point de vue historique, le séisme de Constantine fait suite aux deux événements majeurs de 1908 et de 1947.

Ce séisme a permis de mieux comprendre au moins une partie des failles actives de la région de Constantine car des relations directes ont pu être faites entre ce séisme et les

ruptures en surface de la faille de Ain Smara. La distribution des répliques permet une évaluation plus précise de la partie active de la faille durant ce séisme, qui est d'une longueur d'environ 36 Km et qui peut être associée à la partie Nord est de la faille de Ain Smara [10].

Les observations de terrain, notamment des ruptures observées en 1985, ont permis de voir que la faille de Ain Smara est un décrochement senestre orienté dans sa partie Nord (segment S1) dans la direction N 40° E. [10]

En terme de sismicité, il apparaît en observant la carte (**fig. 3.7**) que l'essentiel de cette dernière est produite par la faille de Ain Smara, particulièrement les trois séismes les plus destructeurs de la région de Constantine à savoir ceux de 1908, de 1947 et celui de 1985. Ce qui est appelé ici la faille de Ain Smara est en fait un ensemble de quatre (04) segments (S1, S2, S3, S4) de direction générale NE-SW (**figure. 3.7**). Les analyses des répliques du séismes de 1985 a montré que chaque segment peut être lui même composé de plusieurs petits sous segments [10].

3.4.2.2 Accident du front de nappes Constantinois [10]:

La localité d'El Kantour est située à l'entrée de Skikda. La faille en question est de direction globalement E-W. Cet accident bien visible sur la route menant vers Skikda, à partir du Col jusqu'à l'ancien pont ainsi qu'au niveau de la région de Beni Haroun. Cette faille de chevauchement semble être un trait structural important et se continuerait jusqu'à la région de Guelma. Les observations de terrain confirment qu'il s'agit d'une faille inverse à plongement vers le Nord. En terme de sismicité, ce trait ne semble pas être très actif puisque seules quelques secousses sismiques faibles semblent être liées à cette faille.

3.4.2.3 Faille de Tamlouka (Guelma) :

La localité de Tamlouka est située dans la wilaya de Guelma, à une cinquantaine de Km au SE de Constantine.

D'une direction globale NE-SW, la faille de Tamlouka met en contact les terrains d'âge mésozoïque avec les argiles quaternaires. Cette faille a été mise en évidence par Vila (1980). Elle limite le bassin de Tamlouka (Guelma) au Nord. Cette faille qui s'étend sur plus d'une vingtaine de kilomètres présente une direction globale NE et montre un jeu en décrochement senestre. Par ailleurs, en terme de sismicité, pour la période de 1850 à nos jours, indique qu'il n'y a pas de séismes à proximité de cette faille. Néanmoins, n'oublions pas qu'il n'existe pas de données de sismicité pour la période antérieure à 1850. Il est vraisemblable que de tels séismes existent dans la mesure où des évidences claires de déformations quaternaires sont présentes [10].

3.4.2.4 Faille de Sigus (Oum El Bouaghi) :

La faille de Sigus acquiert progressivement une orientation NE-SW dans sa partie Ouest, suggérant ainsi la présence d'au moins deux segment. Les observations de terrain ont permis de voir des indices d'activité quaternaire qui sont visibles au niveau de l'Oued Sigus à l'extrémité Est de la ville de Sigus. Des mesures tectoniques prises sur cet accident montrent globalement une direction E-W avec un pendage fort proche de la verticale. Cette faille d'une trentaine de Kilomètres environ montre un jeu globalement inverse. En terme de sismicité, seules 04 secousses faibles semblent être liées à l'activité de cette faille [10].

La région de Constantine appartient à la chaîne tellienne de l'Algérie du Nord qui se localise à la frontière des plaques tectoniques Africaine et Eurasienne en mouvement de convergence durant la période de quaternaire. Cette situation a permis l'activation et/ou la réactivation d'un certain nombre de failles le long de toute l'Algérie du Nord. Les analyses tectoniques du Constantinois ont permis de mettre en évidence un certain nombre de failles néotectoniques et parfois de voir la superposition des différentes phases tectoniques qui ont affectées ces formations durant la période néotectonique.

L'examen de la carte sismotectonique de la région de Constantine (**fig. 3.7**) montre quatre failles actives capables de générer des tremblement de terre :

- La faille de Ain Smara : c'est une faille qui est composée de quatre principaux segments ou branches, dont la branche NE qui a produit le séisme du 27 octobre 1985. La plupart des séismes enregistrés dans le Constantinois sont liés à l'activité de cette faille. De ce fait, elle constitue la première menace en terme sismique pour la ville de Constantine et ses environs.
- La faille de sigus : elle est administrativement située dans la Wilaya de Oum El Bouaghi, à environ 50 Km de la ville de Constantine. C'est une faille active puisqu'elle affecte les dépôts quaternaires même si en terme de séismes seuls 03 secousses semblent être liées à l'activité de cette faille.
- La faille de Tamlouka : elle est située administrativement dans la wilaya de Guelma, à environ 50 Km de la ville de Constantine. C'est une faille active puisqu'elle affecte les dépôts quaternaires même si en terme de sismicité historique il n'y a pas de secousses localisées à proximité de cette faille.
- La faille Nord Constantinois ou front de chevauchement des nappes : c'est une faille segmentée qui semble avoir produit quelques petites secousses sismiques durant ce siècle.

3.5 les sources sismiques de la région de Constantine :

3.5.1 Définition des sources sismiques :

L'analyse de l'aléa sismique requiert la localisation et la définition de la géométrie des sources sismiques capables d'engendrer des tremblements de terre dans une région donnée. Une source sismique est définie comme étant une portion de l'écorce terrestre dont les conditions géodynamiques et géologiques sont telles que des secousses sismiques peuvent se produire à l'intérieur. Il est souvent assumé que l'activité sismique dans une source sismique est uniforme. Plusieurs types de sources sont définies dans la littérature. Il existe trois catégorie de sources sismiques et qui sont les suivantes :

3.5.1.1 Les failles :

Il est admis que les tremblements de terre se produisent à la suite des mouvements de deux blocs de l'écorce terrestre le long d'un plan d'une faille. Les failles peuvent avoir divers mécanismes, elles sont soit inverses, normales ou coulissantes. Dans les modèles des sources sismiques les failles sont modélisées comme des lignes sources.

3.5.1.2 Les zones sources :

Généralement on peut avoir deux types de zones sources : celles qui sont définies en région étudiée. Le cas le plus pédagogique des sources définies par la sismicité est celui de faille de New Madrid aux USA où bien qu'on ne voit pas de faille en surface. La concentration de la sismicité indique clairement un couloir qui soulignerait la faille en profondeur.

Dans les régions à sismicité relativement modérée les zones sources peuvent être définies sur la base des données sismotectoniques, géologiques et structurales de la région considérée. Dans la pratique de l'analyse de l'aléa sismique à travers le monde, la définition des zones sources dépend de l'état des connaissances sismotectoniques de la région considérée.

3.5.1.3 Les points sources :

certain auteurs définissent aussi le point source quand on n'a pas suffisamment de données pour identifier des failles ou pour définir des zones sources.

Imaginons que dans une région donnée nous avons un épicerne d'un séisme historique d'une certaine magnitude et que les investigations sismotectoniques ne permettent pas d'associer à cet épicerne une faille ou une zone source donnée, on peut alors considérer que cet épicerne peut être définie comme une source sismique ponctuelle.

On retrouve la notion de point source chez les spécialistes qui travaillent essentiellement sur des catalogues de la sismicité historique et qui ne disposent pas de suffisamment de données sismotectoniques et géologiques.

3.5.2 Identification des sources sismiques dans la région de Constantine :

L'analyse combinée de la carte sismotectonique qui englobe des données de la sismicité historique et les données de géologie permet de constater que les séismes dans la région de Constantinois ne sont pas répartis de façon aléatoire. Ils semblent plutôt bien correspondre à la localisation des structures géologiques actives. Pour les besoins de calcul de l'aléa sismique, quatre sources sismiques dont trois zones sources (Z1,Z2,Z3) et une ligne source (faille S1) ont été définies (**figure. 3.8**). Trois critères ont été pris en considération dans la définition des zones sources à savoir la présence de structures géologiques actives, la distribution de la sismicité historique.

3.5.2.1 Zone source de Ain Smara (Z1) :

La ville de Ain Smara est située au milieu d'une zone caractérisée par la présence de trois fractures qui peuvent s'avérer actives en raison de la présence assez remarquable de nombreuses secousses sismiques historiques. Les trois fractures sont indiquées sur la carte des sources sismiques (figure) par S2,S3 et S4 de longueur respectivement de 8.70 Km , 14.2 Km et 14.7 Km. L'une de ces fractures en l'occurrence S4 affecte vraisemblablement les dépôts quaternaires. Les travaux de terrain n'ont pas permis d'obtenir des renseignements paléosismologiques, c'est pourquoi cette surface modélisée comme une zone source capable de produire des tremblements de terre. La zone source Z1 est orientée Nord Est-Sud Ouest et a une superficie de 176.64 Km² [10].

3.5.2.2 Zone source nord Constantinois (Z2) :

Au nord de la ville de Constantine un trait structural a été décrit dans l'étape sismotectonique comme étant une faille active. Il s'agit en fait d'une faille discontinue dont la taille des différents segments qui la composent est de l'ordre de 6 à 7 Km. La présence d'un certain nombre de secousses sismiques historiques, même faibles, autour de cette structure géologique montre que celle-ci est active, et donc capable de produire à l'avenir des secousses sismiques. Afin de prendre en considération le potentiel sismique de cette faille dans l'évaluation de l'aléa sismique de la région de Constantine, dont l'activité est faible, si on se

réfère à la sismicité associée à, cette faille ainsi et aux déformations récentes qui ne sont pas très évidentes on définit la zone source Z2, d'une superficie de 220.32 Km² [10].

3.5.2.3 Zone source Sigus-Temlouka (Z3) :

Les investigations géologiques menées au sud de la région de Constantine ont permis de mettre en évidence deux failles actives. Ils s'agit de la faille de Temlouka et de la faille de Sigus qui sont respectivement un décrochement sénestre et une faille inverse. Bien qu'il existe des évidences montrant que les formations quaternaires sont affectées par les déformations, il n'a pas été possible de localiser des sites privilégiés pour des investigations paléosismologiques du fait que la déformation est faible et diffuse. D'un autre côté, la faible sismicité de cette région ne permet pas de caractériser ces failles individuellement ; c'est pourquoi on a défini une zone source Z3, d'une superficie de 407.88 Km², comme une probable source de futurs séismes dans la région afin de prendre en considération l'éventuelle contribution de ces deux failles à l'aléa sismique de l'agglomération de Constantine [10].

3.5.2.4 La faille de Ain Smara (S2) :

La faille de Ain Smara indiquée par S1 sur la carte des sources sismiques (figure) est la structure géologique active la mieux connue dans la région de Constantine. Son activité indiquée par la concentration de la sismicité historique (concentrée dans la zone Z4) a été confirmée par les ruptures en surface observées à la suite du séisme du 27 Octobre 1985. C'est une faille sub-verticale d'environ 25 Km de longueur et de direction Nord Est-Sud Ouest. Cette faille dont le potentiel sismique est important est la principale source des séismes qui menacerait l'agglomération de Constantine et ses environs. Il s'agit d'un décrochement dextre qui est subdivisé en au moins trois segments, comme indiqué par l'analyse des répliques du séisme 27 Octobre 1985 (Bounif). Les investigations géophysiques montrent que cette faille qui est considérée comme étant vertical par les travaux antérieures, est en fait-verticale avec un léger plongement vers le Sud Est. Dans le modèle de calcul de l'aléa sismique cette faille communément appelée « faille de Ain Smara » est modélisée comme une ligne source car nous considérons qu'elle est géométriquement suffisamment connue. Par ailleurs, pour le calcul des paramètres d'activité de cette faille nous avons pris en considération l'ensemble des secousses sismiques localisées à l'intérieure du périmètre de la zone Z4 [10] .

3.6 Conclusion :

on conclusion on peut dire que la connaissance de l'activité sismique dans un pays permet de rassembler toutes sortes d'informations sur les structures actives, sur les zones concernées, etc.

On peut faire les remarques suivantes :

- a) Les données de sismicité disponibles concernant la sismicité de la région de Constantine ne couvre que la période post 1850, donc, nous n'avons aucune informations sur les séismes plus anciens.
- b) Trois séismes destructeurs ont affectés particulièrement la région de Constantine . il s'agit des séismes du 04 Août 1908 de magnitude $M_s = 5.25$, du 06 Août 1947 de magnitude $M_s = 5.20$, et celui du 27 Octobre 1985 de magnitude $M_s = 5.70$.
- c) Les épicentres des séismes destructeurs se situent dans la région entre El Aria et Constantine ville. Par ailleurs, en regardant la carte de sismicité, on s'aperçoit que certains alignement d'épicentres sont dans la direction NE-SW.

d) L'observation du catalogue de l'**Annexe X** montre que la région de Constantine est relativement assez sismique. Il ne se passe pas pratiquement une année sans que l'on enregistre des secousses sismiques. Certaines sont ressenties par les populations, d'autres au contraire ne sont détectées que par les appareils d'enregistrement (sismographes). Durant l'année 1925, environ 30 secousses sismiques ont été enregistrées .

Sachant que d'autres séismes peuvent frapper dans un avenir proche ou lointain, il est impératif de définir toutes les failles pouvant générer ces séismes. Quatre zones sources ont été définies dans la carte des sources sismiques :

- Zone source de Ain Smara (Z1)
- Zone source nord Constantinois (Z2)
- Zone source Sigus-Temlouka (Z3)
- La zone source d'El Aria (Z4)

Ces informations sont importantes dans l'étude de l'aléa sismique pour la région de Constantine. Le résultat de l'étude l'aléa sismique est représenté par différents paramètres en particulier l'accélération maximale du sol.

NOTION DE DYNAMIQUE DES STRUCTURES	Chapitre 4
---	-------------------

4.1 Introduction :

L'objet de ce chapitre est de faire ressortir uniquement les notions de base de calcul dynamique qui constituent l'arrière plan théorique indispensable pour prévoir correctement les conséquences d'une conception donnée sur le comportement sismique de l'ouvrage.

On rappelle brièvement qu'une sollicitation sismique provient d'une rupture s'initiant dans le milieu et atteignent éventuellement la surface du sol où elles se manifestent par une vibration ressentie dans les trois directions de l'espace. Les appareils enregistreurs, les sismographes, recueillent ces vibrations sous la forme d'accélération du sol en fonction du temps. C'est sous cette forme que la sollicitation du support est définie dans ce chapitre.

Le calcul sismique a pour objectif la détermination de la réponse d'un ouvrage à un mouvement tellurique sollicitant ses fondations. On entend par réponse le calcul des sollicitations, des déplacements, des vitesses, et des accélérations subis par l'ouvrage. Ce calcul, qui relève du domaine de la dynamique des structures, se révèle délicat du fait de l'aspect aléatoire de l'excitation.

4.2 Oscillation (modes de vibrations) des structures-spectre de réponse :

Certaines des actions susceptibles de s'exercer sur une structure peuvent être à l'origine de sollicitations rapidement variables dans le temps. Ces actions présentent un caractère dynamique lorsque les déformations correspondantes sont suffisamment rapides pour que les forces d'inertie¹ ainsi mises en jeu cessent d'être négligeables vis-à-vis des sollicitations d'autre nature agissant sur la structure, et lorsque, par la suite, la réponse de la structure aux actions considérées apparaît comme conditionnée dans une proportion significative par ces forces d'inertie.

Le calcul dynamique suppose la détermination de la réponse des structures à la sollicitation sismique par la prise en compte des forces d'inertie mises en jeu (celles-ci n'existant que pendant la durée du séisme).

Lorsqu'une structure se trouve soumise à une action sismique, elle effectue tout d'abord, tant que dure le séisme, une série d'oscillations (vibrations) forcées régies par des lois en général complexe ; il leur succède, dès que le séisme a pris fin, des oscillations libres, qui obéissent à des lois plus simples, et qui finissent par s'amortir plus ou moins rapidement **FIG. 4.1.** À remarquer qu'en l'absence d'amortissement et d'excitation extérieure, les structures peuvent osciller indéfiniment suivant une fonction sinusoïdale du temps.

En réalité les structures ont autant de modes de vibration que de degrés de liberté. Dans cette situation, l'étude de l'oscillateur simple est essentielle car le calcul dynamique d'une structure élastique, comportant plusieurs degrés de liberté et plusieurs masses, se ramène à celui de l'étude d'un certain nombre d'oscillateurs simples caractérisés chacun par un mode de vibration², c'est à dire par un période propre³ une déformée propre et un

¹ Tout corps dont la vitesse varie avec le temps (accélération non nulle) subit une force d'inertie dont l'effet est de s'opposer à cette variation de vitesse.

² Le mode de vibration, caractéristique intrinsèque de la structure, est un mouvement naturel (libre), pour lequel il n'y a pas de forces appliquées et qui peut donc être étudié au préalable.

coefficient d'amortissement ζ . Le cumul de réponses de ces oscillateurs simples permet d'obtenir la réponse de la structure.

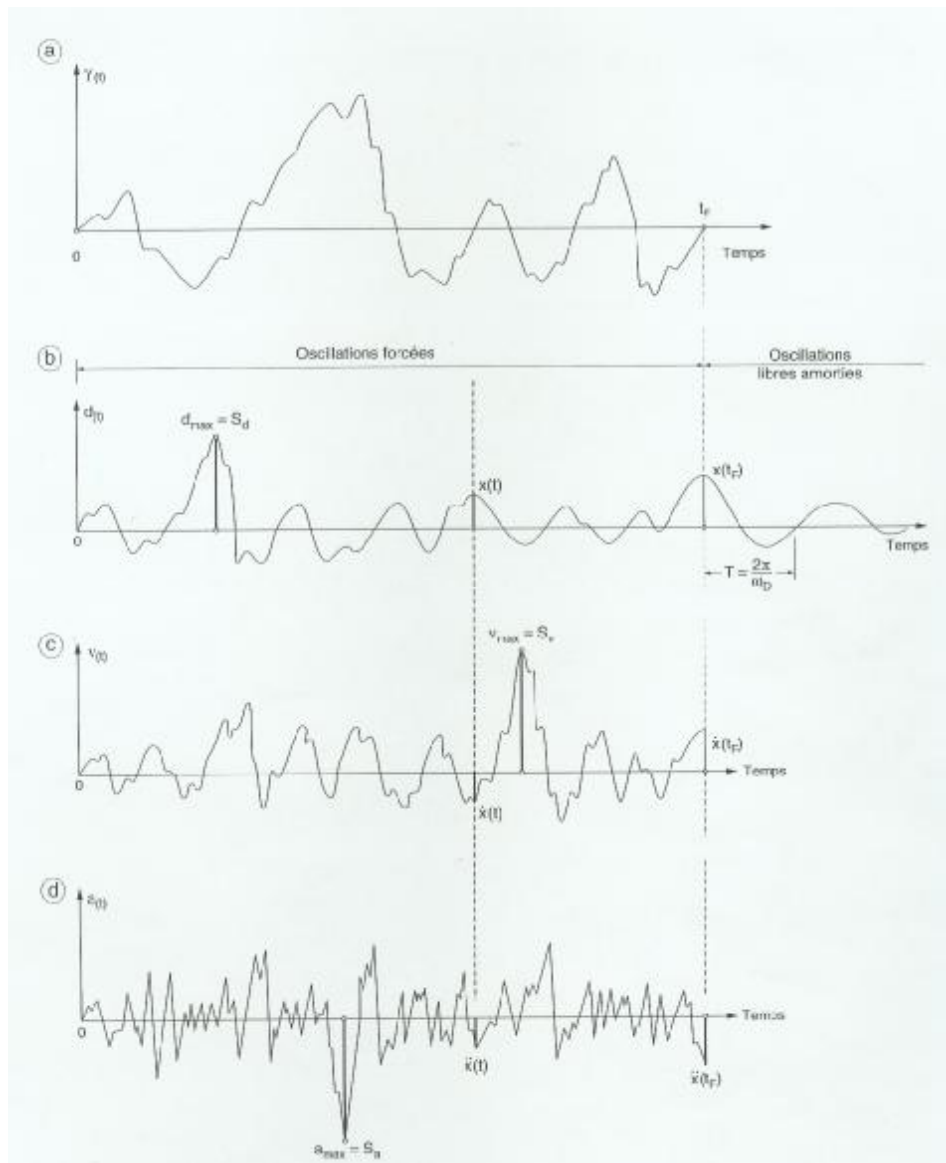


Fig. 4.1 Accélération du sol et réponse de la structure.

³ Pour un oscillateur simple ou une structure à un degré de liberté, la période propre est le temps mis pour effectuer un aller-retour dans le mouvement d'oscillation naturelle. Une structure à n degrés de liberté à n périodes propres.

4.2.1 Nature des structures :

Le mouvement du sol est connu a posteriori par son accélérogramme $\gamma(t)$ enregistrés lors d'un séisme ; on peut envisager deux types de structures liées au sol :

a) *structures parfaitement raides* (la période $T = 0$) :

Chaque point de la structure a le même déplacement absolu que le sol (**FIG. 4.2**), donc la même accélération $\gamma(t)$.

Le déplacement relatif de la masse par rapport au sol, quel que soit l'amortissement de la structure, est nul, la réponse de l'oscillateur est quasi statique : $d(t) = 0$

L'accélération de l'oscillateur tend vers l'accélération du sol (l'amplification de l'oscillateur tend vers l'unité), appelée accélération à période nulle ou à fréquence infinie.

En conséquence, une masse m attachée a cette structure (**FIG. 4.2 a**) lui communique une force d'inertie : $F = m \gamma(t)$.

b) *structures parfaitement souples* ($T = \infty$) :

le déplacement absolu des masses de la structure en dehors de celles directement liés au sol (les fondations, par exemple) est nul sous l'action des forces d'inertie.

Le déplacement relatif $d(t)$ de la structure par rapport au sol passe par un maximum, et est opposé au déplacement absolu du sol (**FIG. 4.2 b**).

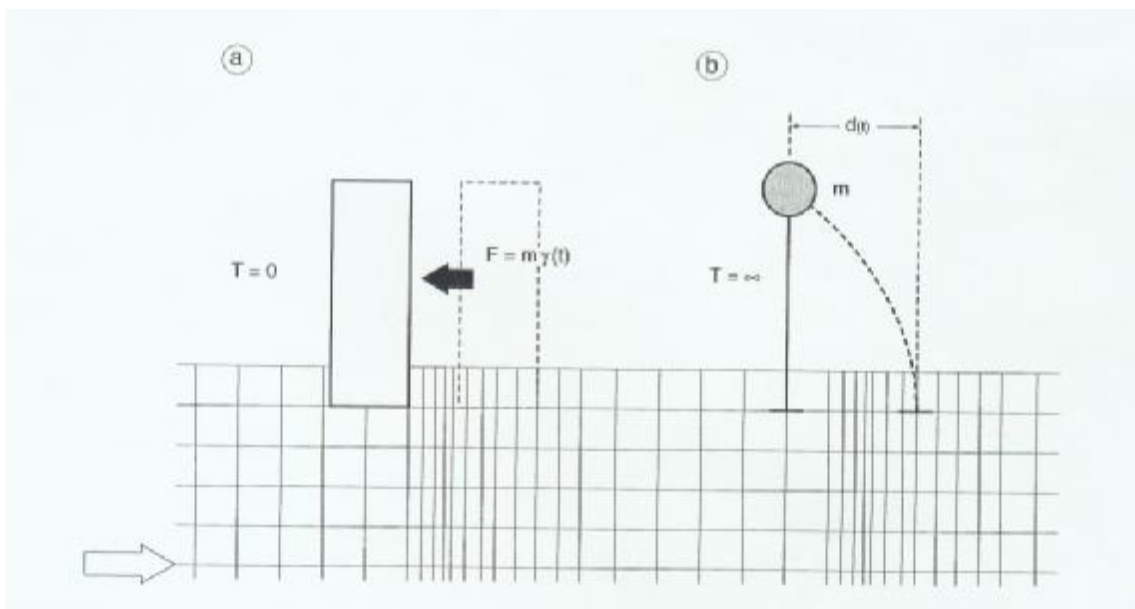


Fig. 4.2 Réponses des structures :
a- Oscillateur parfaitement raide ; b- Oscillateur parfaitement souple.

4.2.2 Oscillations des structures :

Lorsqu'on écarte un système, tel qu'un oscillateur simple constitué d'une masse m fixée au bout d'une tige, d'une position d'équilibre, compte tenu des liaisons et des déformations qui lui sont imposées il y a apparition des forces de rappel qui tendent à le ramener à sa position de repos (**fig. 4.3**). Sous l'action du séisme l'oscillateur est soumis à sa base au point A à un mouvement du sol $D(t)$ variable avec le temps ; le mouvement que prend la masse oscillante est un mouvement plan entièrement défini par le déplacement du centre de gravité de la masse au temps t . Donc le système dépend d'un seul degré de liberté : le déplacement relatif $d(t)$ de la masse par rapport au sol.

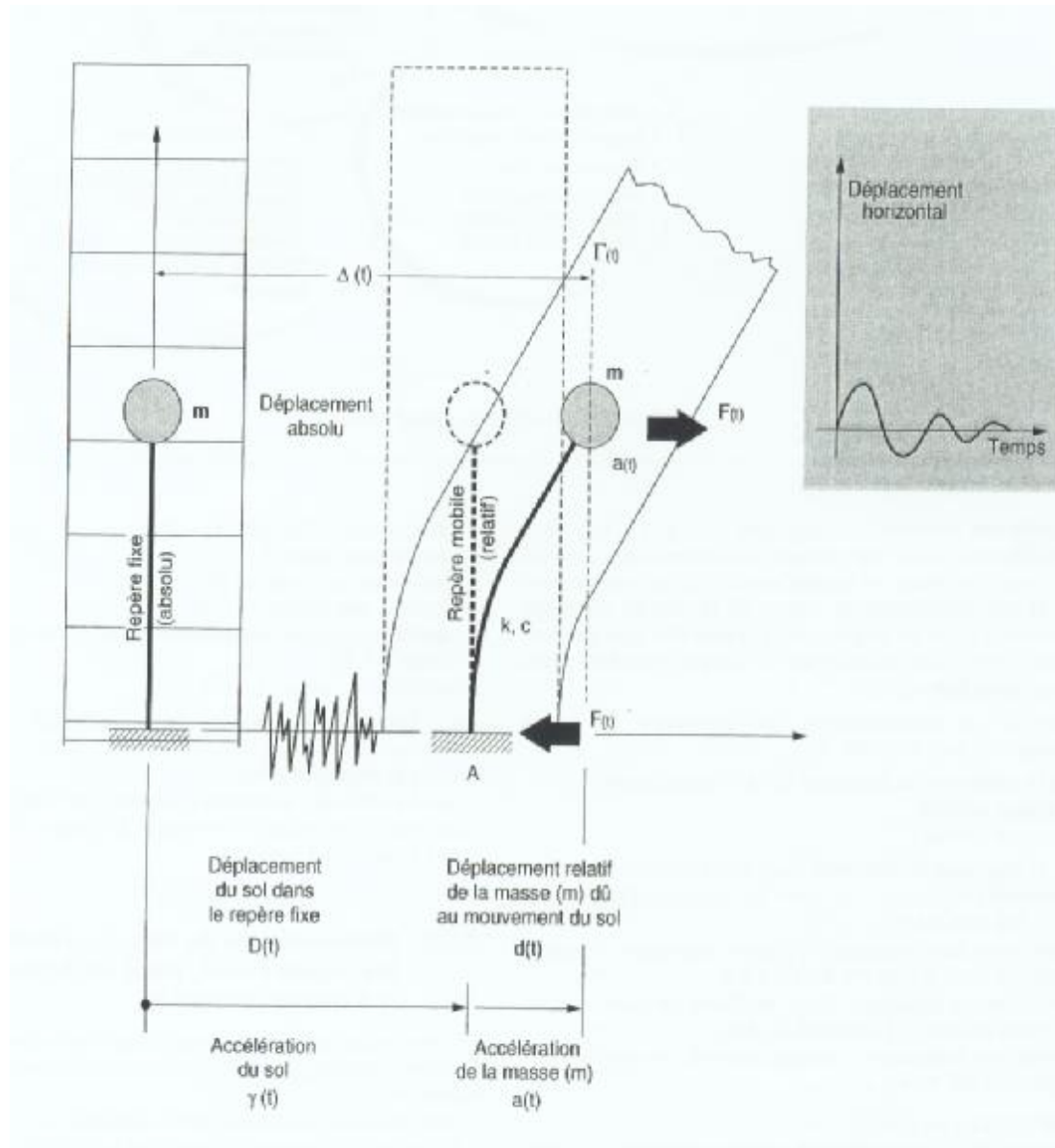


Fig. 4.3 Oscillateur simple.

La réponse sismique d'une structure est exprimée par la prise en compte de l'équilibre dynamique des forces s'exerçant sur la structure pendant la durée du séisme, et déterminée lorsque la masse m , qui occupe la position déformée définie par $d(t)$, est soumise aux forces horizontales suivantes :

- Une force de rappel élastique exercée par le support de raideur k , qui est proportionnelle au déplacement relatif $d(t)$:

$$F_1 = - k d(t) \quad (4.1)$$

- Une force de freinage proportionnelle à l'amortissement c et à la vitesse relative $v(t)$; autrement dit, à déplacement nul, l'amortissement est nul aussi :

$$F_2 = - c v(t) \quad (4.2)$$

- Une force d'inertie développée par la masse m dans le sens contraire à l'accélération $\Gamma(t)$ de l'action sismique ; les forces d'inertie caractérisant la résistance qu'opposent les masses à leur mise en mouvement ou à leur freinage, elles sont donc opposées aux forces élastiques :

$$F = - m \Gamma(t) = - m [\gamma(t) + a(t)] \quad (4.3)$$

Avec :

$\gamma(t)$: accélération du sol ;

$a(t)$: accélération de la masse m par rapport au sol.

Les déplacements de la masse m sont mesurés soit dans un repère relatif lié au point A [déplacement $d(t)$], soit dans un repère absolu [déplacement $D(t)$]. Les déplacements sont liés par la formule :

$$\Delta(t) = D(t) + d(t) \quad (4.4)$$

En écrivant l'équilibre des forces, on obtient :

$$F_1 + F_2 = - F(t) \quad (4.5)$$

On en déduit l'équation du mouvement :

$$m \Gamma(t) + c v(t) + k d(t) = 0 \quad (4.6)$$

Soit, compte tenu de la formule 2.3 :

$$m [\gamma(t) + a(t)] + c v(t) + k d(t) = 0 \quad (4.7)$$

Soit encore :

$$m a(t) + c v(t) + k d(t) = - m \gamma(t) \quad (4.8)$$

On constate qu'on se ramène à l'étude d'un oscillateur simple dans le repère relatif (**FIG.4.3**) en supposant la masse soumise à une force fictif $- m a(t)$ proportionnelle à l'accélération $a(t)$ du point d'appui A.

Avec les notations suivantes et en tenant compte de la définition de l'amortissement ζ , l'équation (4.8) peut s'écrire sous la forme :

$$a(t) + 2\omega \zeta v(t) + \omega^2 d(t) = - \gamma(t) \quad (4.9)$$

Avec :

$$T = 2p \sqrt{\frac{m}{k}}$$

$$f = \frac{1}{T}$$

$$\omega = \frac{2p}{T} = 2pf$$

Avec :

k : raideur du système ;

ω : pulsation du système non amorti (en radian / second) ;

T : période (en seconde) ; le mouvement étant périodique, la durée d'un cycle est appelée période du mouvement ;

f : fréquence (en hertz) ;

On obtient ainsi à des spectres qui ne sont plus déduits mathématiquement d'un accélérogramme précis mais sont devenus des entités autonomes, artificiellement façonnées en fonction de divers impératif de protection parasismique.

La solution est donnée par l'intégrale de Duhamel. On obtient le déplacement relatif :

$$d(t) = - \frac{1}{w_D} \int_0^t \gamma(\tau) e^{-\zeta w(t-\tau)} \sin \omega_D (t - \tau) d\tau \quad (4.10)$$

Avec:

$w_D = w \sqrt{1 - \zeta^2}$: pseudo-pulsation des oscillations libres amorties ;

τ : variable d'intégration.

On constate que la valeur du déplacement ne dépend que de la pulsation ω , du coefficient d'amortissement ζ et de l'accélération γ du sol.

À partir de la formule 4.10 on obtient facilement la vitesse relative et l'accélération absolue.

Les structures ayant toujours des amortissements très faibles, on peut considérer que $\omega_D = \omega$, ce qui correspond à un oscillateur très peu amorti ; en négligeant les termes secondaires, les composantes du mouvement sismique deviennent [16]:

ü Le déplacement relatif :

$$d(t) = - \frac{1}{w} \int_0^t \gamma(\tau) e^{-\zeta w(t-\tau)} \sin \omega (t - \tau) d\tau \quad (4.11)$$

ü La vitesse relative:

$$v(t) = - \int_0^t \gamma(\tau) e^{-\zeta w(t-\tau)} \cos \omega (t - \tau) d\tau \quad (4.12)$$

ü La pseudo-accélération:

$$a(t) = + \omega \int_0^t \gamma(\tau) e^{-\zeta w(t-\tau)} \sin \omega (t - \tau) d\tau = - \omega^2 d(t) \quad (4.13)$$

Lorsque le déplacement relatif d de la masse a été calculé, on peut en déduire la force de rappel (voir formule 4.1) et donc calculer les efforts dans la structure :

$$F_1 = -k d \quad (4.14)$$

4.3 Détermination des spectres de réponse :

Les formules 4.11 à 4.13 permettent, à partir de l'enregistrement (accélérogramme) d'un séisme, de calculer systématiquement pour tous les oscillateurs simples possibles (c'est-à-dire pour toute la gamme de périodes et d'amortissements possibles) les valeurs de la réponse maximale en termes de déplacements $[d(t)]_{\max}$ et de tracer les graphiques correspondants, dits spectres de réponses des déplacements (**FIG. 4.4**) .

De même, on peut tracer les réponses maximales en termes de vitesse $[v(t)]_{\max}$ et d'accélération $[a(t)]_{\max}$.

Le déplacement $d(t)$ de la masse étant calculé pour chaque oscillateur, on peut déduire :

ü Le spectre de réponse de déplacement (FIG. 4.4 c), d'après la formule 4.15 avec $[a(t)]_{\max} / \omega = S_v$:

$$S_d = [d(t)]_{\max} = S_v / \omega = D_{\max} \quad (4.15)$$

ü Le spectre de réponse de vitesse :

$$S_v = [v(t)]_{\max} = \omega S_d \quad (4.16)$$

ü Le spectre de réponse de l'accélération: il peut être tracé de la même façon, puisque l'accélération maximale et le déplacement maximal sont liés par la formule :

$$S_a = [a(t)]_{\max} = -\omega^2 d(t) = \omega S_v \quad (4.17)$$

Ou encore :

$$a_{\max} = \omega S_v = \omega^2 D_{\max} \quad (4.18)$$

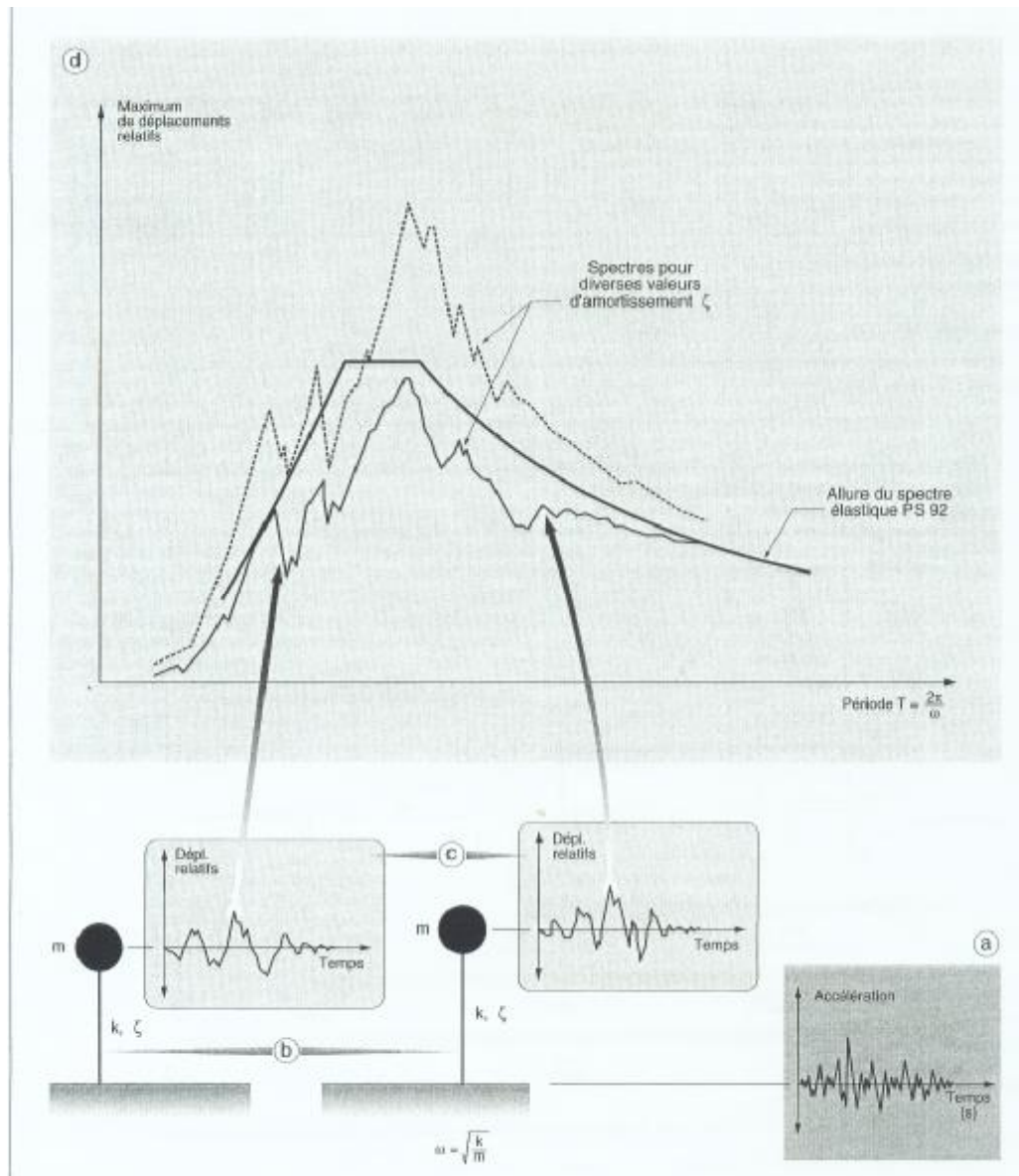


Fig. 4.4 Construction d'un spectre de déplacement :
 a- Accélérogramme enregistré ; b- Choix d'oscillateurs simples avec un amortissement ζ et une période T connue ; c- Réponses en déplacement des oscillateurs choisis ; d- Spectre de réponse en déplacement pour diverses valeurs d'amortissement.

4.4 Utilisation des spectres de réponse :

La pratique actuelle la plus répandue consiste à définir le chargement sismique par un spectre de réponse, c'est-à-dire par une représentation non plus dans le domaine du temps (accélérogramme), mais dans celui des fréquences ou des périodes.

En effet, toute structure est assimilable à un oscillateur multiple, mais son étude se ramène à celle d'un certain nombre d'oscillateurs simples.

Les spectres caractérisent ainsi les séismes beaucoup plus clairement que les accélérogrammes (signaux temporels) ; connaître l'histoire du mouvement à chaque instant t est un problème complexe. Extraire seulement les valeurs maximales est à la fois plus simple et plus significatif puisqu'elle conditionnent les sollicitations maximales.

L'utilisation d'un spectre s'effectue différemment selon qu'il s'agit d'un spectre de déplacement ou d'un spectre d'accélération.

4.4.1 Utilisation d'un spectre de déplacement :

En fonction de la période T (ou de la fréquence f) et du coefficient d'amortissement ζ de l'oscillateur, le spectre de déplacement relatif donne la valeur U_{\max} du déplacement relatif maximale. Ce déplacement imposé au système fournit directement la valeur de la force (voir formule 4.1 et 4.18) :

$$F_{\max} = k D_{\max} \quad (4.19)$$

4.4.2 Utilisation d'un spectre d'accélération:

En fonction de la période T (ou de la fréquence f) et du coefficient d'amortissement ζ de l'oscillateur, le spectre fournit la valeur maximale a_{\max} de l'accélération. On en déduit la valeur de la force statique appliquée à la masse et équilibrée par le système (voir formules 4.3 et 4.16) :

$$F^{\lambda} = m a_{\max} \quad (4.20)$$

Le spectre d'accélération est le plus employé, car il fournit immédiatement la force d'inertie maximale agissant sur la masse en mouvement, ce maximum s'identifiant à celui de la force élastique développée dans le système. Si les ordonnées du spectre sont exprimées en prenant comme unité l'accélération due à la pesanteur (g), elles fournissent le coefficient sismique propre à l'oscillateur (l'ouvrage), c'est-à-dire le coefficient qui, appliqué au poids de la masse (mg), fournit la valeur de la force élastique produisant les mêmes sollicitations que la réponse dynamique.

Les valeurs des forces F_{\max} et F^{λ}_{\max} sont identiques et les deux méthodes conduisent au même résultat puisque par construction (voir formule 4.20) les spectres de réponse sont liés par la relation :

$$a_{\max} = \omega^2 D_{\max} \quad (4.21)$$

Soit :

$$m a_{\max} = k D_{\max}$$

Par ailleurs, on peut remarquer que la définition de l'action sismique par un spectre de réponse est une méthode particulièrement adaptée pour :

- Ø Synthétiser par une enveloppe couvrant tout le domaine des fréquences les effets de plusieurs accélérogrammes aux contenus très différents ;
- Ø Prendre en compte la nature du terrain situé sous la construction ;
- Ø Tenir compte de l'intensité probable du séisme, du niveau de protection recherché et ceci en fonction de l'importance du bâtiment étudié, ce qui revient à « caler » le spectre au niveau de l'action sismique.
- Ø On aboutit ainsi à des spectres qui ne sont plus déduits mathématiquement d'un accélérogramme précis mais sont devenus des entités autonomes, artificiellement façonnées en fonction de divers impératifs de protection parasismique.

4.5 Spectre de calcul :

Lorsqu'il s'agit de déterminer le spectre de réponse à prendre en compte pour le calcul des ouvrages en un site donné, il est bien entendu exclu d'utiliser un seul accélérogramme, même si par chance il a été enregistré au voisinage du site. Il convient donc de déterminer un spectre de calcul (de projet) qui sera l'enveloppe d'un ensemble de spectres correspondant à des accélérogrammes convenablement enregistrés dans des sites comparables au site étudié. L'idéal serait de pouvoir choisir dans un catalogue de séismes enregistrés ceux qui correspondent aux conditions du site étudié (même mécanisme au foyer probable, même magnitude, même profondeur et même distance focale, même nature du terrain, etc.).

Les accélérogrammes utilisés résultent de séismes d'importances différentes et les spectres de réponse que l'on déduit ne sont pas directement comparables. Les spectres ainsi obtenus sont alors appelés spectres normalisés.

Le spectre de calcul est obtenu en faisant l'enveloppe des divers spectres normalisés ; il doit ensuite être calé en lui faisant subir une affinité pour tenir compte :

- de l'intensité probable du séisme ;
- de l'importance pour la collectivité du bâtiments étudié.

La **figure 4.5** représente l'allure que peuvent avoir de tels spectres de calcul.

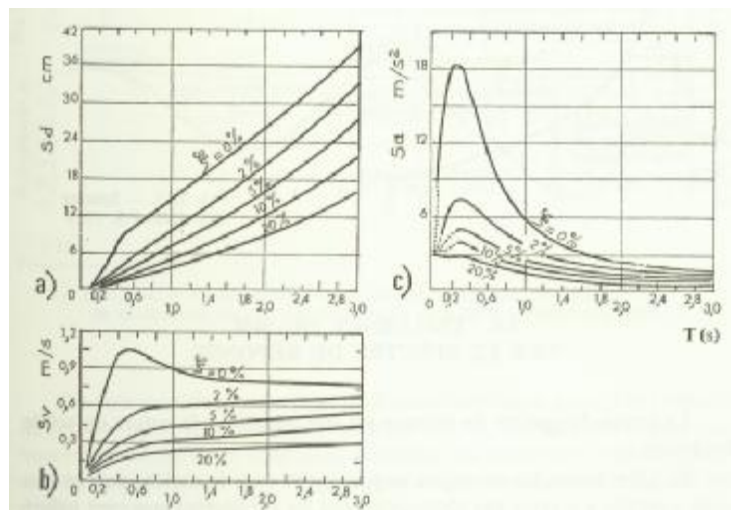


Fig. 4.5 spectres de calcul.

Les spectres normalisés constituent seulement un moyen de couvrir de façon rationnelle l'ensemble des éventualités défavorables dans lesquelles peut se trouver placée une structure.

De ce traitement des accélérogrammes découle un intérêt pratique évident, muni du spectre de réponse, on peut déterminer, immédiatement et par simple lecture graphique, le déplacement et l'accélération maximaux d'un système quelconque ; il suffit de connaître le coefficient d'amortissement ζ et la période propre T .

4.6 paramètres du mouvement sismique :

Dans les conditions réelles, les mouvements sismiques (accélération, vitesse et déplacement) sont des mouvements qui se propagent au hasard dans les trois directions de l'espace. Les structures sont donc soumises à un mouvement de translation à trois composantes, qui s'exercent dans deux directions horizontales perpendiculaires et dans la direction verticale et à un mouvement de rotation correspondant à une torsion autour d'un axe vertical et à deux mouvements de bascule autour des axes horizontaux. Toutefois, lorsque les appuis de l'ouvrage reposent sur des sols de nature très différente ou lorsque l'ouvrage franchit une faille active, les mouvements peuvent être importants.

Plutôt que de définir le mouvement du sol proprement dit, les règlements définissent l'effet de ces mouvements sur des structures élémentaires que sont des oscillateurs simples. Les mouvements du sol excitant la base d'un ouvrage courant assimilé à un oscillateur simple sont plus ou moins amplifiés dans la structure selon que la fréquence propre⁴ d'oscillation de celle-ci est proche ou non des fréquences prédominantes du mouvement sismique. Il s'agit du phénomène bien connu de résonance d'un oscillateur.

Les fréquences prédominantes du séisme dépendent étroitement de la nature du sol sur lequel repose l'ouvrage. En simplifiant, on peut dire que les couches superficielle de sol fonctionnent comme un oscillateur excité à sa base par les déplacements du rocher sous-jacent : si le sol superficiel possède des caractéristiques mécaniques faibles ou s'il est de grande épaisseur, il amplifiera les basses fréquences, tandis que si ses caractéristiques mécaniques sont élevées ou si le rocher est affleurement, le signal sismique comportera plutôt des hautes fréquences.

Pour l'essentiel, on supposera que le séisme peut se produire à la verticale du bâtiment et que l'action sismique est constituée par un mouvement d'ensemble qui affecte « la fondation » de la construction ; autrement dit que le terrain se meut comme un bloc sous la structure. On entend ici par « fondation » l'ensemble des points d'appuis supposés rigidement liés les uns aux autres .

Pour un lieu donné , les caractéristiques du mouvement sismique sont influencées par de nombreux facteurs tel que [16]:

- Ø Magnitude du séisme ;
- Ø Profondeur du foyer ;
- Ø Mécanisme et direction de propagation des ondes sismiques ;
- Ø Propriétés physiques et configuration des différents couches traversées par les ondes sismiques.

La prise en compte des effets observés en terme d'intensité macrosismique est insuffisante pour les besoins du génie parasismique.

Il convient de rappeler que cette grandeur constitue seulement une mesure subjective des effets destructeurs d'un séisme. Il est donc essentiel de rattacher cette donnée descriptive à un paramètre physique.

⁴ La fréquence d'une grandeur périodique est le nombre de fois qu'elle se produit identiquement à elle-même dans l'unité de temps ; c'est l'inverse de la période. La fréquence propre est la fréquence de vibration naturelle d'une structure en l'absence de l'excitation extérieure (séisme).

Du point de vue du génie parasismique, les caractéristiques les plus significatives du mouvement associé aux ondes sismiques sont les suivantes :

- ∅ Valeurs de l'accélération maximale du sol, de la vitesse et du déplacement.
- ∅ Contenu fréquentiel⁵ du mouvement ; la gamme des fréquences est généralement de l'ordre de 0 à 30 Hz ; la fréquence prépondérante est de l'ordre 1 à 10 Hz pour les accélérations et de 0.1 à 0.5 Hz pour les déplacements.

Les mesures effectuées lors des séismes forts montrent que les paramètres du mouvement ont l'ordre de grandeur suivant [16] :

- durée : 5 à 10s ;
- accélération : 0.10 à 1.00g ($g = 9.81 \text{ m/s}^2$) ;
- vitesse : 5 à 50 cm/s ;
- déplacement : 5 à 50 cm.

Les valeurs des accélérations, des vitesses et des déplacements du sol varient considérablement au cours des séismes. Des ondes de haute fréquence ($f > 10 \text{ Hz}$) tendent à avoir une grande amplitude d'accélération mais de petites amplitudes de déplacement par rapport aux ondes à basse fréquence, qui ont de petites accélérations mais des vitesses ou des déplacements relativement forts.

L'utilisation des accélérations exprimées en terme de grandeur physique (cm/s^2 ou m/s^2) étant peu pratique, on préfère la référence de l'accélération de la gravité, soit : 1.0g ($1.0 \text{ g} = 9.81 \text{ m/s}^2$).

4.7 Classification des sites :

Quatre types de sites⁶ sont définis par le RPA selon la nature du sol (les propriétés mécaniques qui les constituent) et la vitesse de propagation des ondes de cisaillement.

- Catégorie S_1 (site rocheux) :

Roche ou autre formation géologique caractérisée par une vitesse moyenne d'onde de cisaillement $V_s \geq 800 \text{ m/s}$.

- Catégorie S_2 (site ferme) :

Dépôts de sables et de graviers très denses et/ou d'argile surconsolidée sur 10 à 20 m d'épaisseur avec $V_s \geq 400 \text{ m/s}$ à partir de 10 m de profondeur.

- Catégorie S_3 (site meuble) :

Dépôts épais de sables et graviers moyennement denses ou d'argile moyennement raide avec $V_s \geq 200 \text{ m/s}$ à partir de 10 m de profondeur.

- Catégorie S_4 (site très meuble) :

- Dépôts de sables lâches avec ou sans présence de couche d'argile molle avec $V_s < 200 \text{ m/s}$ dans les 20 premiers mètres.
- Dépôts d'argile molle à moyennement raide avec $V_s < 200 \text{ m/s}$ dans les 20 premiers mètres.

⁵ Le contenu fréquentiel est l'ensemble de fréquences dont les ordonnées spectrales (accélération, vitesse, etc...) sont significatives. Le contenu fréquentiel d'une excitation (accélérogramme) est l'ensemble des fréquences des composantes sinusoïdales en lesquelles on peut décomposer l'excitation.

Dans ce cas, on peut ne retenir que les fréquences dont les composantes ont une amplitude importante.

⁶ Site : Terrain d'implantation retenue pour la construction, caractérisé par un ensemble de conditions géologiques, topographiques et géotechniques.

4.8 Influence du sol sur le spectre de réponse :

L'observation montre que l'intensité avec laquelle un séisme est ressenti en un lieu donné dépend dans une large mesure de la nature des terrains traversés par l'onde sismique et des conditions locales (topographie du terrain, présence de cavité,...).

En effet, les ondes sismiques se propagent dans le rocher, puis en certains endroits à travers des sédiments dont les caractéristiques vont influencer sur le mouvement du sol enregistré en surface.

Pour une même secousse sismique les spectres seront donc différents selon qu'ils correspondent à un affleurement rocheux ou à un dépôt sédimentaire.

Il est en effet souvent constaté que les ouvrages édifiés sur un sol meuble subissent des dommages plus importants que ceux situés sur un sol rocheux . Ce phénomène peut s'expliquer par le fait que les couches de sols meubles se comportent comme un oscillateur qui amplifie l'excitation appliquée à la base par le rocher.

En effet, si l'on se trouve en présence d'une importante formation de sols meubles, on peut considérer que la perturbation sismique est principalement propagée par le sol rocheux situé en profondeur, dans lequel elle voyage plus vite et ne subit qu'un amortissement relativement faible. Les vibrations sont alors transmises à la surface par les couches meubles existées à leur base. Ce faisant, elles subissent un amortissement certain, mais les couches meubles se comportent comme un oscillateur et le mouvement en surface n'est autre que la réponse de cet oscillateur à l'excitation imprimée à sa base par le rocher.

On conçoit dès lors que, par effet de résonance, les vibrations du substratum rocheux, dues à un séisme, se transmettent en surface avec une amplification des accélérations du côté des grandes périodes ($T \sim 2s$).

En conséquence, lorsqu'il s'agit de choisir un spectre pour un site donné, il est très important de connaître la nature du sol de fondation, puisque les sols durs transmettent de préférence les hautes fréquences et les sols mous les basses fréquences.

4.9 Influence des différents paramètres sur le comportement d'un ouvrage sous séisme :

La réponse d'un ouvrage sous l'effet d'un séisme donné est fonction de sa masse, de sa rigidité et de sa capacité à amortir le mouvement.

4.9.1 Augmentation de la période :

Il est constaté que la diminution de l'effort sismique peut être obtenue par l'adaptation d'un système plus souple (k plus faible) et plus léger (M plus petit).

L'augmentation de la période s'obtient en diminuant le nombre d'appuis fixes ou en introduisant des appareils d'appui souples.

La réduction des sollicitations est accompagnée par une augmentation en déplacement « u » qui risque de mettre en péril certains éléments (effets du second ordre) ou de ne plus satisfaire les critères d'exploitation de l'ouvrage.

L'augmentation en période pourrait induire des efforts plus défavorables pour un certain nombre de sites où la période dominante du spectre est relativement élevée (site avec des sols de couverture de forte épaisseur et de qualité médiocre).

Considérons l'accélérogramme enregistré à la station de Lake Hughes (composante E-W) pendant le séisme de Northridge en 1994 (**figure. 4.6**) et examinons la réponse d'un oscillateur de pourcentage d'amortissement critique fixe, égale à 2%, et de période propre T , variable. Cette réponse, calculée par l'intégrale de Duhamel est donnée sur la **figure. 4.7**.

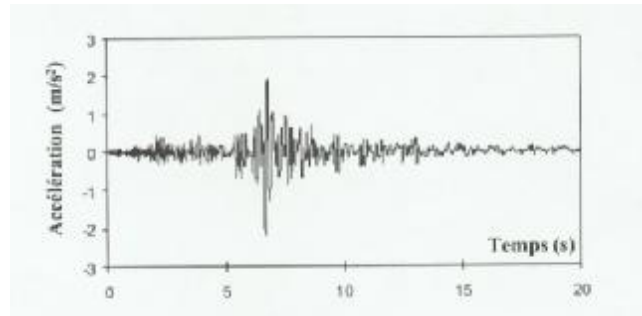


Fig. 4.6 Accélérogramme de Lake Hughes (Northridge 1994).

L'examen de la **figure. 4.7** montre que l'amplitude, la durée et la forme du signal dépendent fortement de la période propre de l'oscillateur. Celui-ci répond de façon quasi harmonique avec une période égale à celle de l'oscillateur. Ce résultat est très général pour une sollicitation possédant un large contenu fréquentiel et peut être démontré par la théorie des vibrations aléatoires.

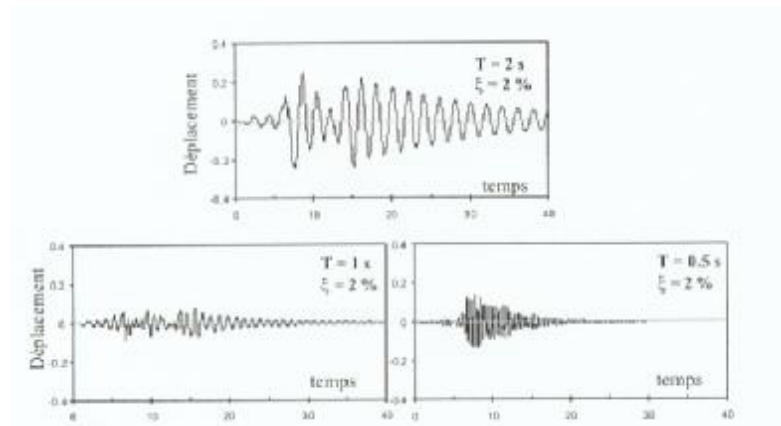


Fig. 4.7 Influence de la période sur la réponse de l'oscillateur.

On observe également que parmi les trois oscillateurs, celui avec la période la plus longue possède la réponse en déplacement la plus élevée. Il ne faut cependant pas faire une règle générale de cette constatation qui n'est valable que pour une certaine gamme de périodes, comme on le verra au paragraphe suivant. La comparaison des réponses pour $T = 0.5\text{s}$ et $T = 1\text{s}$ dément d'ailleurs cette proposition.

4.9.2 Augmentation de l'amortissement :

Le problème posé par les déplacements horizontaux mentionnés ci-dessus peut être résolu par l'augmentation de l'amortissement.

Pour un oscillateur simple à une période donnée, cette réponse, est réduite par rapport à celle d'un oscillateur ayant la même période et un taux d'amortissement réduit.

Considérons l'accélérogramme précédent (**fig.4.6**) et examinons la réponse d'un oscillateur de période fixe égale à 0.5s et de pourcentage d'amortissement critique variable entre 0% et 5%. Cette réponse est donnée sur la **figure 4.8**.

Pour le système non amorti au bout d'une durée correspondant à la phase transitoire de la réponse, la réponse devient stationnaire avec une amplitude constante, la plus élevée des trois systèmes étudiés. Pour un amortissement non nul l'amplitude maximale de la réponse diminue et le mouvement s'atténue d'autant plus rapidement après la phase d'excitation forcée ($t > 10-15s$) que le pourcentage d'amortissement critique est élevée. On notera également, qu'hormis le cas $\zeta = 0$, les réponses présentent une certaine similarité.

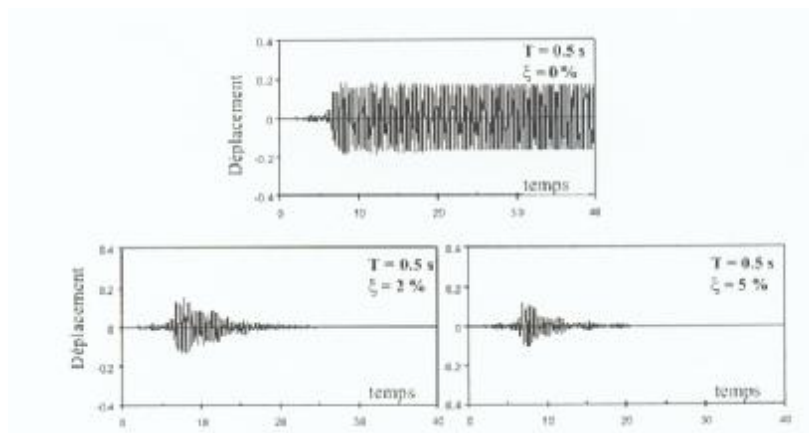


Fig. 4.8 Influence de l'amortissement sur la réponse de l'oscillateur.

4.10 Prise en compte de l'interaction sol-structure :

La réponse d'un ouvrage à un mouvement sismique est gouvernée par la nature de ce mouvement d'une part et par les caractéristiques géométriques et mécaniques de la structure et du sol d'autre part.

Lorsque la structure est soumise à un mouvement sismique du sol, elle se déforme et la réaction qu'elle transmet au sol modifie localement ce mouvement.

En général, l'interaction « sol-structure » est négligeable et n'est donc pas à prendre en compte dans la modélisation des ouvrages courants. Autrement dit, l'analyse spectrale s'effectue en supposant un encastrement parfait à la base des appuis [14].

4.11 Démarche de la protection sismique :

4.11.1 Quelle est l'importance du risque ?

Parmi les catastrophes naturelles qui affectent la surface de la terre, les secousses sismiques sont sans doute celles qui ont le plus d'effets destructeurs dans les zones urbanisées. Il est malheureusement certain que les séismes continueront à surprendre l'homme. La seule chose que nous puissions prédire avec certitude, c'est que plus nous nous éloignons du dernier tremblement de terre, plus nous sommes proches du suivant.

La sismicité d'un site intègre la grandeur des intensités des secousses ainsi que la fréquence avec laquelle elles se produisent.

L'appréciation du risque sismique dans une région données historiques disponibles. Les enregistrements ainsi obtenus sont souvent insuffisants pour permettre une appréciation quantitative du risque, exprimée en termes de probabilité. En effet, les failles de l'écorce terrestre susceptibles de provoquer des séismes peuvent ne pas être visibles dans les terrains superficiels et échapper ainsi à l'analyse géologique ou géophysique. D'autre part, la période couverte par les observations historiques (un ou deux millénaires au plus) est trop courte pour qu'on puisse chiffrer en probabilité le risque de séisme important à partir des fréquences observées, sauf dans les régions où l'activité sismique important à partir des fréquences observées, sauf dans les régions où l'activité sismique est intense. Il convient donc de ne pas exclure la probabilité d'un séisme, même dans des zones réputées non sismique. On connaît d'ailleurs plusieurs exemples de zones considérées comme telles jusqu'à ce qu'un séisme notable s'y soit produit de façon imprévue. Face à ce risque et à l'impossibilité de la prévoir, la seule prévention valable est la construction parasismique [16].

La caractérisation du risque sismique sur un site donné où l'on projette de réaliser une construction est la première étape de l'analyse sismique. Elle a pour objet :

- D'estimer les mouvements vibratoires « les plus sévères » qui peuvent affecter le site du fait des séismes futures.
- De caractériser ces mouvements sous une forme permettant une analyse réaliste du comportement des ouvrages.

En ce qui concerne le premier point, il faut souligner qu'en raison des lacunes et des incertitudes affectant la plupart des données nécessaires pour cette évaluation, l'estimation des « mouvements les plus sévères » a nécessairement un caractère subjectif.

4.11.2 Qu'est-ce que la construction parasismique ?

La seule prévention valable en zone à risque sismique est la construction parasismique. C'est-à-dire l'art de construire de manière telle que les bâtiments, même endommagés, ne s'effondrent pas. Le but est en premier lieu d'éviter les pertes humaines, mais aussi d'éviter une catastrophe technologique que des dégâts incontrôlés risqueraient de provoquer, en maintenant la stabilité, l'intégrité ou la fonctionnalité d'installations sensibles, stratégiques ou potentiellement dangereuses. Dans tous les cas, la meilleure façon d'envisager des constructions parasismiques consiste à formuler des critères à la fois économiquement justifiés et techniquement cohérents.

Il ne s'agit pas seulement d'appliquer un certain nombre de perception réglementaires, mais d'avoir une approche globale qui prend en compte tous les facteurs pouvant avoir une incidence sur le comportement du bâtiment.

Pour augmenter la fiabilité des constructions parasismiques, il convient d'intégrer à chaque étape, de la conception à la réalisation, dans le cadre d'une collaboration permanente, les éléments suivants :

- Les enseignements tirés des séismes récents ;
- L'évaluation des connaissances et de la réglementation ;
- Les résultats des recherches.

Le retour d'expérience, permet d'affirmer que la protection parasismique est faible si elle est réalisée très en amont, dès la conception, et si elle intègre ensuite l'application des règles parasismiques, une excellente qualité d'exécution et un entretien périodique du gros œuvre. C'est certainement le moyen le plus sûr pour conférer aux bâtiments une résistance efficace et assurer la sauvegarde des vies humaines.

4.12 Conclusion :

La réalisation d'ouvrages parasismiques n'a pris rang qu'assez tardivement parmi les préoccupations des constructeurs.

Le génie parasismique étudie les séismes et leurs actions sur les constructions dans le but de réaliser des ouvrages susceptibles de résister dans de bonnes conditions à leurs effets dévastateurs.

Le spectre de réponse utilisé par le RPA 99 couvre l'Algérie entière et peut dans certain cas donner des résultats erronés dans le domaine de la protection parasismique notamment à cause des conditions locales du sol.

La nécessité d'établir des spectres de réponse pour chaque région n'est faite ressentir surtout après le séisme de Boumerdes.

CONSTRUCTION DES SPECTRES DE REPONSE	CHAPITRE 5
---	-----------------------

5.1 Introduction :

De point de vue physique, le phénomène sismique est encore relativement mal connu parce que difficile à analyser expérimentalement. Les méthodes de définition des signaux au niveau du sol sont donc empruntées d'un caractère normatif, qui peut paraître souvent arbitraire, révélant la volonté d'être conservatif.

En fait ces méthodes ainsi que les techniques simples d'analyse de la réponse des structures qui leur sont associées ne font pas appel d'une façon explicite à la notion de processus aléatoire.

La détermination de la sismicité d'un site s'appuie essentiellement sur des données qualitatives. D'un autre côté, le problème de l'ingénieur est de construire sur ce site, d'une installation qui doit résister à l'éventualité d'un nouveau séisme.

Pour résoudre ce problème la méthode probabiliste permet l'utilisation de plusieurs valeurs, événements et modèles. L'analyse probabiliste de l'aléa sismique c'est une technique qui combine les modèles probabilistes de la localisation, de la taille, du temps ainsi que des effets au niveau de un ou de plusieurs sites afin de déterminer la probabilité qu'une certaine valeur de l'accélération (g) se produit au niveau d'un site donné durant une période donnée.

5.2 Les étapes d'analyse d'aléa sismique :

dans ce qui suit nous parlerons de la méthode probabiliste qui est souvent utilisée à travers le monde et en Algérie. Nous parlerons des étapes à suivre dans l'analyse probabiliste de l'aléa sismique.

5.2.1 La définition et la caractérisation des sources sismiques :

la méthode probabiliste requiert d'une définition mathématique précise de la géométrie de la source sismique, il est assumé, où les futurs séismes peuvent survenir, que le taux d'activité est uniforme à l'intérieur de chacun des sources existant dans la région étudiée. Plusieurs types de sources sismiques sont définies ; il s'agit de failles et de zones sources (définies sur la base de la sismicité ou des conditions géologiques ou/et de sismotectonique régionales).

5.2.1.1 Géométrie des sources :

Il est important de caractériser la géométrie des sources sismiques, notamment les pendages ainsi que de la profondeur sismogénique.

5.2.1.2 Détermination de la magnitude maximale :

La magnitude maximale peut être estimée à partir de la sismicité historique. Elle peut être aussi estimée surtout pour le cas des failles identifiées à partir des formules empiriques statistiques qui relient la magnitude maximale à la longueur et à la surface de rupture des failles.

5.2.1.3 Fréquence et récurrence des séismes dans la région d'étude :

Le modèle de récurrence des magnitudes pour une source sismique spécifie la fréquence (événement/an) de tremblement de terre de différents tailles.

Trois principaux types de donnée sont utilisées dans la détermination de la lois de récurrence des magnitudes. La sismicité historique, les données géologiques et les données géodésiques (mesure des déplacements).

5.2.2 Atténuation du mouvement fort du sol :

L'évaluation des lois d'atténuation est un moyen d'obtenir une estimation d'un ensemble de paramètres du mouvement sismique (pic d'accélération ou de vitesse, ordonnée spectrale, intensité...etc.) à une distance donnée de la source, en fonction d'un ensemble de paramètres connus à la source (magnitude, intensité, profondeur, ...etc.). Ces estimation sont généralement obtenues, à partir d'équations empiriques qui expriment, dans la plupart des cas, les paramètres du mouvement du sol en fonction de la magnitude et de la distance à la source. Les lois d'atténuation permettent de calculer les effets sur un site, à partir de l'occurrence d'un séisme d'une certaine magnitude à une certaine distance de ce site.

De très nombreuses lois d'atténuation ont été proposées pour différentes régions du monde depuis l'obtention d'un nombre significatif d'enregistrement de fort niveau.

Les lois d'atténuation sont souvent données sous la forme suivante :

$$\ln(\text{amplitude}) = f(M, R) + \varepsilon \quad (5.1)$$

Où l'amplitude peut être le pic d'accélération (PGA), vitesse, déplacement ou l'amplitude du spectre de réponse à une certaine fréquence. La fonction $f(M, R)$ est souvent sous la forme :

$$f(M, R) = C_0 + C_1 M + C_2 \ln[R + g(M)] + C_3 R \quad (5.2)$$

ou:

R: distance hypocentrale, épacentrale, ou la distance à la surface de rupture.

ε : est une variable aléatoire considérée ayant une distribution normal.

M : peut être la magnitude de surface, de volume, locale, ...etc.

$g(M)$: est une fonction croissante de la magnitude.

C_0, C_1, C_2, C_3 : sont des paramètres à identifier.

Les variables indépendantes de ces formules sont à minima la magnitude (pour caractériser la source) et un paramètre de distance (pour caractériser la propagation entre la source et le site). Le non de loi d'atténuation vient de ce que ces formules expriment en général une décroissance en fonction de la distance.

Dans cette définition, les paramètres du mouvement sismique qui apparaissent comme variable dépendante sont censés correspondre aux enregistrements que l'on pourrait obtenir au moyen de sismographes installés sur le site considéré et sont donc des quantités parfaitement définies que l'on saurait mesurer ou calculer à partir de tels enregistrement.

L'utilisation des lois d'atténuation doit se faire en prenant des précautions, notamment, du fait que différents auteurs n'utilisent pas nécessairement les mêmes définitions pour la magnitude (M_w , M_s , M_L , M_b à travers le monde et MJMA au Japon), pour la distance (focale, au plan de faille, à la projection de la faille en surface...etc.) Aussi, il convient de connaître la gamme de magnitudes et de distances de la base de données utilisée.

Les lois d'atténuation jouent un rôle important dans les études d'aléa sismique. Leur choix doit donc être mûrement pesé :

- Il faudrait, dans la mesure du possible, choisir des lois établies pour un contexte tectonique similaire à celui de la région où se trouve le site étudié ; il est donc indispensable de consulter la base de données utilisées par une lois dont on envisage l'emploi.
- Cette consultation des bases de données permet aussi de vérifier l'applicabilité de la loi du point de vue de l'étendue de son domaine de validité, de s'assurer des types de magnitude et de distance qui ont été utilisés.
- Il ne faut pas se limiter à une seule loi, mais les critères de sélection présentés ci-dessus font qu'en pratique le nombre de lois acceptables est souvent réduit à deux ou trois, particulièrement dans les zones à sismicité modérée où les magnitudes envisageables ne dépassent pas 6 ou 6.5 .

En ce qui concerne l'Algérie des lois d'atténuation développées dans d'autres régions du monde ont été utilisées. Le problème se heurte au problème de la disponibilité d'une banque de données de mouvements forts suffisante et représentative pour établir des lois spécifiques.

Joyner et Boore 1981 :

$$\log(a_h) = -1.02 + 0.249(M_w) - \log_{10}(r) - 0.00255(r) \pm 0.26P \quad (5.3)$$

p : un index valant 0 ou 1 suivant l'écart type 50% ou 84%

Cette loi est développées pour l'Ouest de USA, à partir de 123 enregistrements de mouvements forts obtenus au rocher durant 23 séismes superficiels.

Sadigh et al, 1993 :

Pour $M \leq 6.5$:

$$\ln(a_h) = -0.624 + 1.0M - 2.10[\ln(R + \exp(1.29649 + 0.25M))] \quad (5.4)$$

Pour $M > 6.5$:

$$\ln(a_h) = -1.274 + 1.1M - 2.10[\ln(R + \exp(-0.48451 + 0.524M))] \quad (5.5)$$

Elle est développé sur la base des données de mouvements forts enregistrés sur site rocheux en Californie tels que ceux du séisme de Loma Prieta de 1989.

Ambraseys et Bommer, 1991 :

$$\log(a_h) = -0.87 + 0.217(M_c) - \log_{10}(r) - 0.00117(r) \pm 0.26p \quad (5.6)$$

Elle a été dérivée à partir de 525 enregistrements accélérométriques obtenus principalement sur la roche et le sol meuble, provenant de 219 séismes superficiels comprenant les données méditerranéennes et quelques données Algériennes.

5.3 Accélérations maximales du sol de la région de Constantine :

Dans notre étude l'utilisation du programme EQPACK qui est un logiciel fournit l'évaluation de l'accélération maximale du sol (PGA) dans un site pour différents types de sol basé sur la magnitude de tremblement de terre et de la distance épacentrale.

Les résultats de cette analyse en termes d'accélérations sont donnés par les courbes représentées dans les figures 5.1, jusqu'à 5.4.

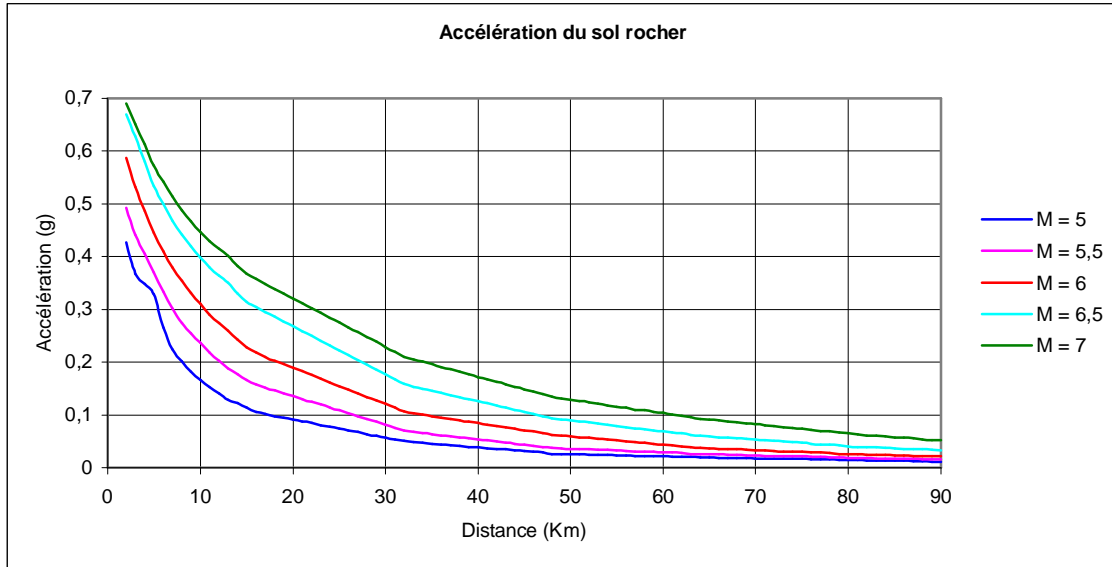


Fig. 5.1 Accélération du sol Rocher pour différentes valeurs de magnitude.

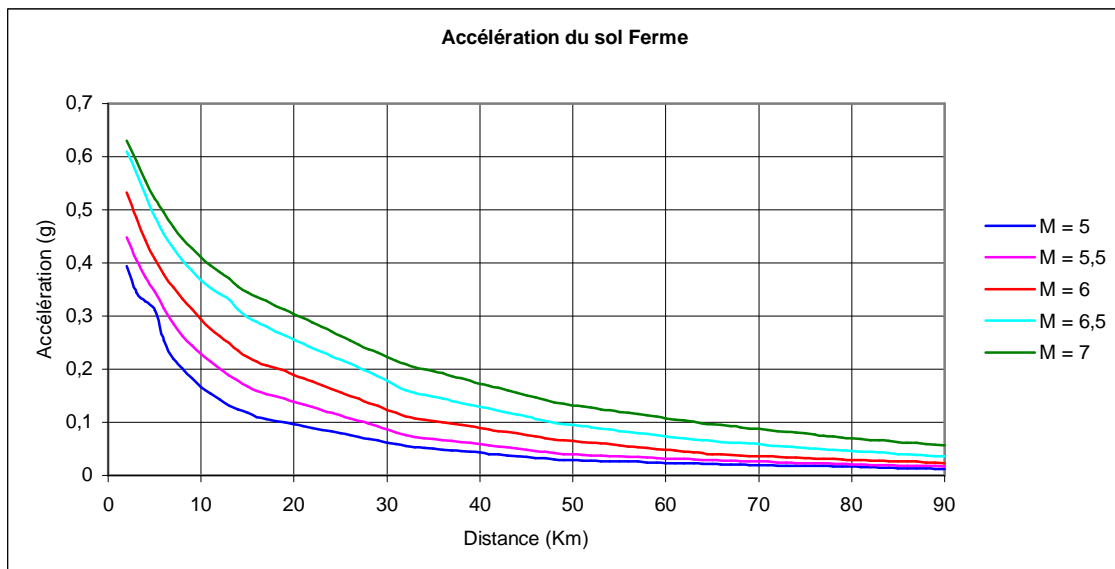


Fig. 5.2 Accélération du sol Ferme pour différentes valeurs de magnitude.

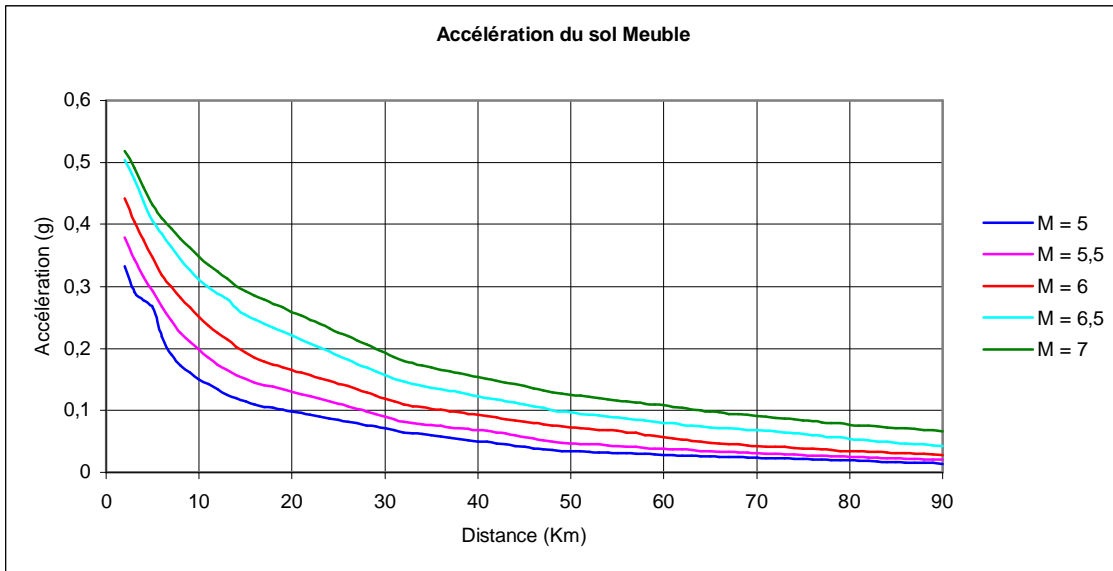


Fig. 5.3 Accélération du sol Meuble pour différentes valeurs de magnitude.

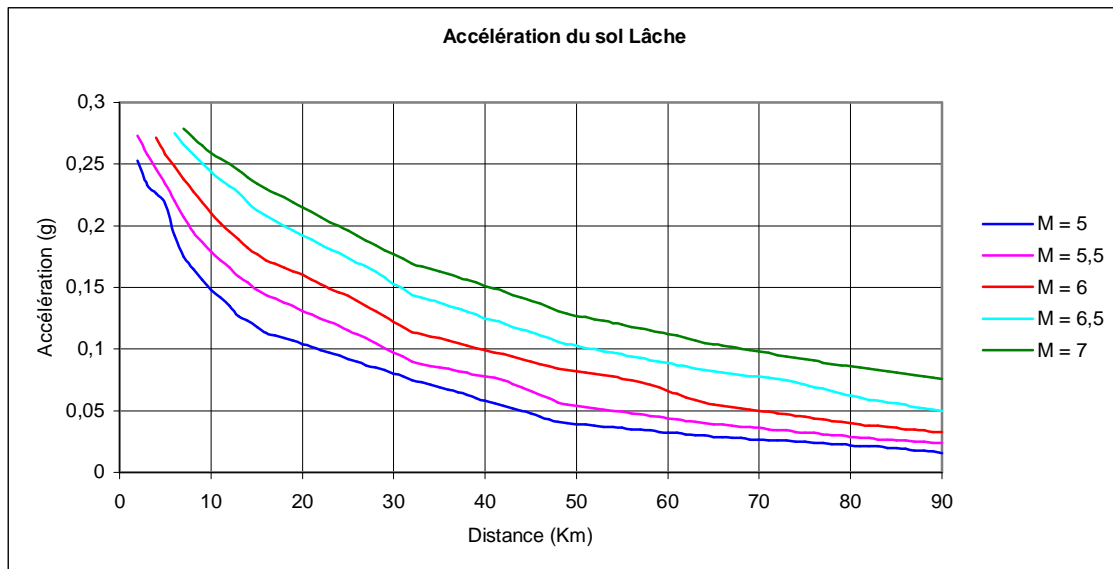


Fig. 5.4 Accélération du sol Lâche pour différentes valeurs de magnitude.

5.3.1 Remarques et discussions :

Pour une magnitude donnée l'accélération est élevée pour le sol rocher, puis elle s'abaisse successivement pour le sol ferme, meuble et lâche. Cette accélération diminue avec la distance.

A chaque fois qu'on passe à une magnitude plus élevée, on garde toujours la même allure, seulement que l'accélération maximale devient plus importante que l'accélération due à un séisme de la magnitude précédente.

Les ondes traversent le sol rocher rapidement donc l'accélération est très grande par rapport au sol ferme, meuble et lâche. Plus on est loin de la source les ondes s'atténuent sauf cas rare où il y a une amplification des ondes.

La magnitude est une fonction logarithmique de l'accélération donc si la magnitude augmente l'accélération augmente aussi.

5.4 Construction des réponses spectrales :

Dans cette partie, on se propose d'étudier le comportement dynamique de la structure, soumise à une excitation sismique représentée par les accélérogrammes

Et comme, pour un site donné, il existe très rarement un nombre suffisant d'enregistrement de séismes significatifs. Ceci explique l'utilisation des enregistrements de ALTADENA, ARTIFICIEL, CHICHI, CORRALITOS, EMERYVILLE, FRIULLI, HOLLISTER, LACC NORTH, LEXINGTON, LUCERNE VALLEY, NEWHALL, OAKLAND, PETROLIA, POMONA, SAKARIA, SANTA MONICA, SYLMAR. Les graphes des données relatifs à ces enregistrements sont représentées de la figure 5.5 à 5.21 successivement.

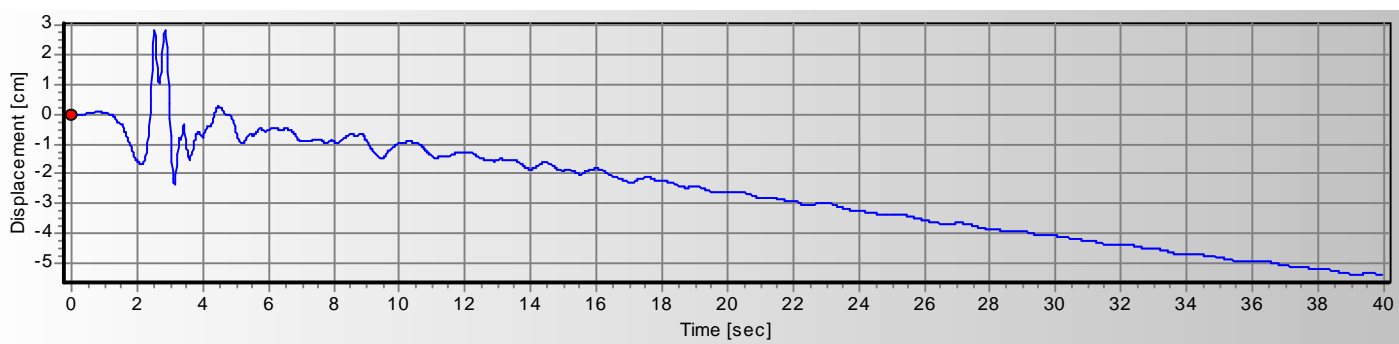
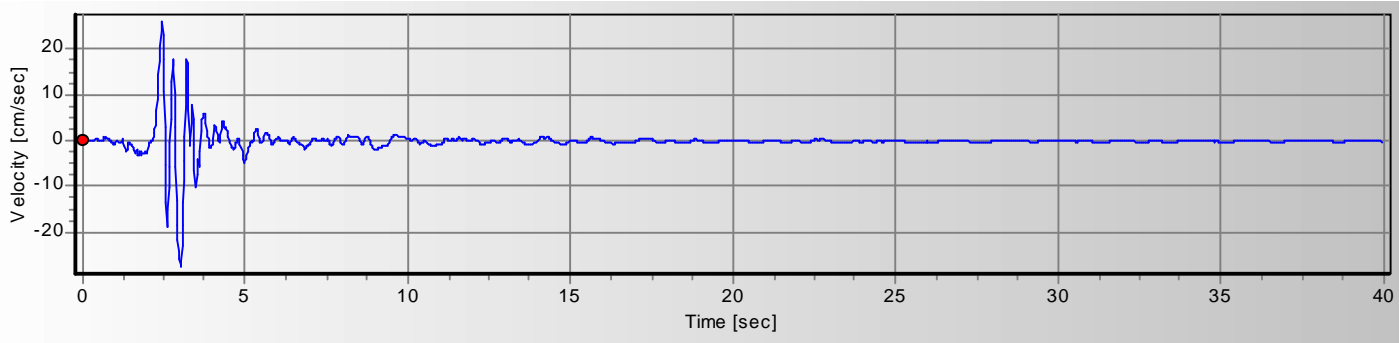
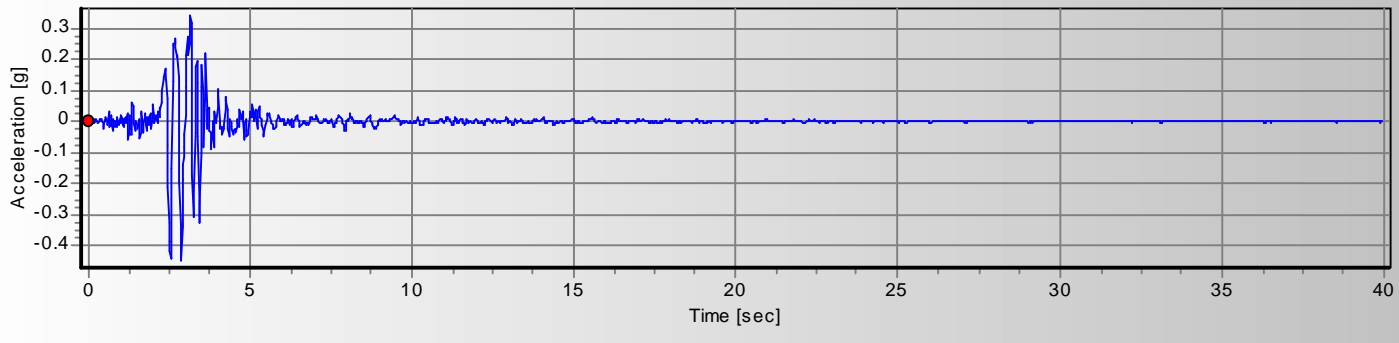


Fig. 5.5 ENREGISTREMENT : ALTADENA.

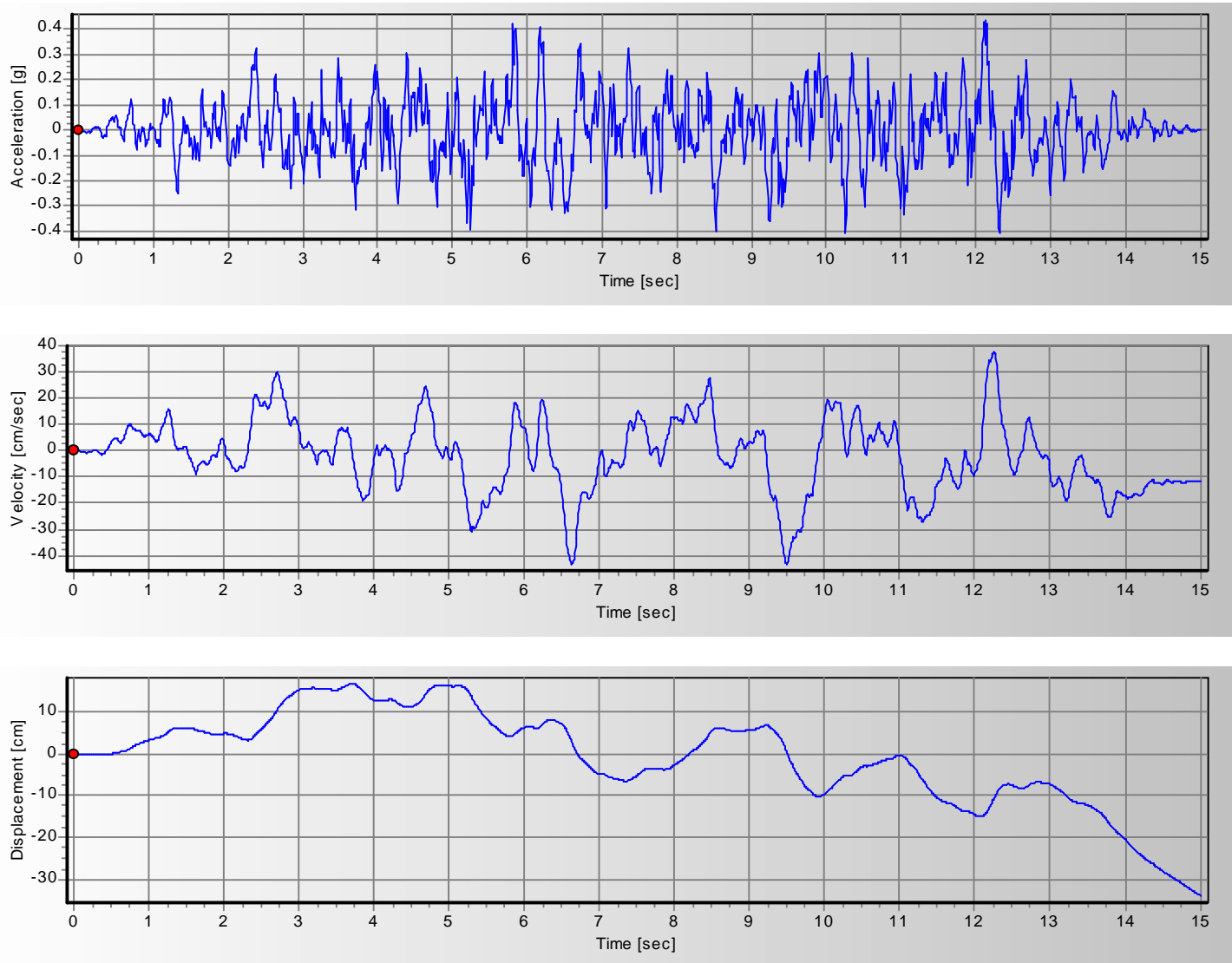


Fig. 5.6 ENREGISTREMENT : ARTIFICIEL.

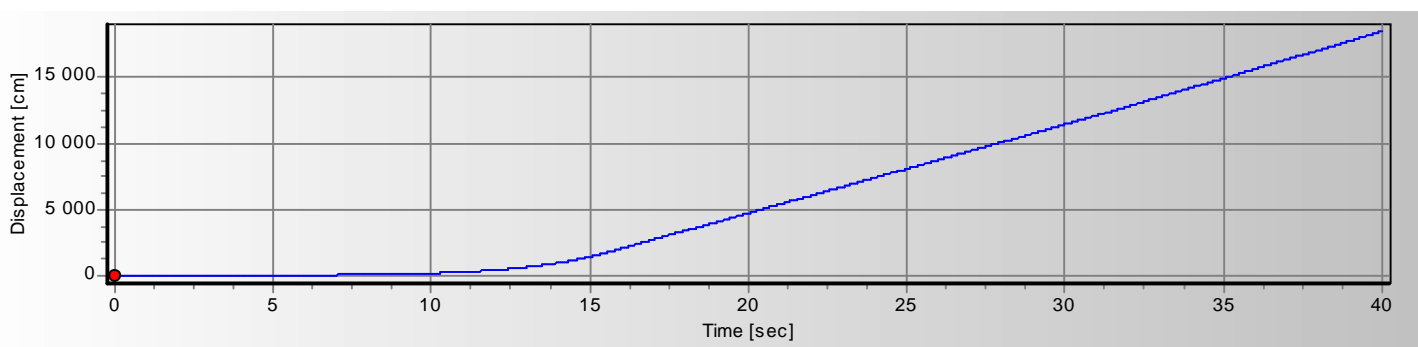
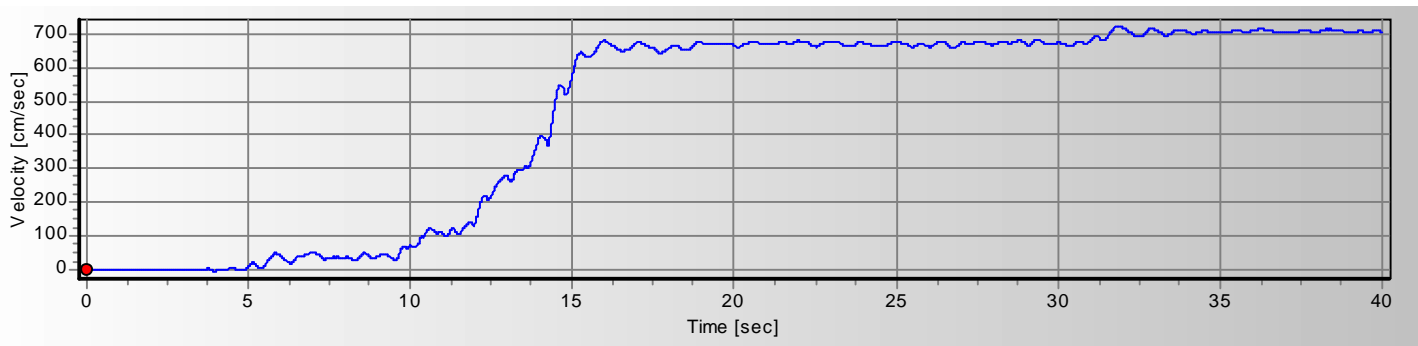
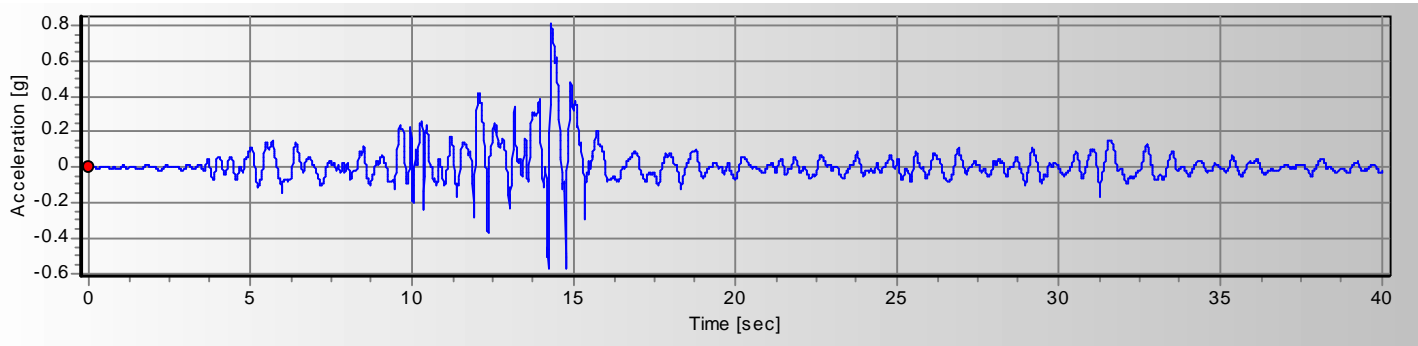


Fig. 5.7 ENREGISTREMENT : CHICHI.

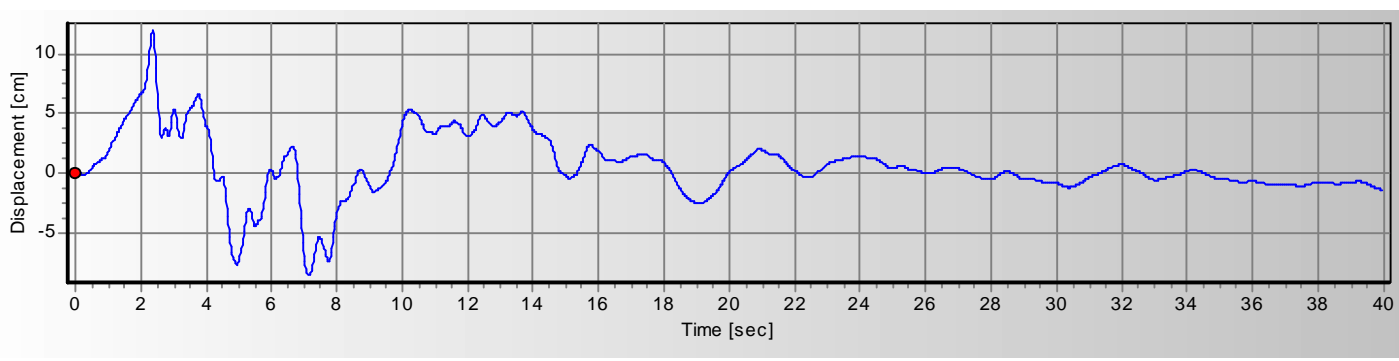
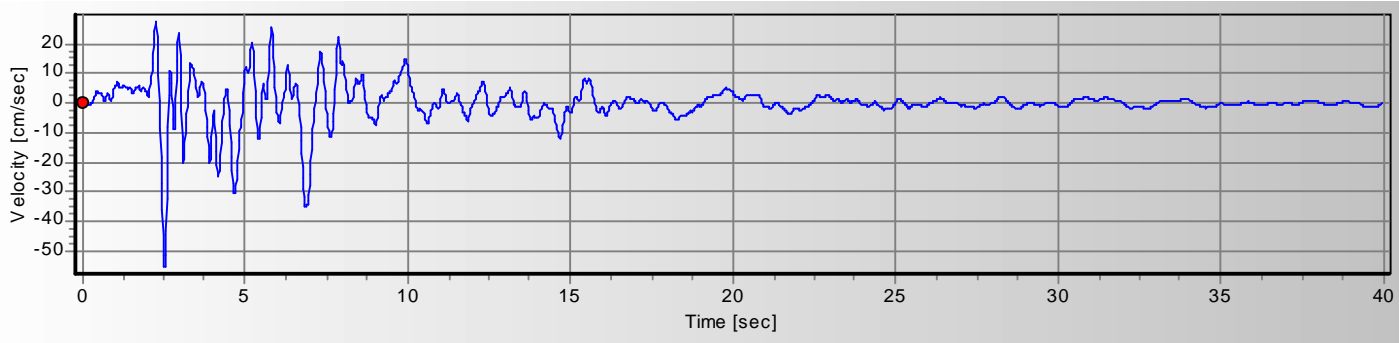
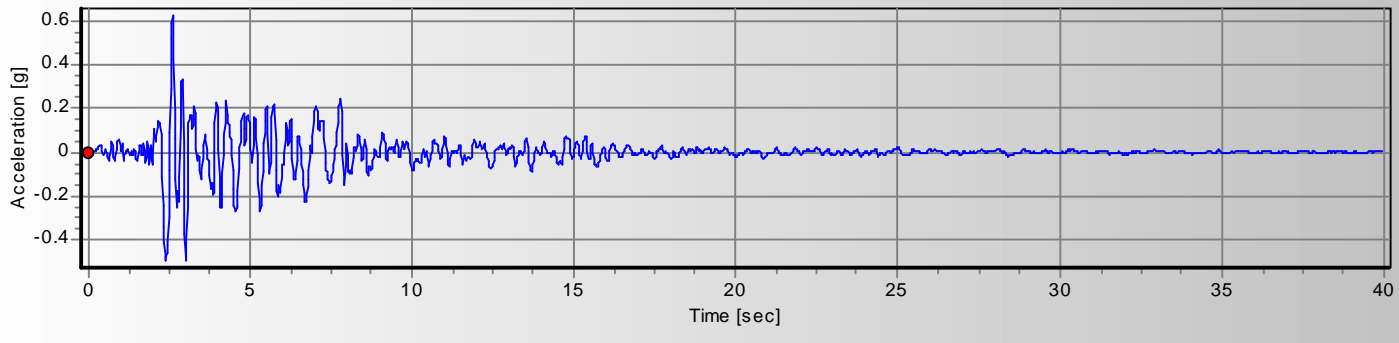


Fig. 5.8 ENREGISTREMENT : CORRALITOS.

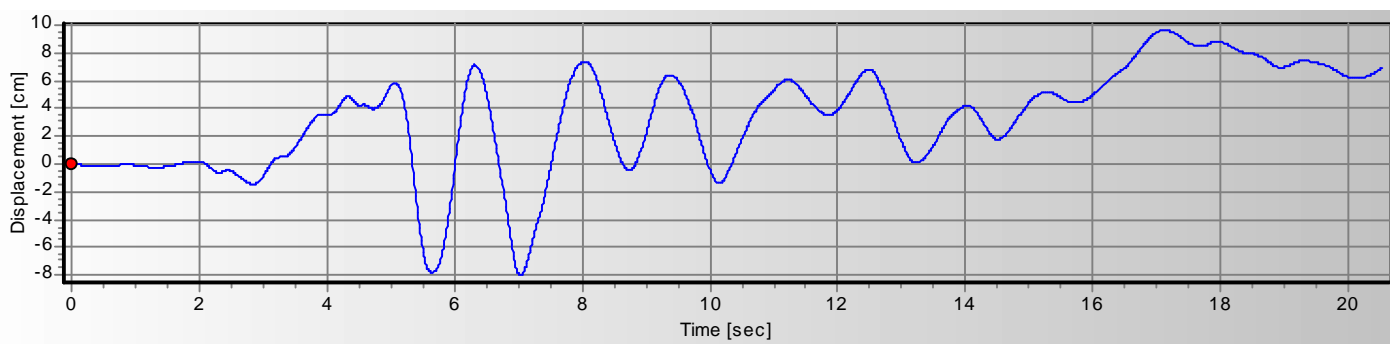
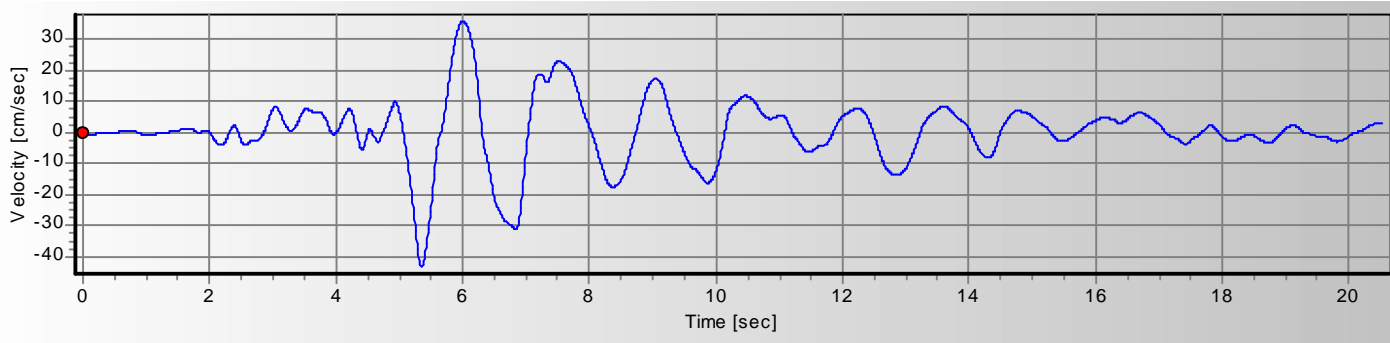
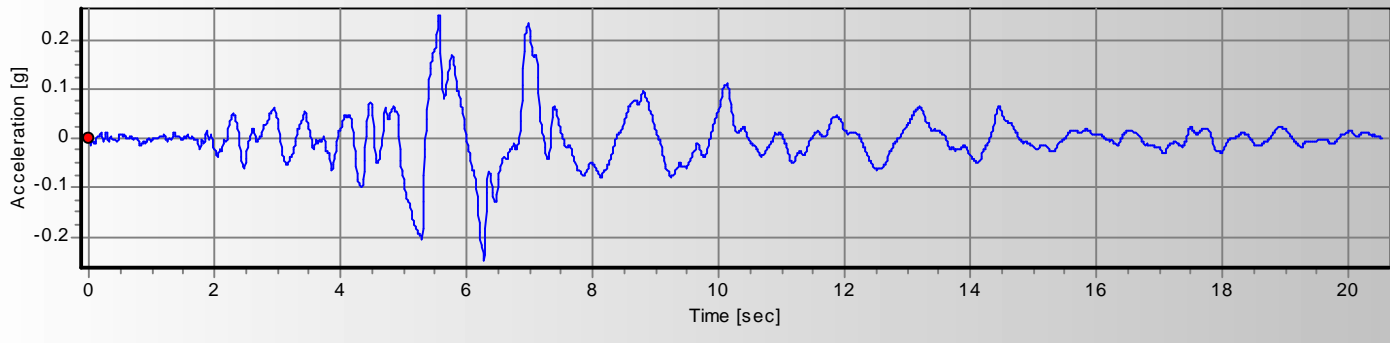


Fig. 5.9 ENREGISTREMENT : EMERYVILLE.

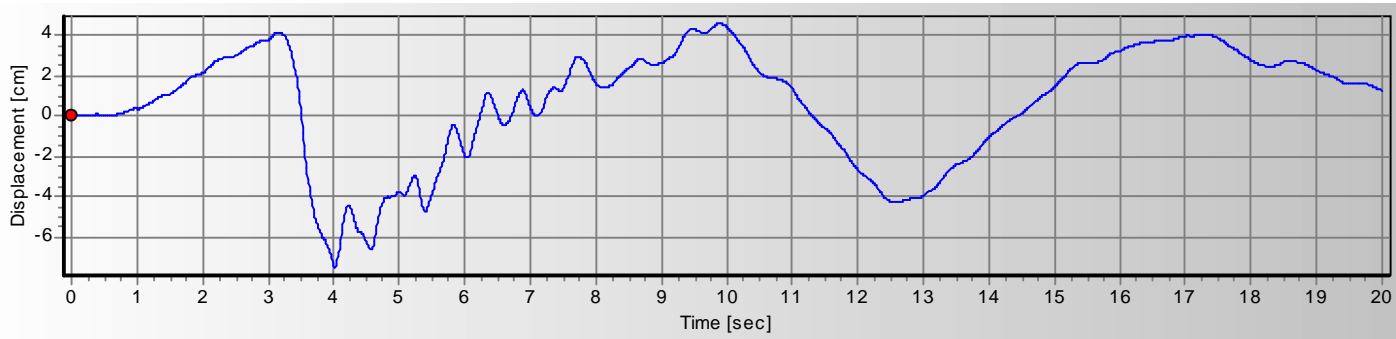
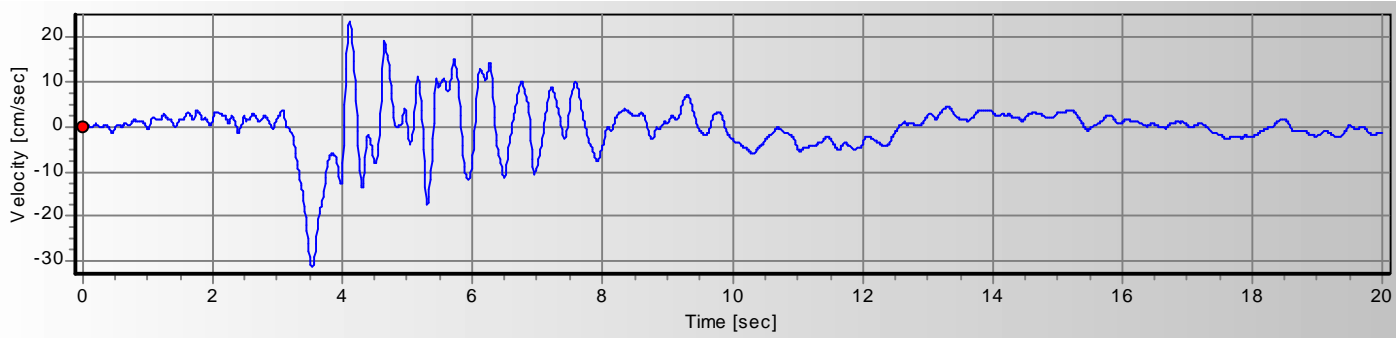
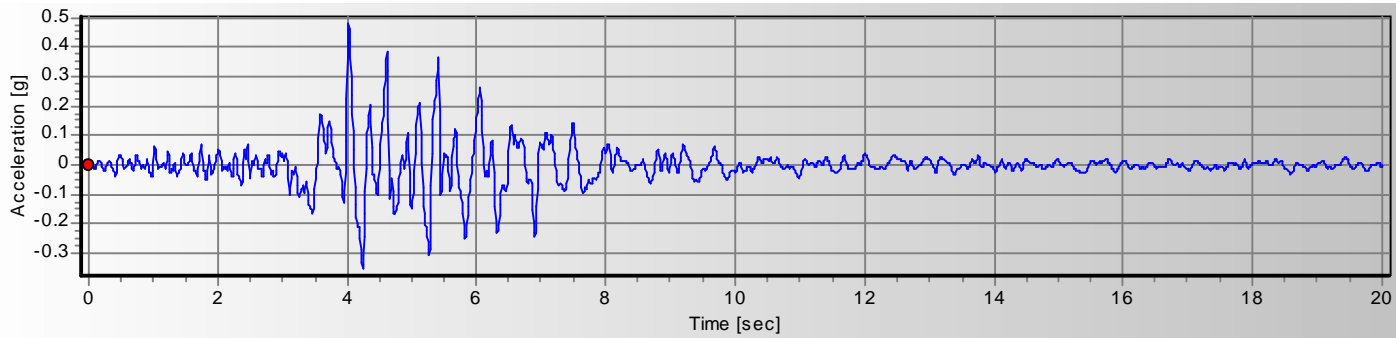


Fig. 5.10 ENREGISTREMENT : FRIULLI.

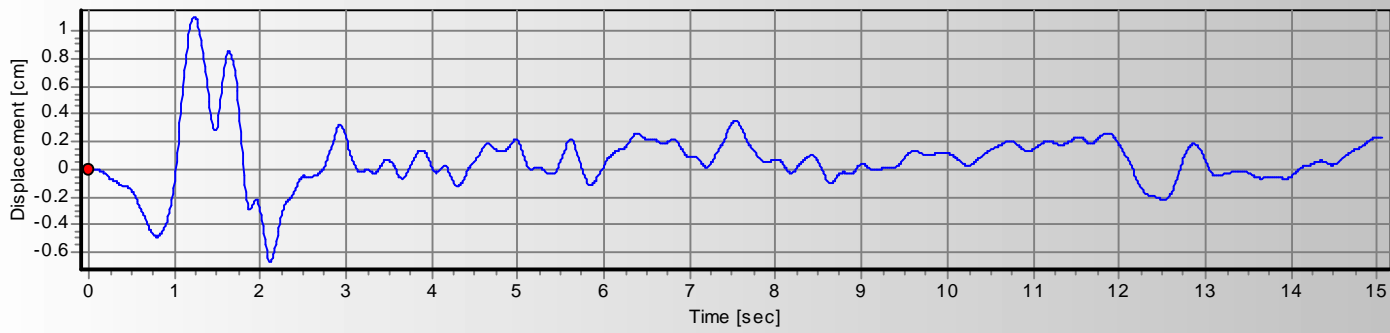
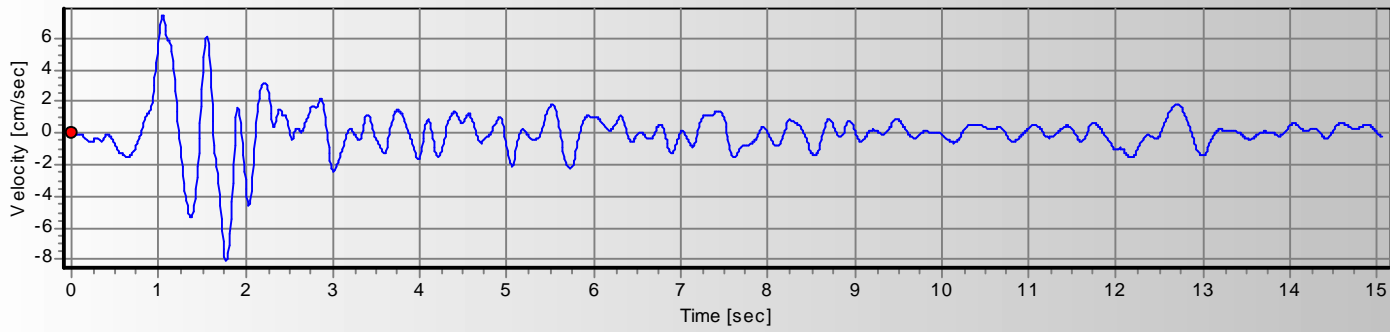
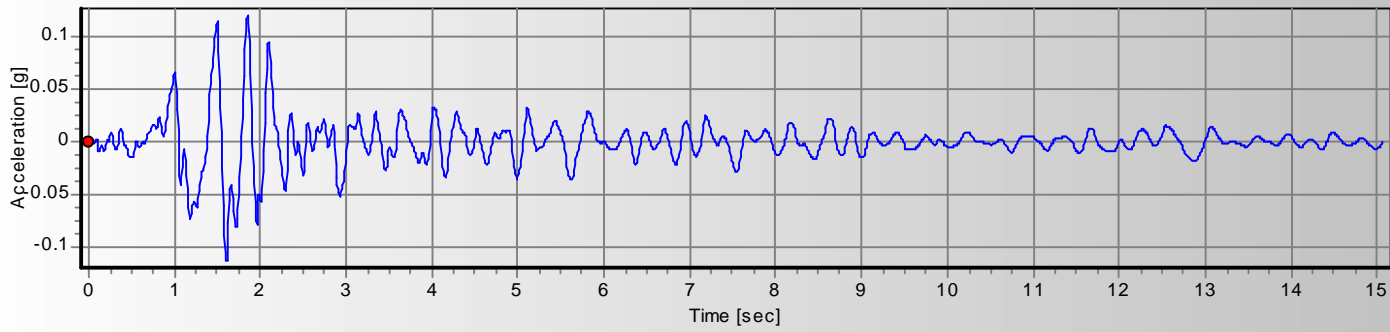


Fig. 5.11 ENREGISTREMENT : HOLLISTER.

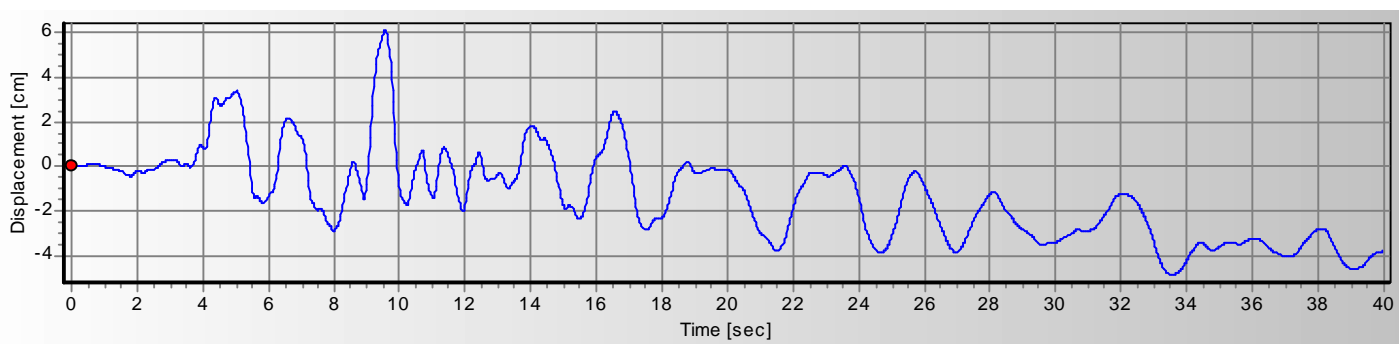
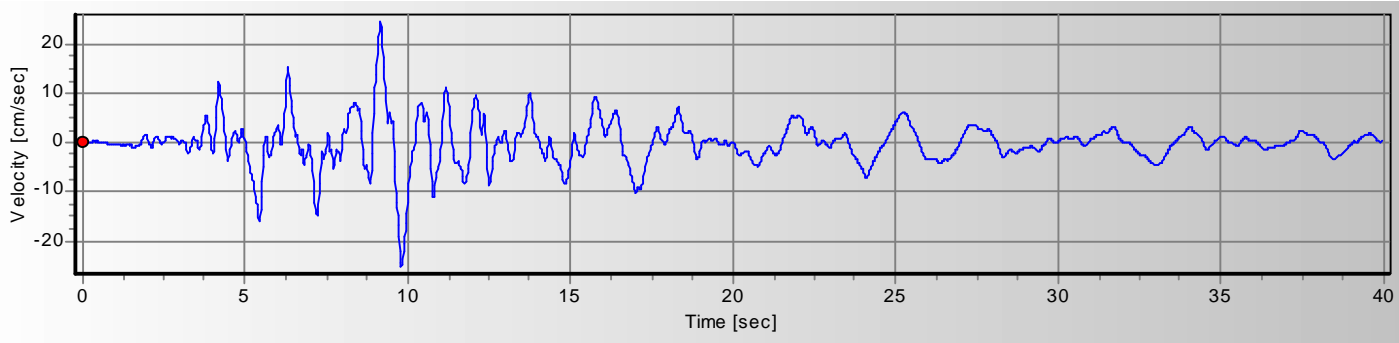
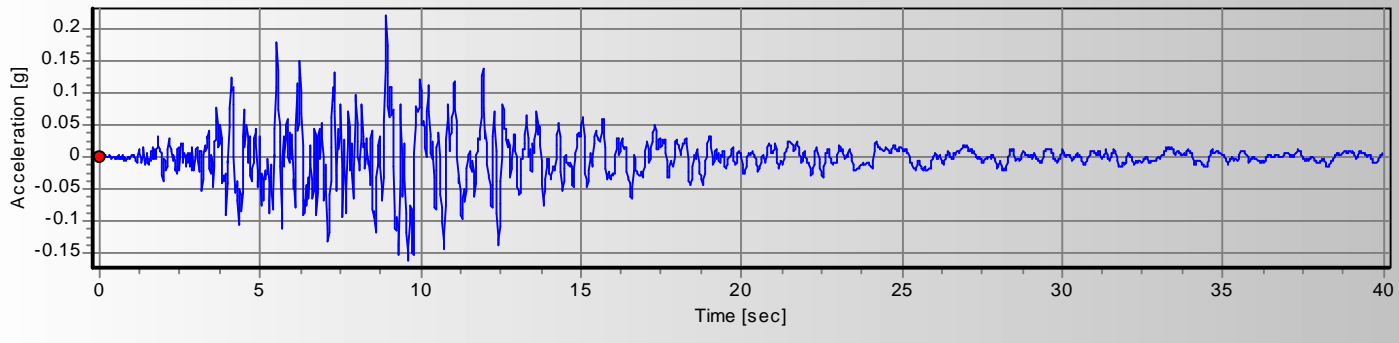


Fig. 5.12 ENREGISTREMENT : CENTURY CITY – LACC NORTH

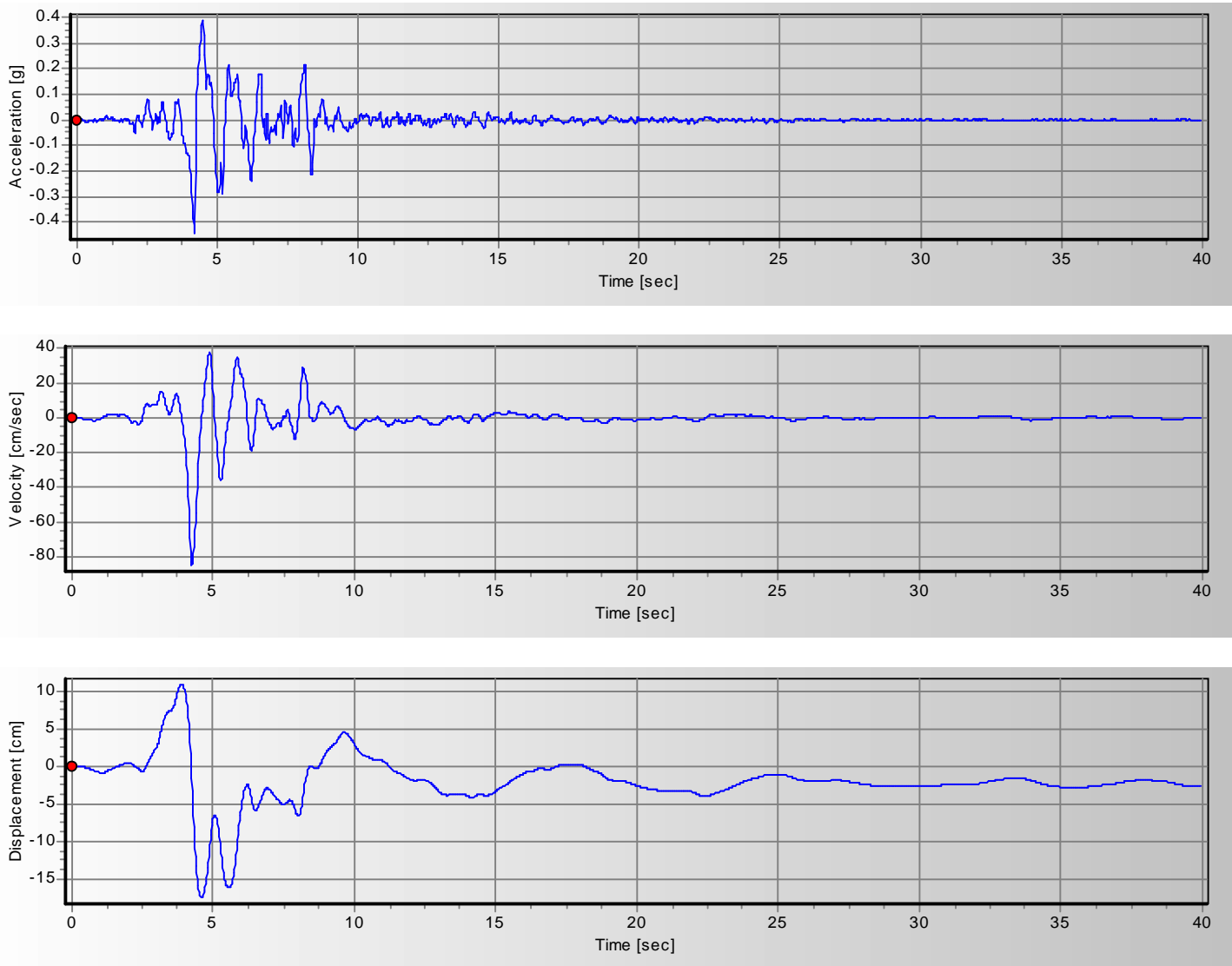


Fig. 5.13 ENREGISTREMENT : LEXINGTON DAM

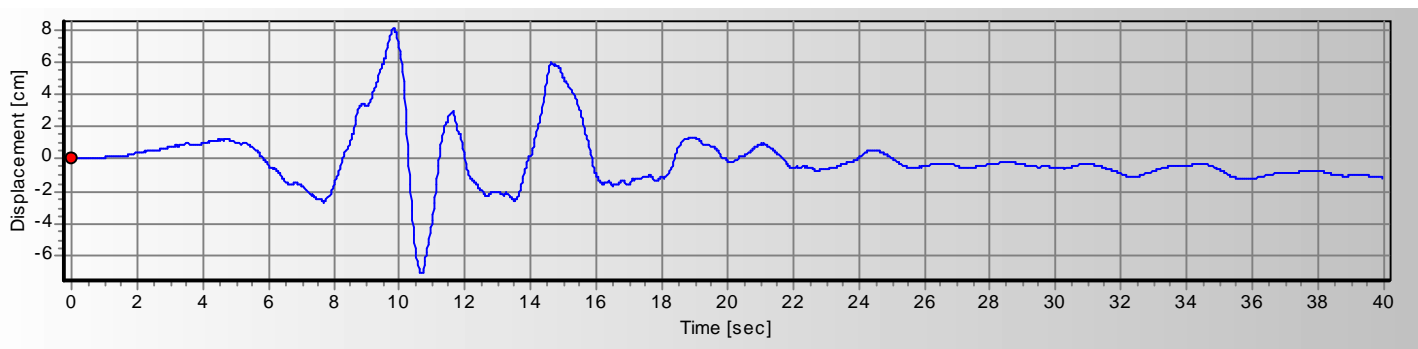
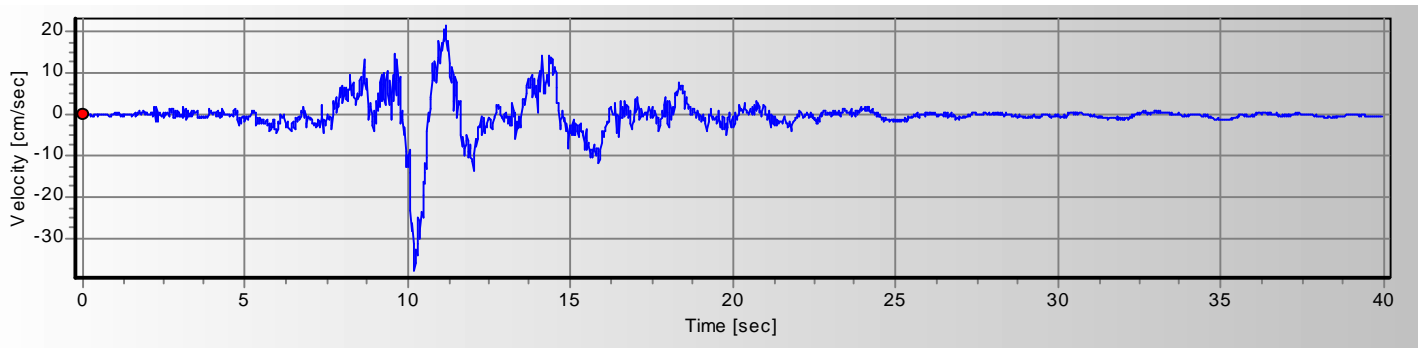
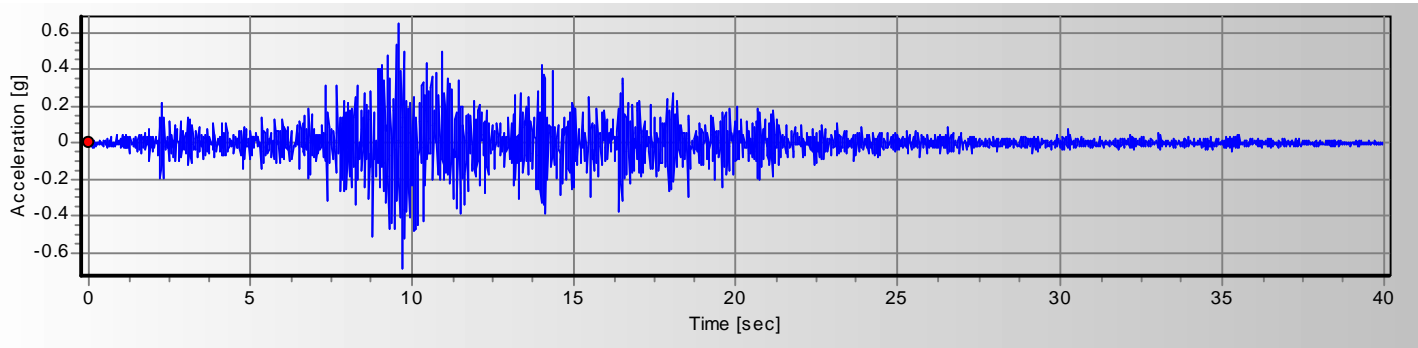


Fig. 5.14 ENREGISTREMENT : LUCERNE VALLEY

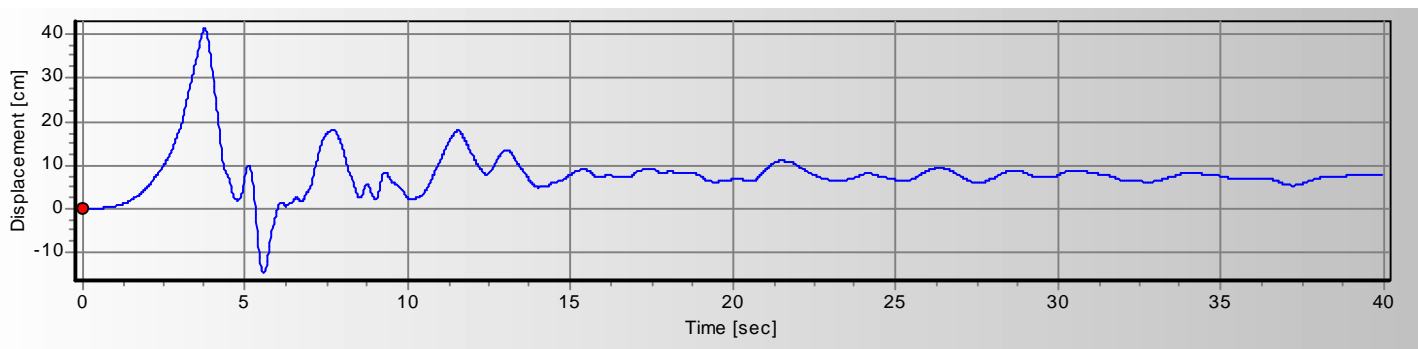
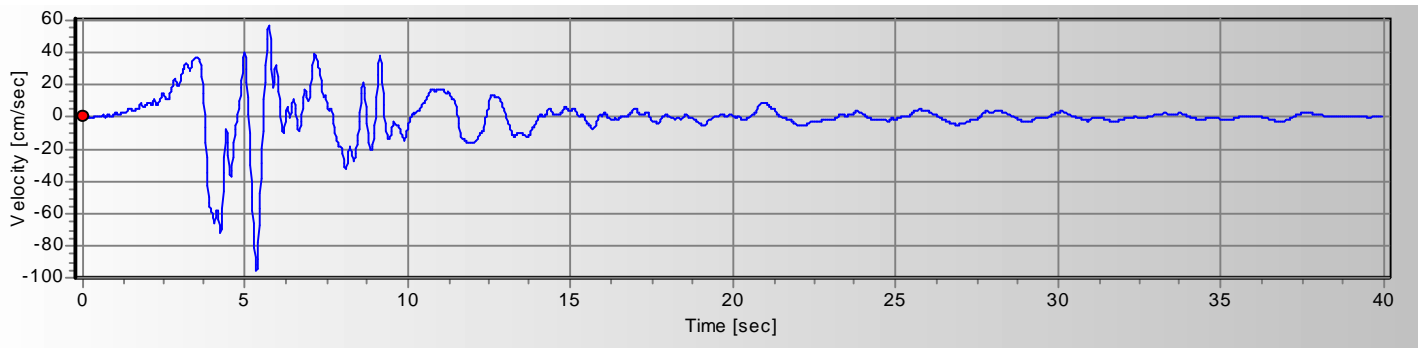
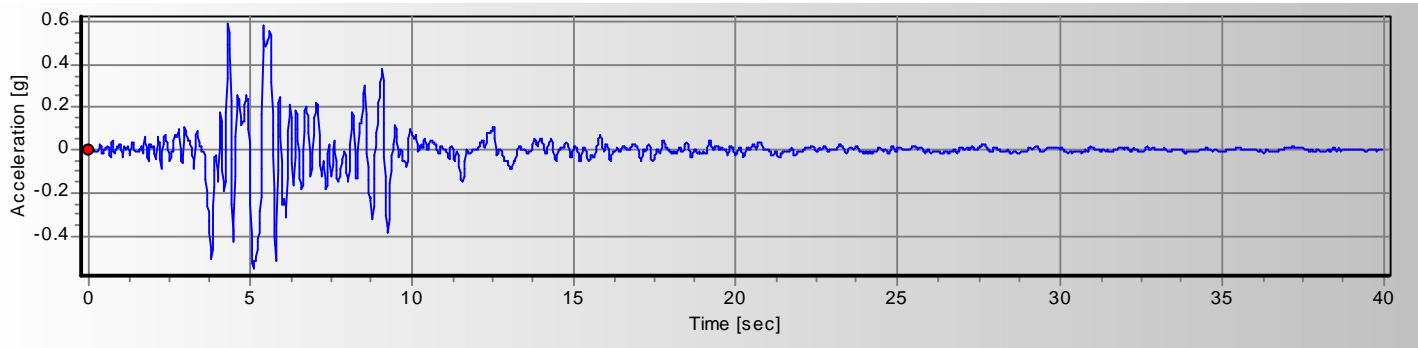


Fig. 5.15 ENREGISTREMENT : NEWHALL

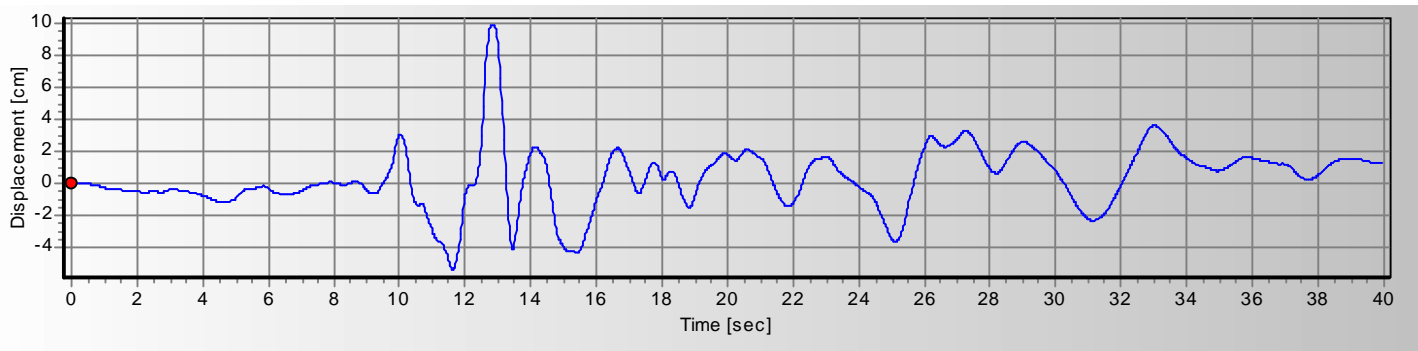
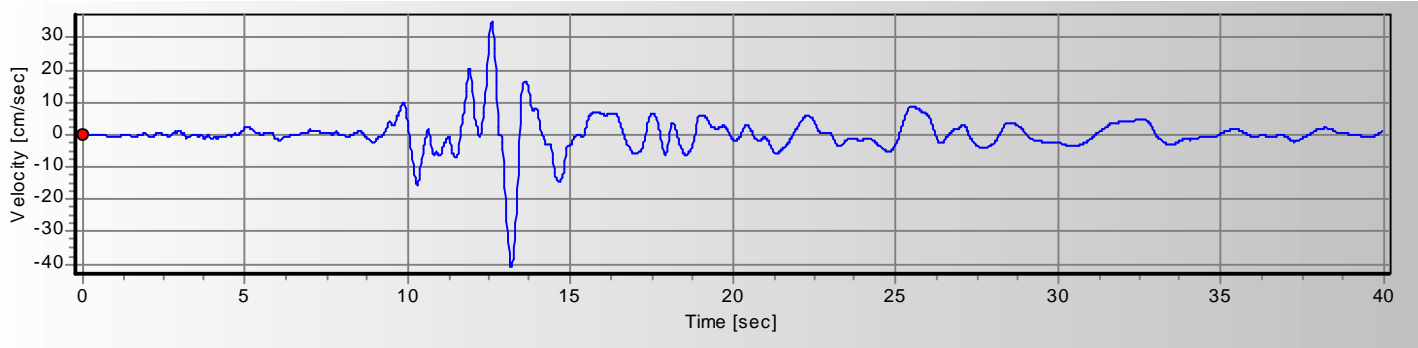
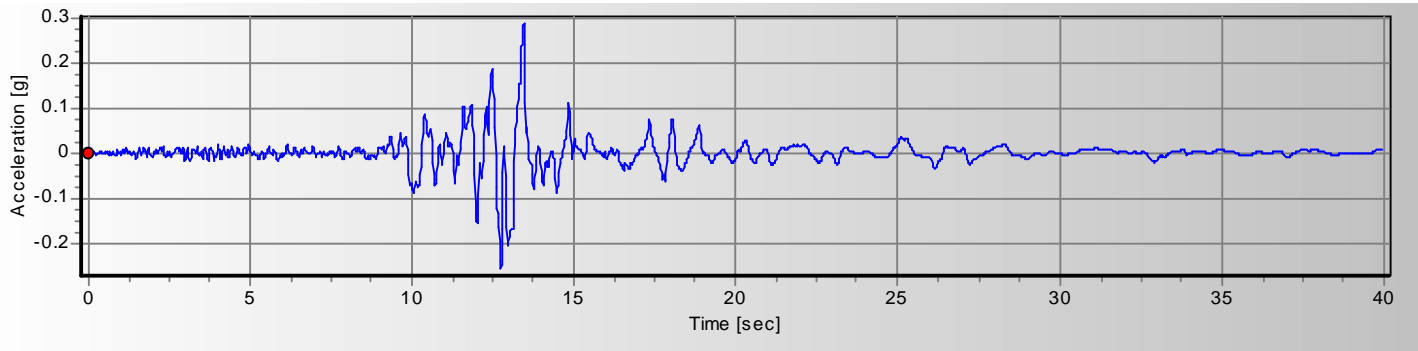


Fig. 5.16 ENREGISTREMENT : OAKLAND

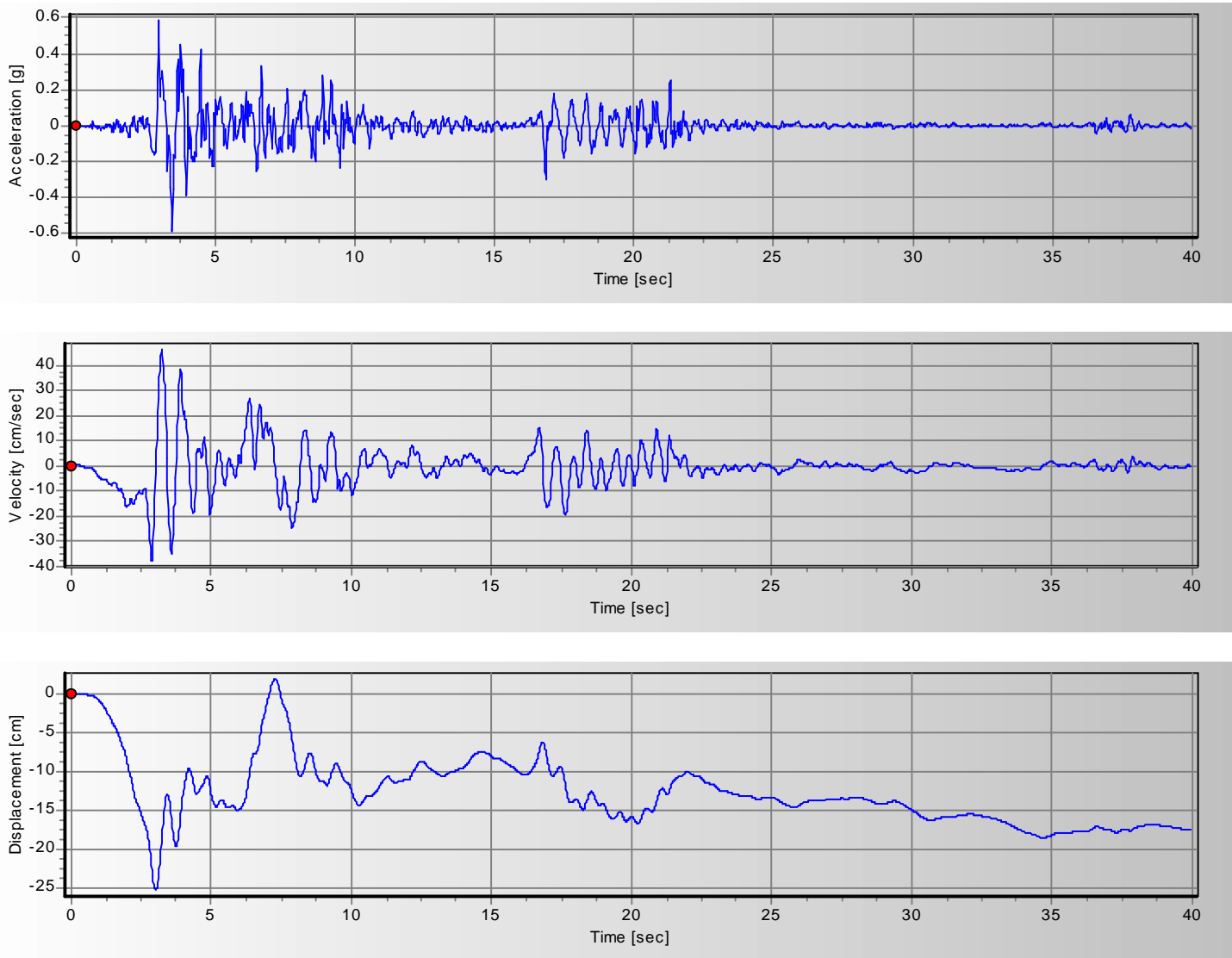


Fig. 5.17 ENREGISTREMENT : PETROLIA

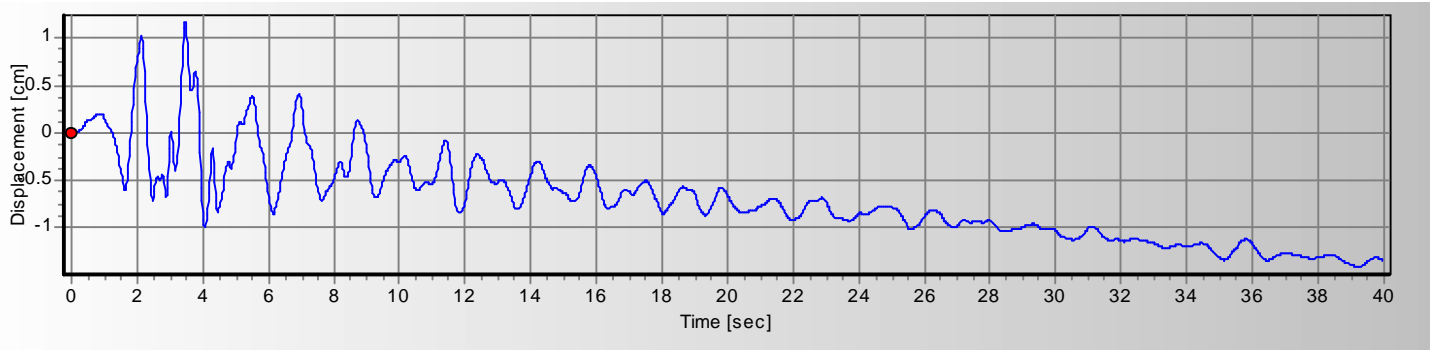
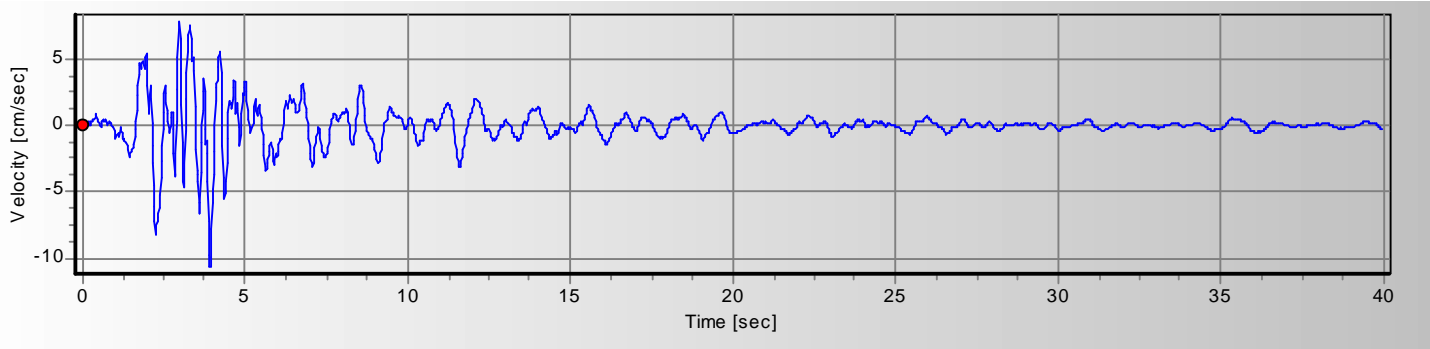
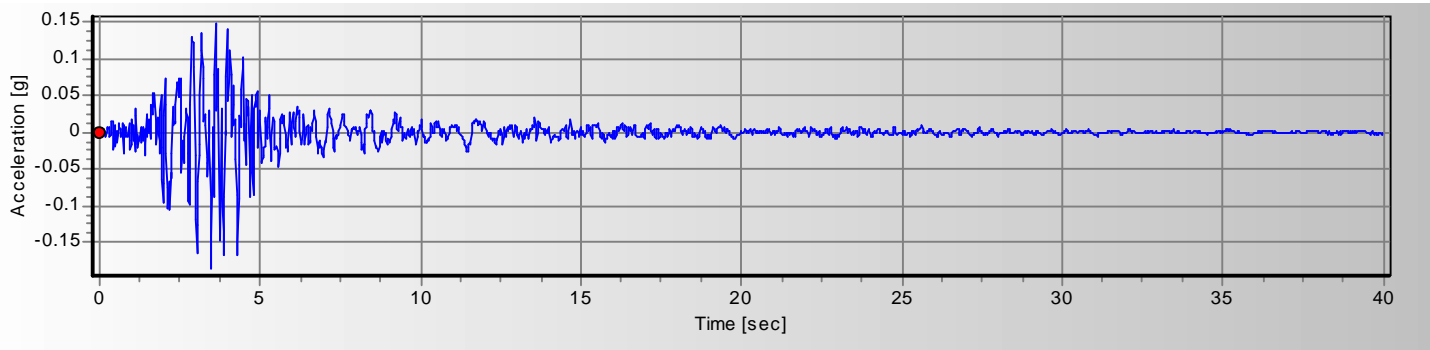


Fig. 5.18 ENREGISTREMENT : POMONA

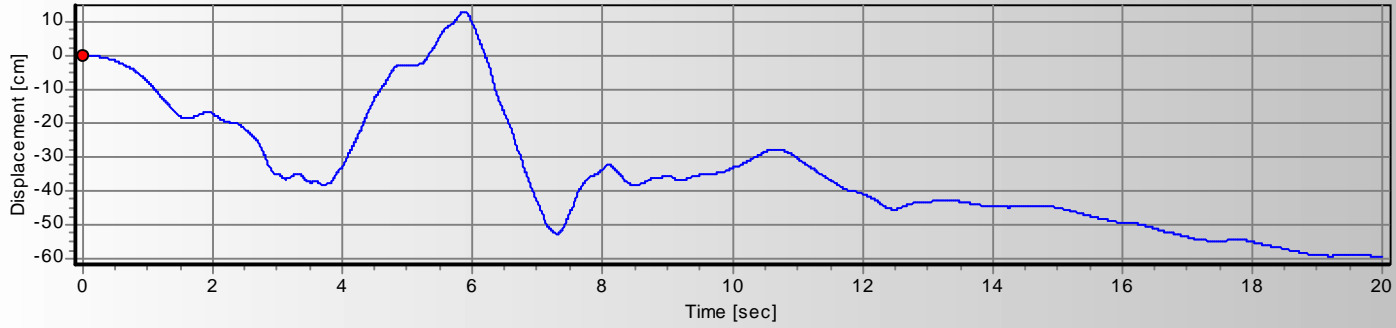
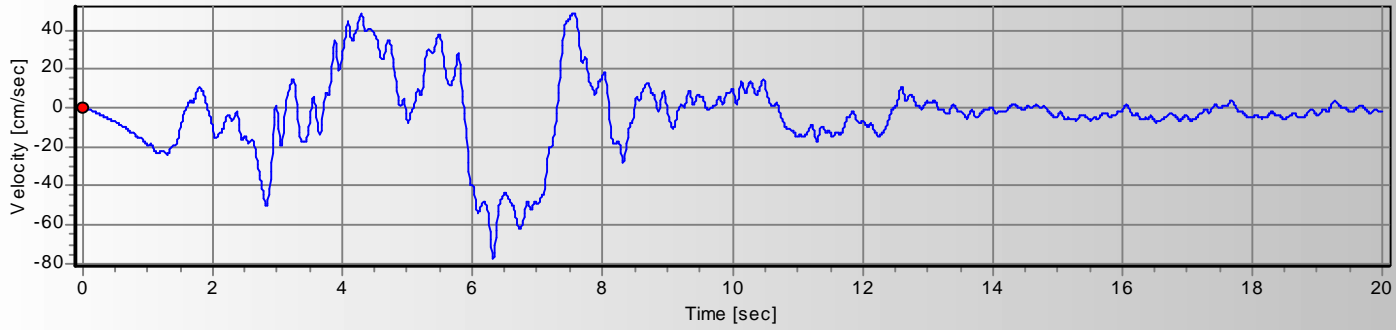
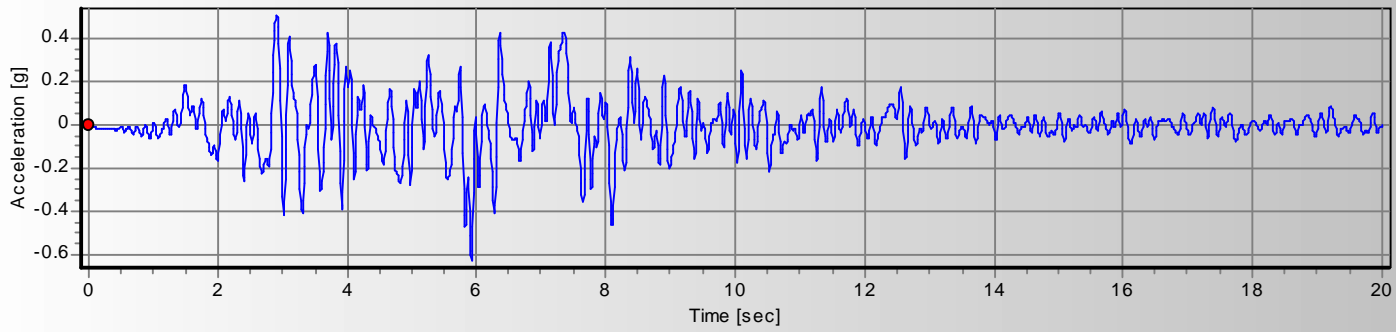


Fig. 5.19 ENREGISTREMENT : SAKARIA

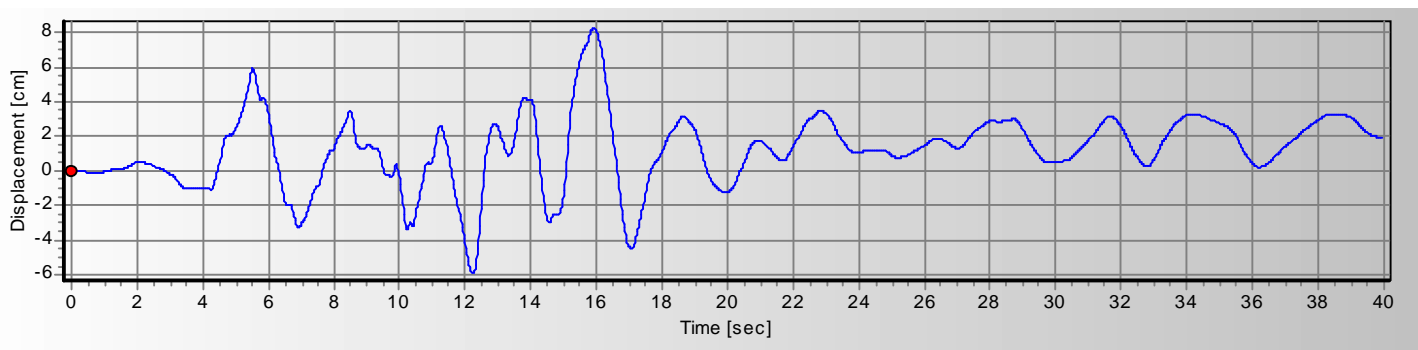
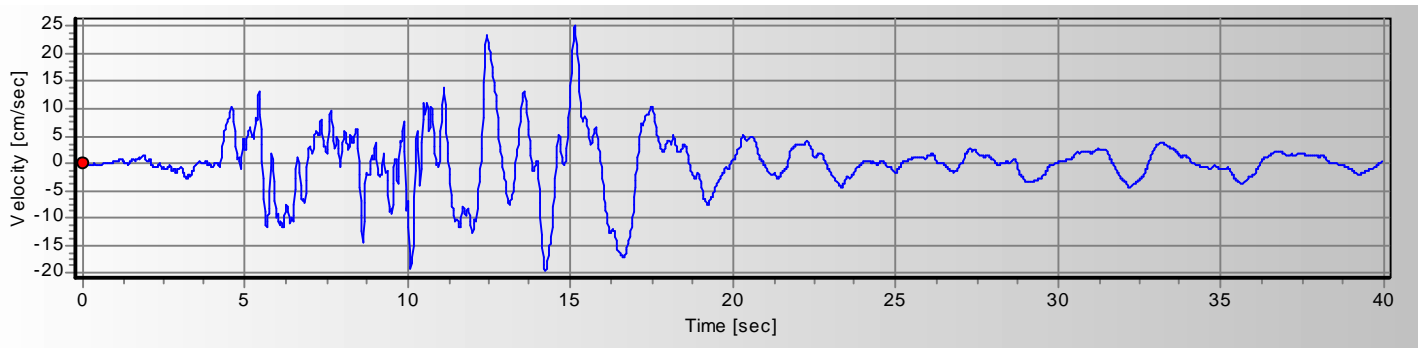
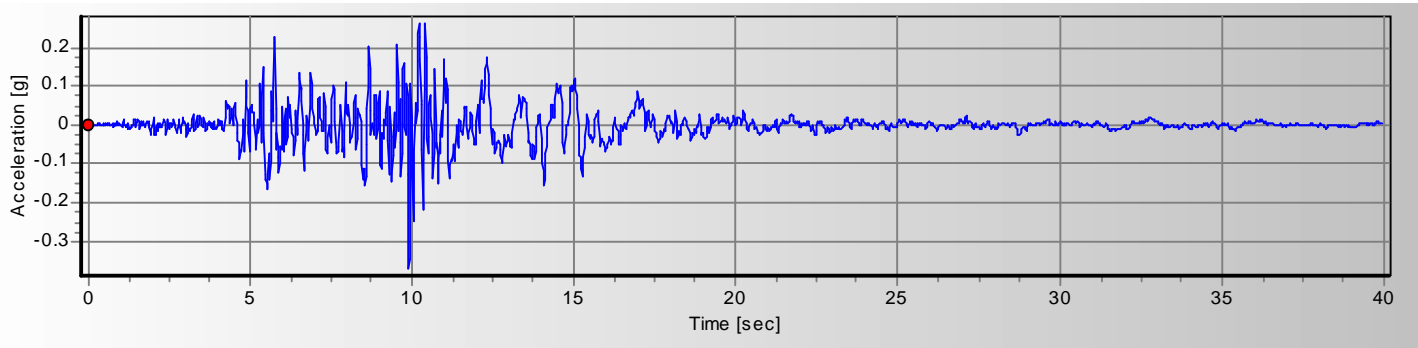


Fig. 5.20 ENREGISTREMENT : SANTA MONICA

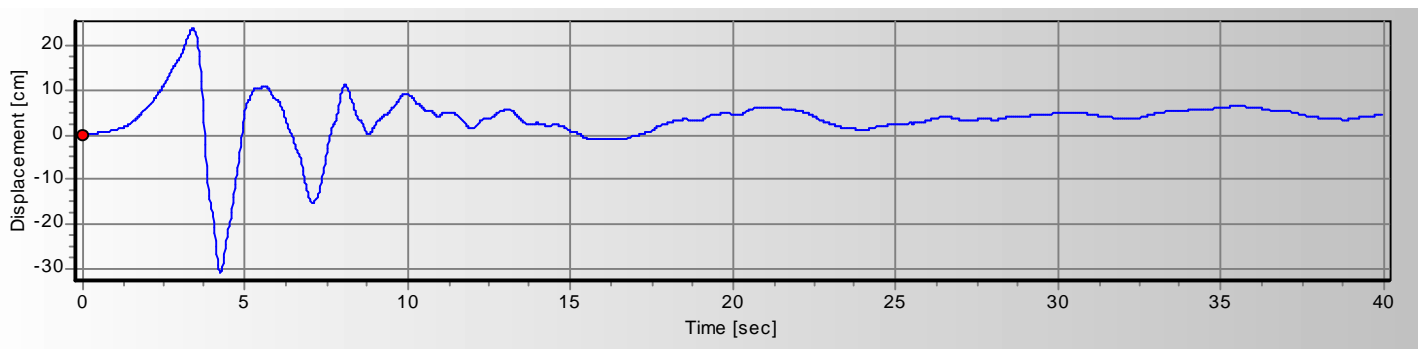
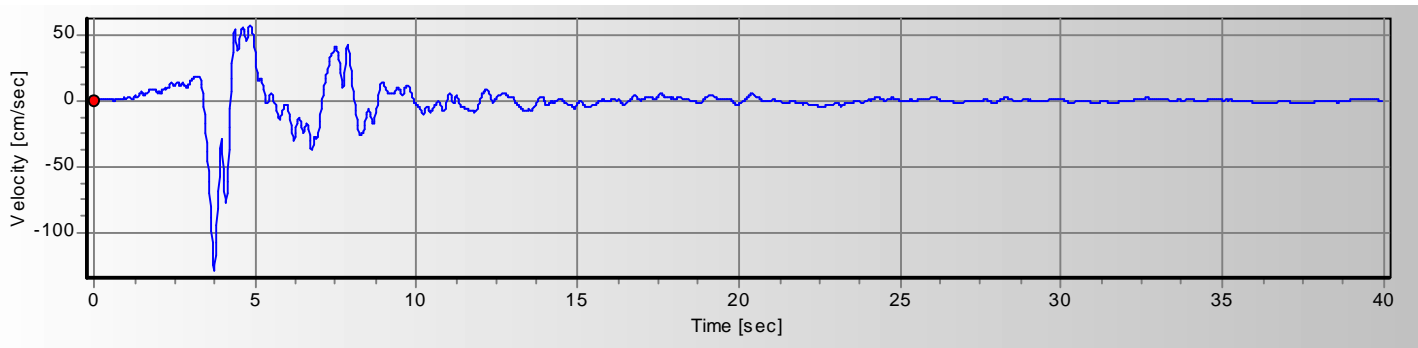
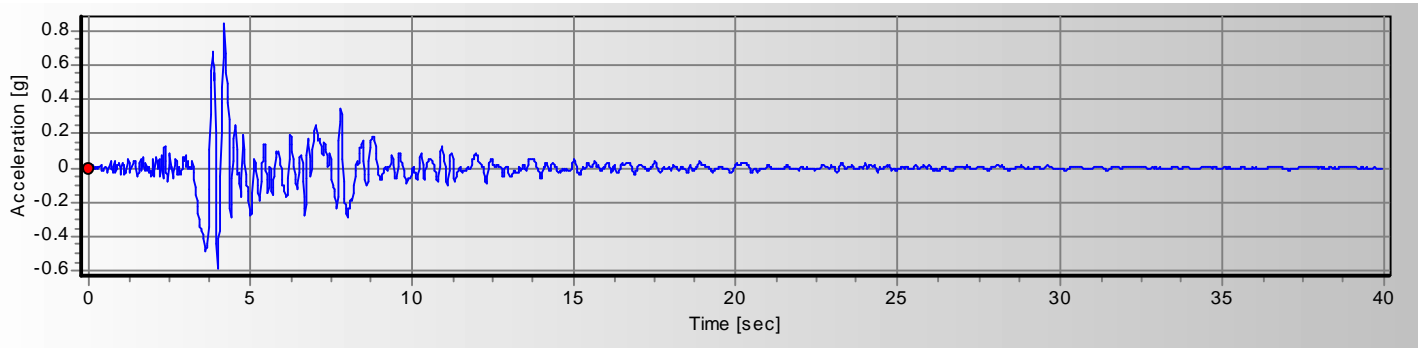


Fig. 5.21 ENREGISTREMENT : SYLMAR

L'examen conjoint des accélérogrammes appelle les commentaires suivants :

- L'allure des signaux est très irrégulière et très variable d'un enregistrement à l'autre ; dans certains cas, il n'y a que trois grands pics d'accélération qui dominent de haut un signal de courte durée, comme dans l'enregistrements de ALTADENA, FRIULLI et LEXINGTON, dans d'autres cas, il y a un grand nombre de pics d'amplitude voisins du maximum, comme dans ARTIFICIEL, CHICHI, CORRALITOS, LACC NORTH, LUCERNE, PETROLIA, SAKARIA, SANTA.
- L'influence de la magnitude sur l'accélération maximale n'apparaît pas nettement ; des valeurs élevées (supérieur à 0.6g pour fixer les idées) de l'accélération se rencontrent aussi bien pour les magnitudes faible, moyennes ou fortes ; ce constat est caractéristique du champ proche, où l'accélération est surtout contrôlée par la chute de contrainte, mais ne s'applique pas au champ lointain où se manifeste un effet de taille.
- La magnitude a, par contre, un effet sensible sur la durée du signal ; les signaux très courts correspondent tous à des magnitudes inférieures à 6, les signaux très longs (plus de 20 secondes) à des magnitudes supérieur à 6.5.
- Typiquement le seuil de déclenchement était de l'ordre de 0.01 g (ou 0.1m/s^2) pour pouvoir enregistrer des accélérations allant jusqu'à 0.5g ou 1g. L'existence de ce seuil avait pour conséquence que le début de l'accélérogramme n'était pas enregistré et donc qu'à l'instant initial de l'enregistrement le déplacement et la vitesse avaient des valeurs non nulles, mais inconnues.

Pour aller plus loin dans la discussion de ces enregistrements, il convient maintenant de préciser les paramètres que l'on peut utiliser pour caractériser les accélérogrammes ; mais on peut déjà retenir, après ce coup d'œil rapide, que la seule accélération maximale est tout à fait insuffisante pour qualifier le potentiel destructeur d'un signal sismique.

Pour les 17 accélérogrammes déjà présentés, le tableau 5.1 fournit les valeurs d'un certain nombre de paramètres.

Tableau 5.1 : les paramètres des accélérogrammes.

Enregistrement	A (g)	V(cm/s)	D(cm)	T(s)	f_{a1} (hz)	f_{d1} (hz)	AD/V ²	V_{\max} / A_{\max}
ALTADENA	0.4474	27.559	5.382	1.22	4.72	0.45	3.17	0.061
ARTIFICIEL	0.4356	43.379	33.803	10.32	3.09	0.11	7.825	0.099
CHICHI	0.8082	720.213	18446.3	22.05	0.35	0.003	28.741	0.891
CORRALITOS	0.6297	55.206	12.02	6.86	3.22	0.41	2.483	0.088
EMERUVILL	0.2498	43.296	9.599	8.8	1.35	0.49	1.279	0.173
FRIULLI	0.4788	31.235	7.484	4.23	4.52	0.36	3.673	0.652
HOLLISTER	0.12	8.074	1.099	7.17	4.05	0.68	2.023	0.067
LACCNORTH	0.2215	8.92	6.103	14.02	7.79	0.12	16.991	0.113
LEXINGTON	0.442	4.18	17.418	4.34	33.64	0.02	440.62	0.191
LUCERNE	0.6812	9.7	8.114	13.68	22.26	0.09	58.74	0.055
NEWHALL	0.5894	4.32	41.494	5.52	43.42	0.01	1310.49	0.162
OAKLAND	0.2868	13.46	9.908	8.68	6.67	0.11	15.685	0.142
PETROLIA	0.5893	3.42	25.153	17.88	54.84	0.01	1267.299	0.078
POMONA	0.1857	3.46	1.408	6.36	16.87	0.2	21.845	0.057
SAKARIA	0.6282	5.92	59.655	8.71	33.77	0.26	1069.3	0.123
SANTA	0.3696	9.9	8.222	10.74	11.79	0.1	31.01	0.068
SYLMAR	0.8428	4.2	30.694	5.32	63.82	0.01	1466.5	0.153

A : accélération maximale [g]

V : vitesse maximale [cm/s]

D : déplacement [cm]

T : durée du mouvement fort (durée correspondant à l'intervalle 5%-95% de I(t)) [s]

f_a, f_b : fréquences caractéristiques (HZ) définies par les équations (5.7) et (5.8).

AD/V^2 : paramètre adimensionnel

V_{\max} / A_{\max} : paramètre [s]

Les troisième et quatrième colonnes du tableau 5.1 donnent les valeurs des pics V et D de vitesse et de déplacement (en cm/s et en cm), obtenus après intégrations des enregistrements. Avec les réserves, mentionnées ci-dessus, que l'on peut faire sur la précision de ces déterminations, particulièrement pour les déplacements, on constate que :

- L'ordre de grandeur des vitesses correspond au dixième ou au vingtième de l'accélération (lorsque l'on utilise les mêmes unités de longueur et de temps pour définir ces quantités) ;
- Les déplacements sont de l'ordre du centimètres pour les séismes de faible magnitude ($M \leq 5.4$) ; ils sont de l'ordre du décimètre pour les magnitudes plus élevées ; le séisme de CHICHI fait exception avec une valeur de l'ordre du 18.5 mètre ;
- Le rapport AD/V^2 qui est le seul nombre adimensionnel qu'on puisse former à partir de A, D et V est assez variable (voir dernière colonne du tableau 5.1), mais généralement de l'ordre de quelques unités ; il est toujours supérieur à un (qui est la valeur qu'on obtiendrait pour un signal sinusoïdal) mais s'en approche pour l'accélérogramme de EMERYVILLE.

La cinquième colonne du tableau 5.1 est relative à la durée T de la partie forte. On constate que ces durées ne dépassent la dizaine de secondes qu'à partir de la magnitude 6.5 (accélérogrammes ARTIFICIEL, CHICHI, LACC NORTH, LUCERNE, PETROLIA, SANTA).

Les colonnes 6 et 7 du tableau 5.1 donnent des estimations d'une fréquences dominante pour les accélérations (f_{a1} et f_{d2}). Il est manifeste que les déplacements ont une fréquence apparente beaucoup plus basse que celle des accélérations ;

La fréquence dominante f_a de l'accélérogramme est donnée par :

$$f_a = \frac{1}{2p} \frac{A\sqrt{r} + \sqrt{r+1}}{V\sqrt{r}} \quad (5.7)$$

Tandis que la fréquence dominante f_d du déplacement est donnée par :

$$f_b = \frac{1}{2p} \frac{V}{D} \sqrt{r} [\sqrt{r} - \sqrt{r-1}] \quad (5.8)$$

$$\text{où : } r = \frac{AD}{V^2} \quad (5.9)$$

les fréquences ainsi calculées apparaissent sous l'intitulé f_{a1} et f_{d1} dans les colonnes 6 et 7 du tableau 5.1. On voit que la fréquence dominante des accélérations est de l'ordre de quelques HERTZ, celle des déplacements de l'ordre d'une fraction de HERTEZ.

En conclusion, on doit retenir que les valeurs de pic A , V , D sont suffisantes pour décrire le niveau et le contenu fréquentiel des signaux. Le rapport $r = AD/V^2$ traduit l'étendue de la gamme des fréquences excitées ; il peut atteindre de grandes valeurs, en particulier pour les accélérogrammes où l'essentiel du mouvement fort, tant en vitesse et déplacement qu'en accélération, est produit par une seule grande oscillation. Il faut garder à l'esprit le fait que les valeurs de D peuvent ne pas être fiables, en raison des corrections importantes que son calcul a pu nécessiter. Le quotient A/V , dont les valeurs sont plus fiables que celle de AD/V^2 , donne une bonne indication sur le contenu fréquentiel de l'accélérogramme.

De façon général, mais avec des exceptions dues à l'influence des conditions de site, les signaux à fréquence élevée correspondent surtout à des sites rocheux et à des séismes de magnitude faible ou moyenne dont la source est assez proche.

En ce qui concerne le potentiel destructeur associé à un accélérogramme, la connaissance des valeurs de pic, en particulier si elle se limite aux accélération comme cela arrive malheureusement souvent, n'est pas suffisante.

Elle doit être complétée par des informations sur la durée de la partie forte et sur le réponse de systèmes mécaniques simples.

L'étude dynamique de la structure a été faite en utilisant le programme Seismosignal qui est un programme pour l'évaluation du risque sismique dans des endroits choisis.

Les résultats de cette analyse en termes de réponses spectrales sont données par les courbes représentées dans les figures **5.22** à **5.123** .

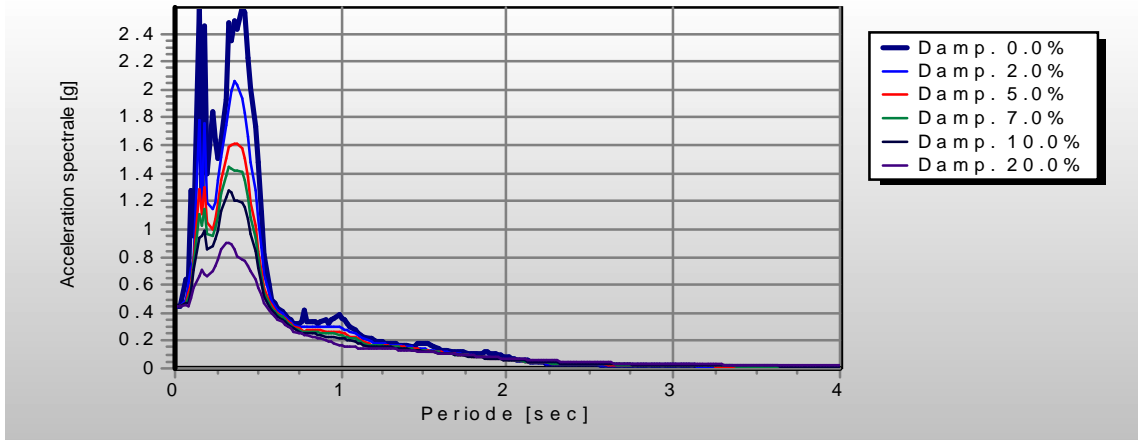


Fig. 5.22 Accélération Spectrale. « ALTADENA »

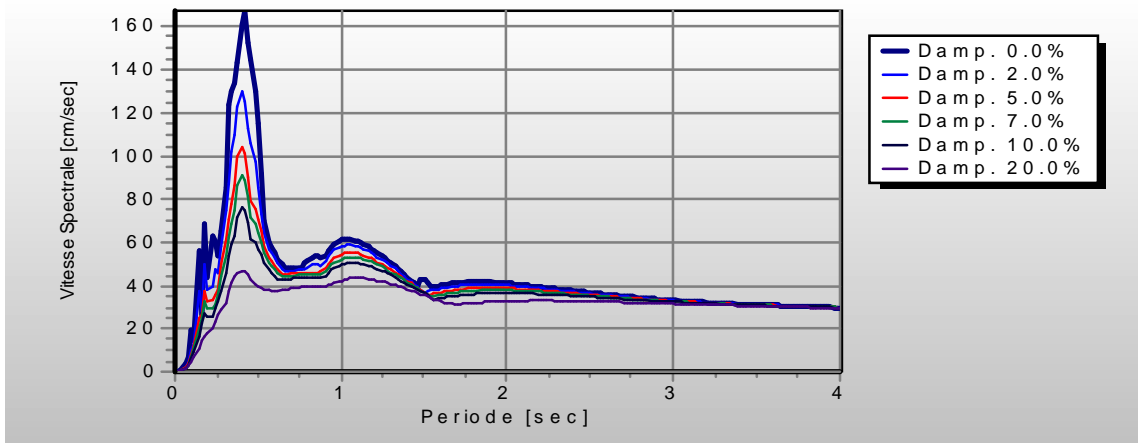


Fig. 5.23 Vitesse Spectrale. « ALTADENA »

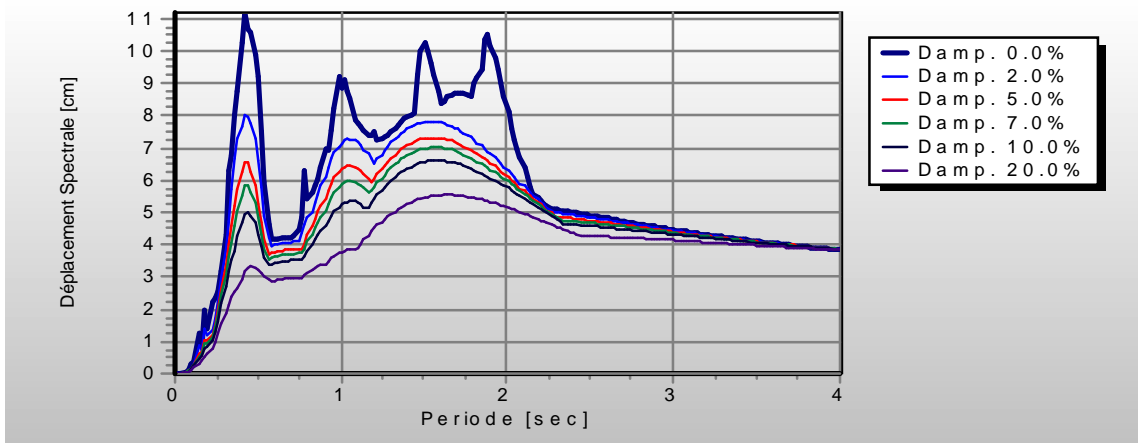


Fig. 5.24 Déplacement Spectrale. « ALTADENA »

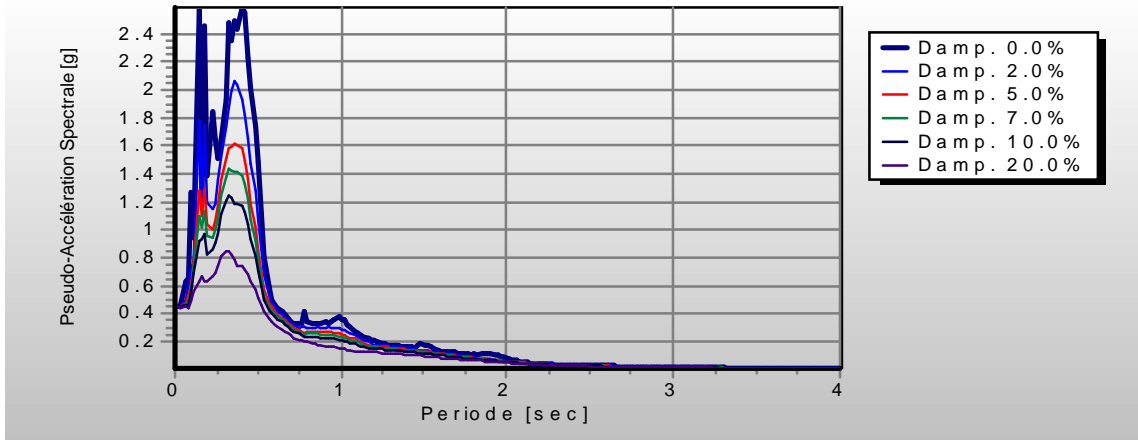


Fig. 5.25 Pseudo-Accélération Spectrale. « ALTADENA »

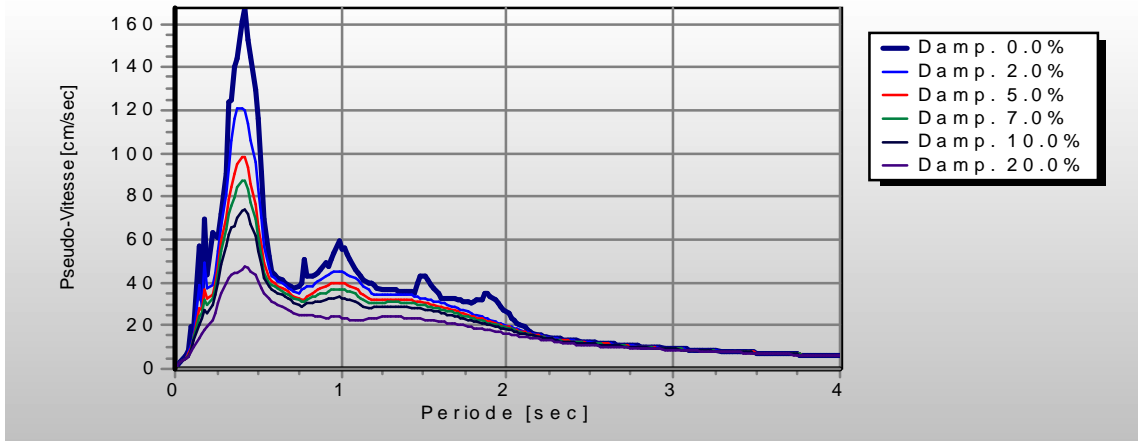


Fig. 5.26 Pseudo-Vitesse Spectrale. « ALTADENA »

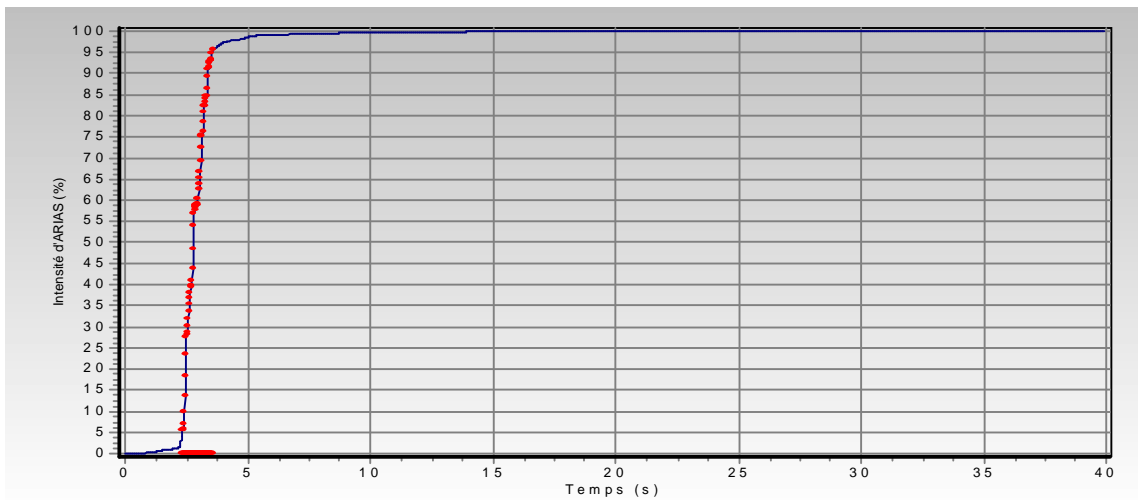


Fig. 5.27 Intensité d'ARIAS. « ALTADENA »

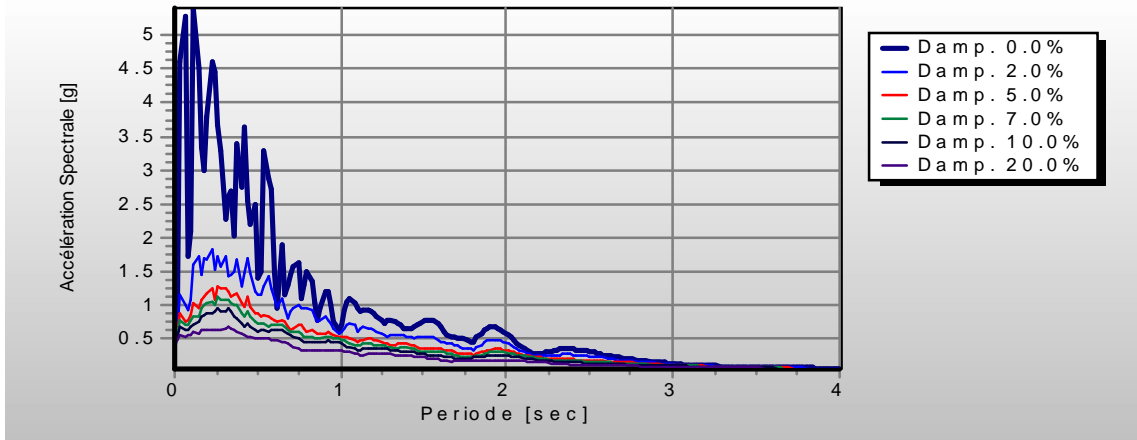


Fig. 5.28 Accélération Spectrale. « ARTIFICIEL »

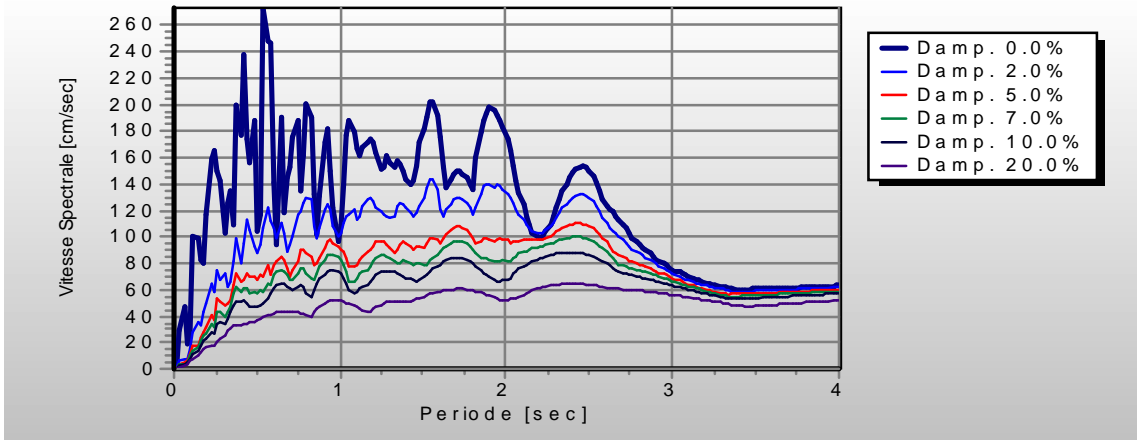


Fig. 5.29 Vitesse Spectrale. « ARTIFICIEL »

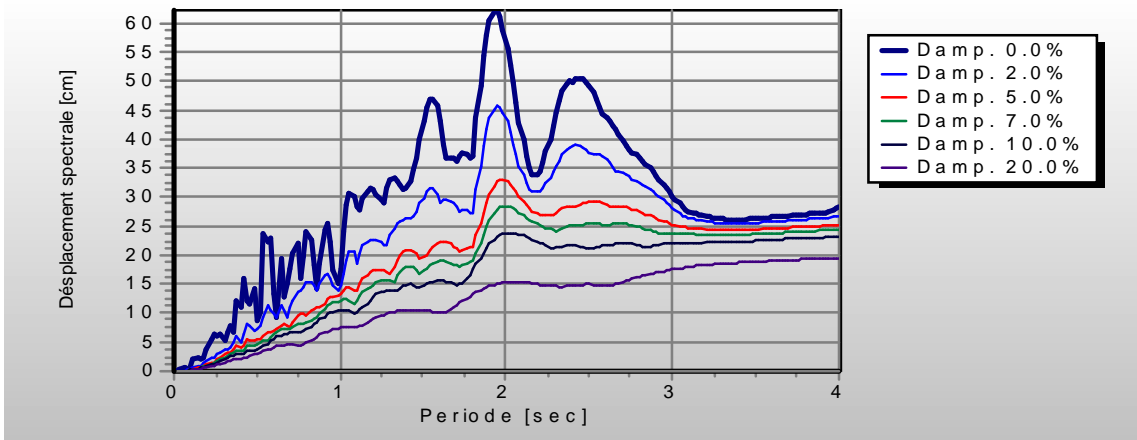


Fig. 5.30 Déplacement Spectrale. « ARTIFICIEL »

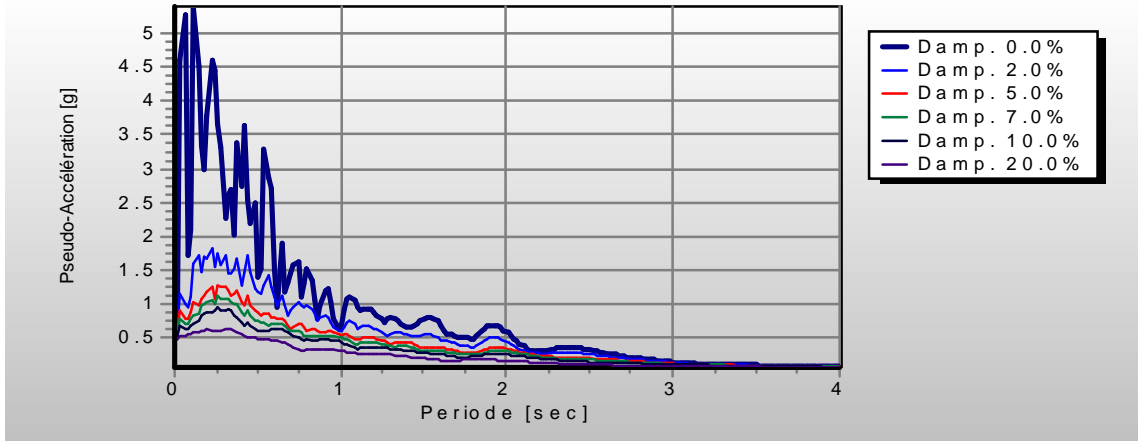


Fig. 5.31 Pseudo-Accélération Spectrale. « ARTIFICIEL »

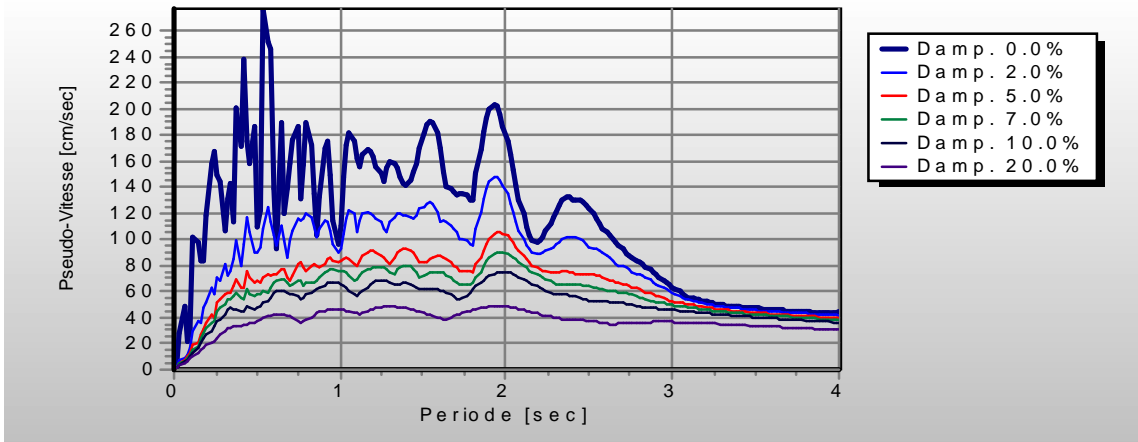


Fig. 5.32 Pseudo-Vitesse Spectrale. « ARTIFICIEL »

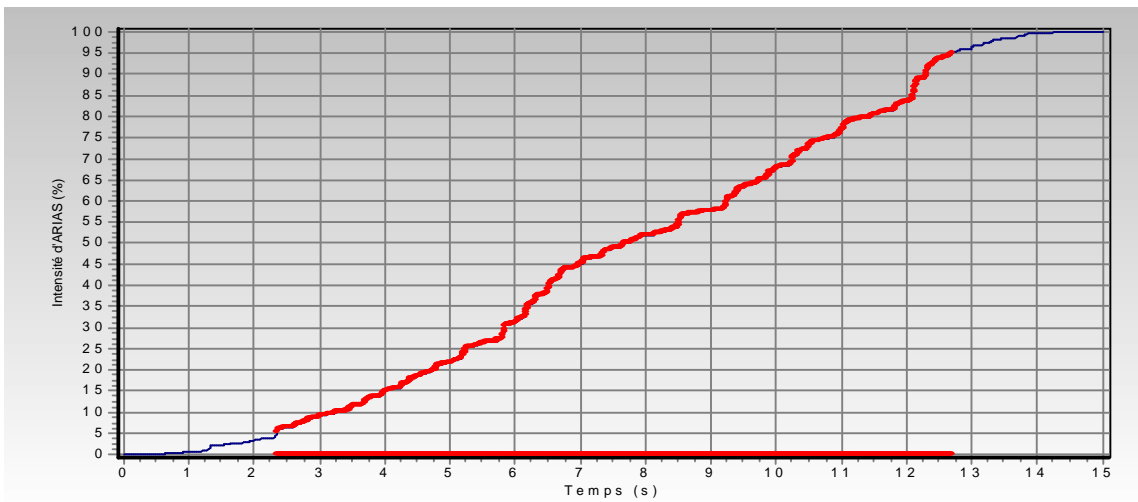


Fig. 5.33 Intensité d'ARIAS. « ARTIFICIEL »

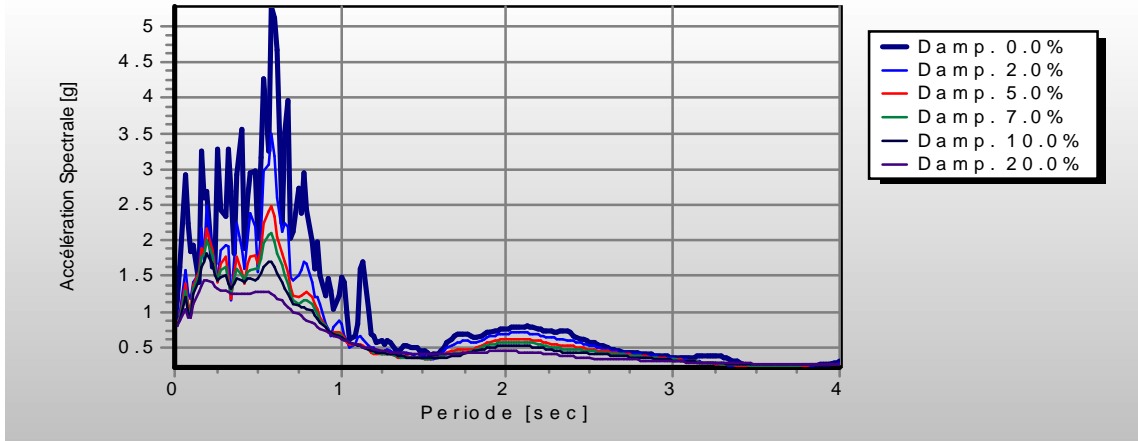


Fig. 5.34 Accélération Spectrale. « CHICHI »

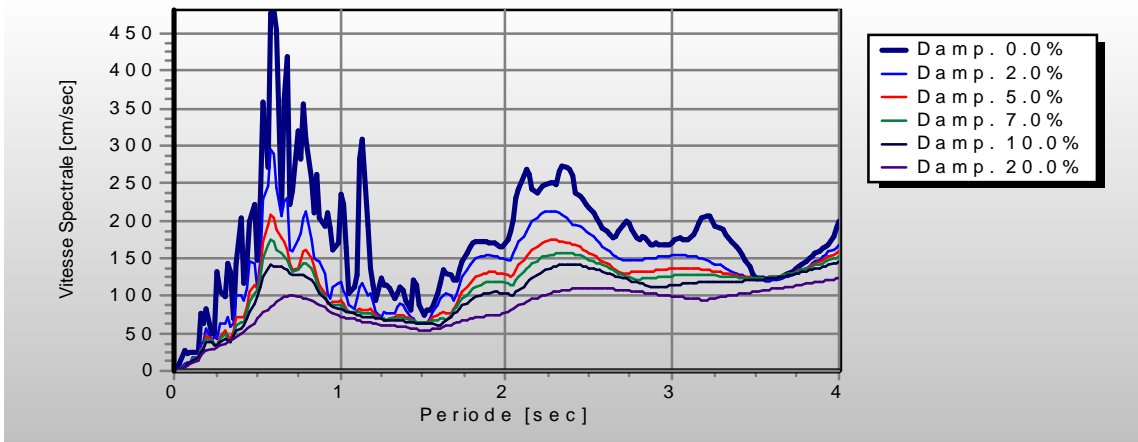


Fig. 5.35 Vitesse Spectrale. « CHICHI »

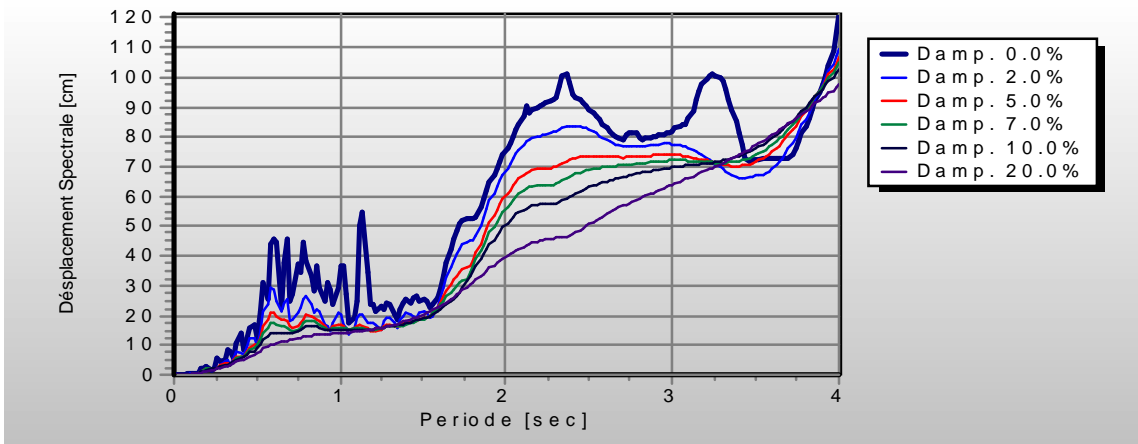


Fig. 5.36 Déplacement Spectrale. « CHICHI »

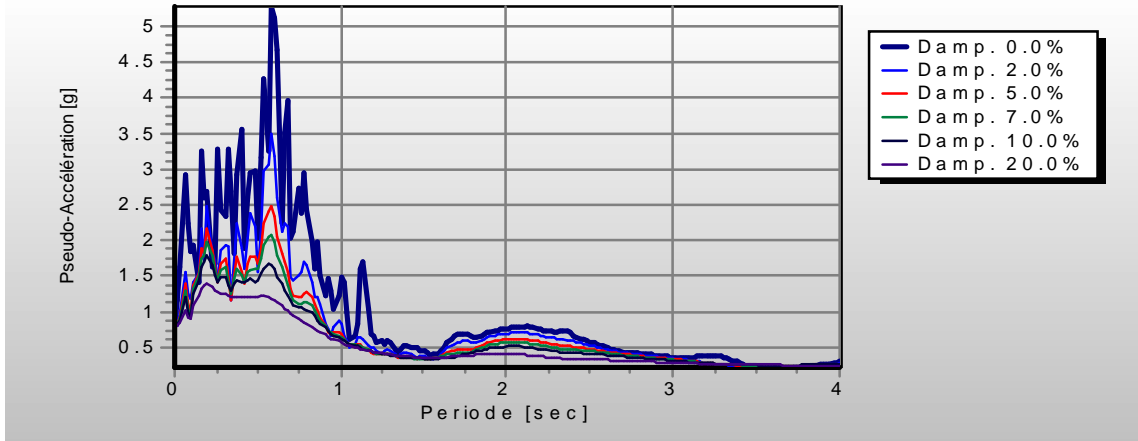


Fig. 5.37 Pseudo-Accélération Spectrale. « CHICHI »

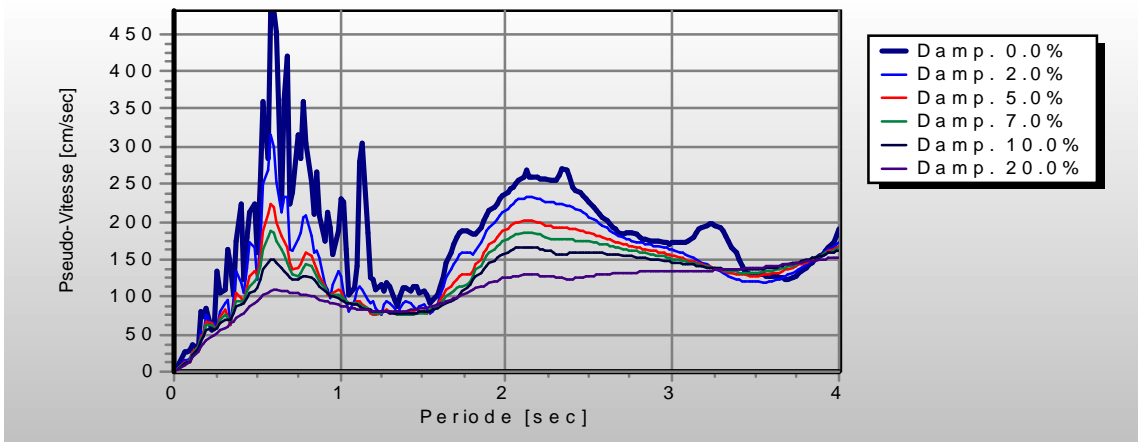


Fig. 5.38 Pseudo-Vitesse Spectrale. « CHICHI »

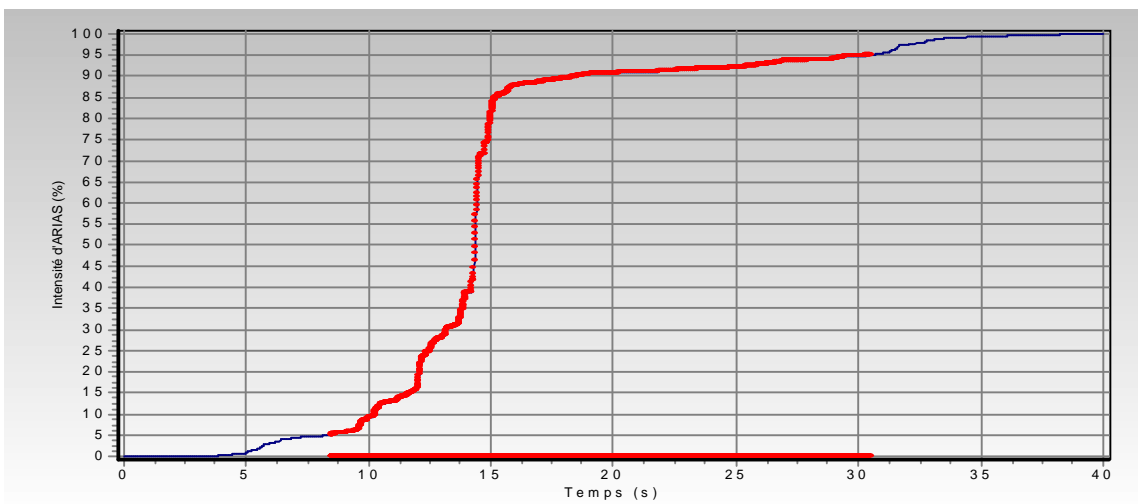


Fig. 5.39 Intensité d'ARIAS. « CHICHI »

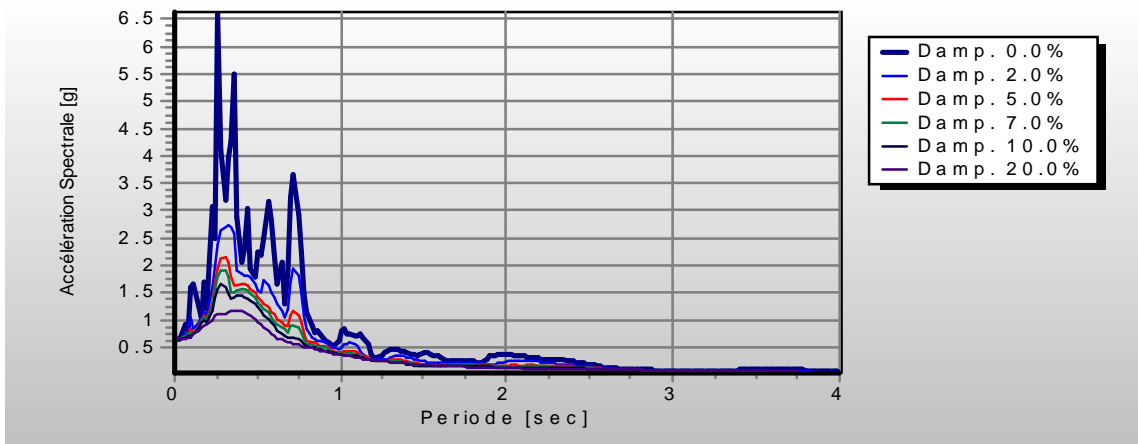


Fig.40 Accélération Spectrale. « CORRALITOS »

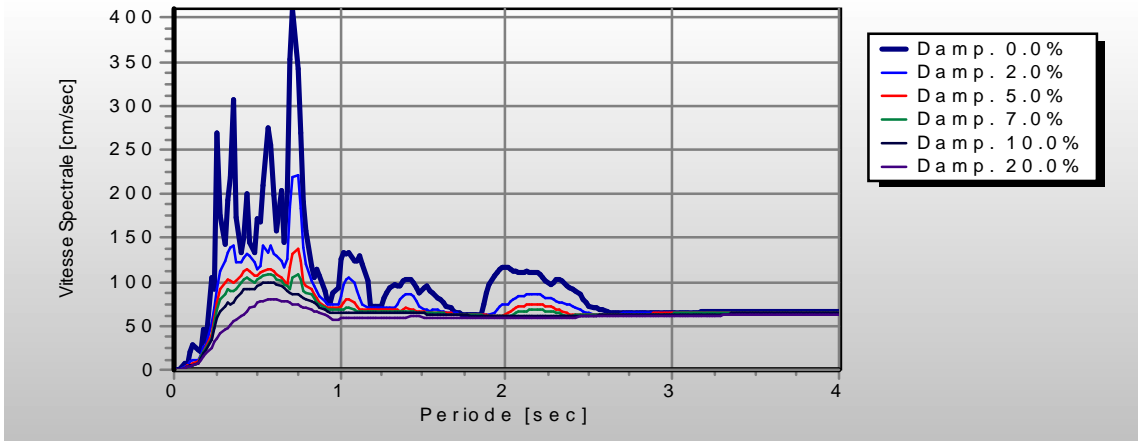


Fig. 5.41 Vitesse Spectrale. « CORRALITOS »

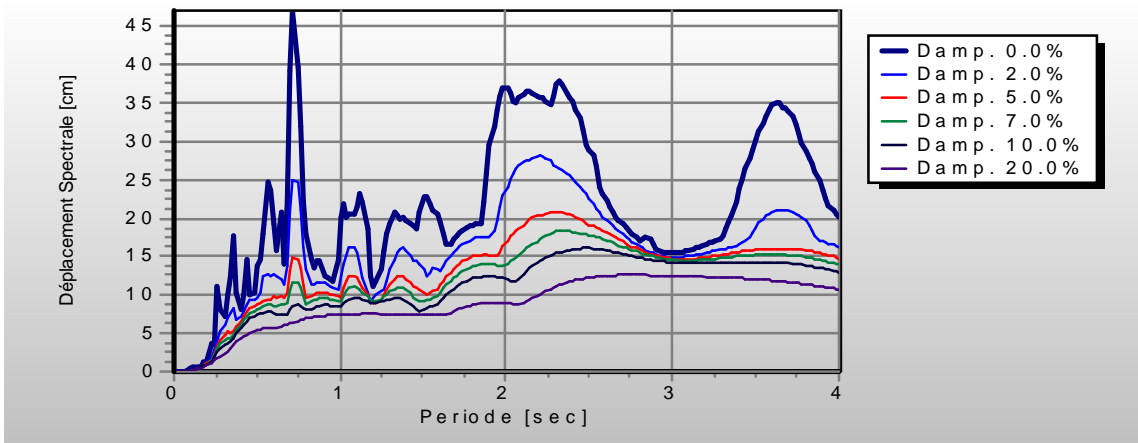


Fig. 5.42 Déplacement Spectrale. « CORRALITOS »

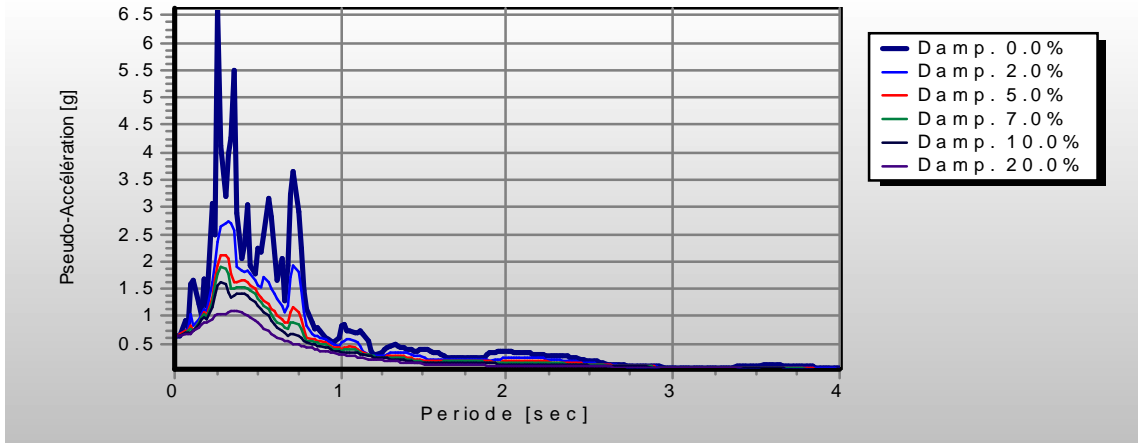


Fig. 5.43 Pseudo-Accélération Spectrale. « CORRALITOS »

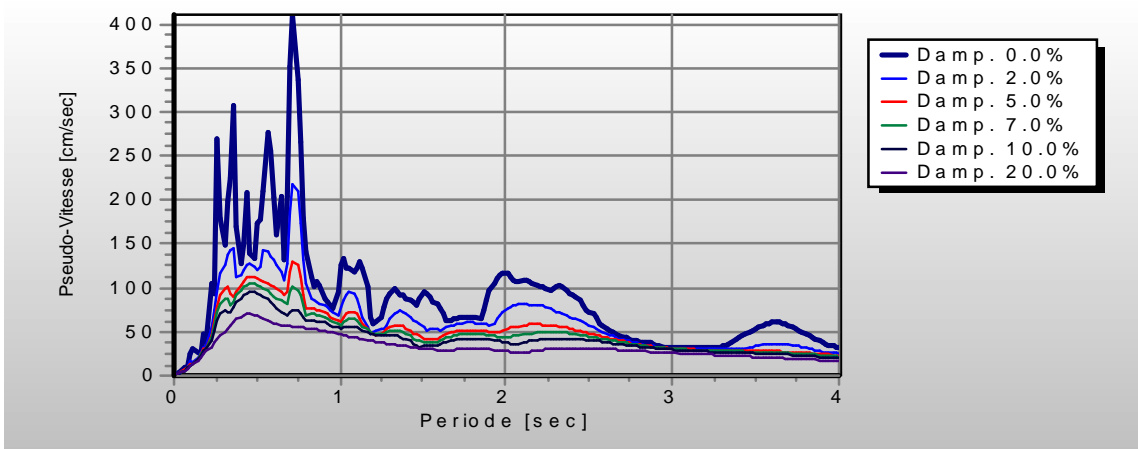


Fig. 5.44 Pseudo-Vitesse Spectrale. « CORRALITOS »

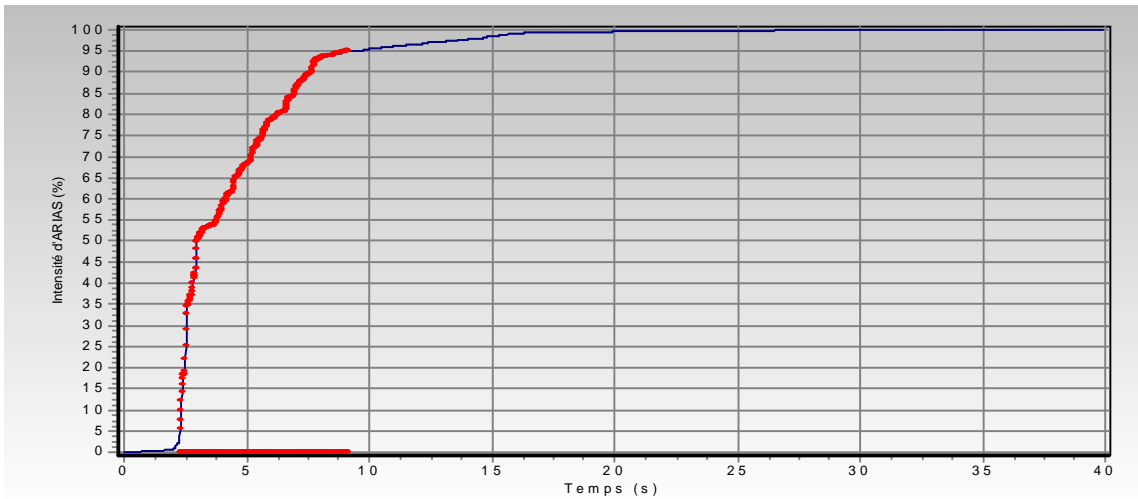


Fig. 5.45 Intensité d'ARIAS. « CORRALITOS »

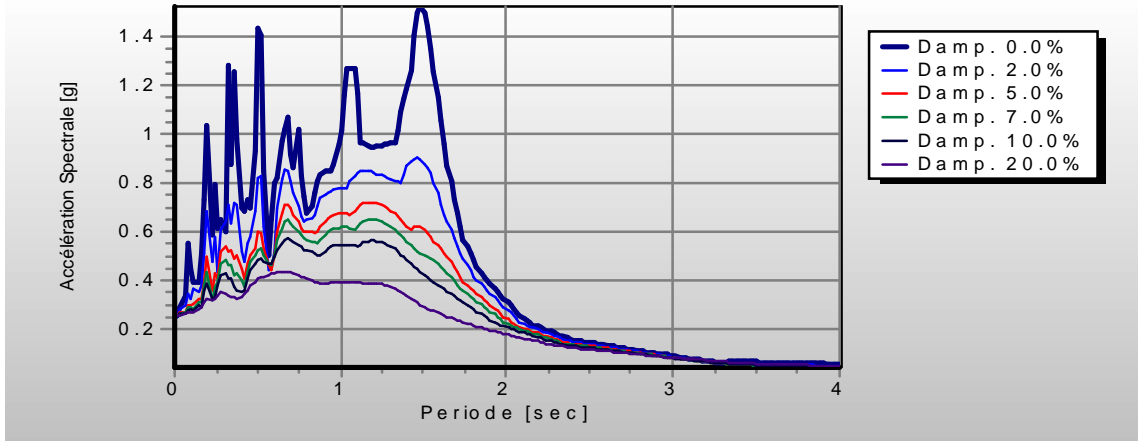


Fig. 5.46 Déplacement Spectrale. « EMERYVILLE »

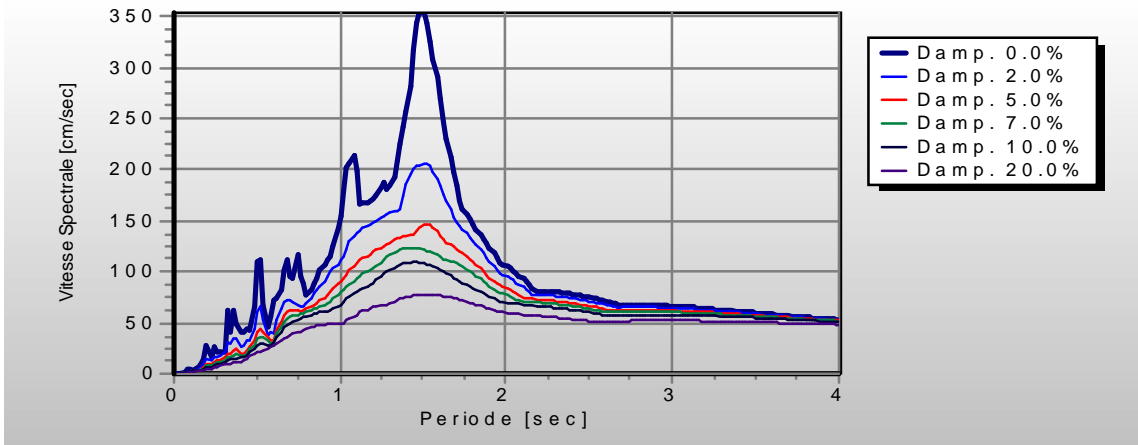


Fig. 5.46 Vitesse Spectrale. « EMERYVILLE »

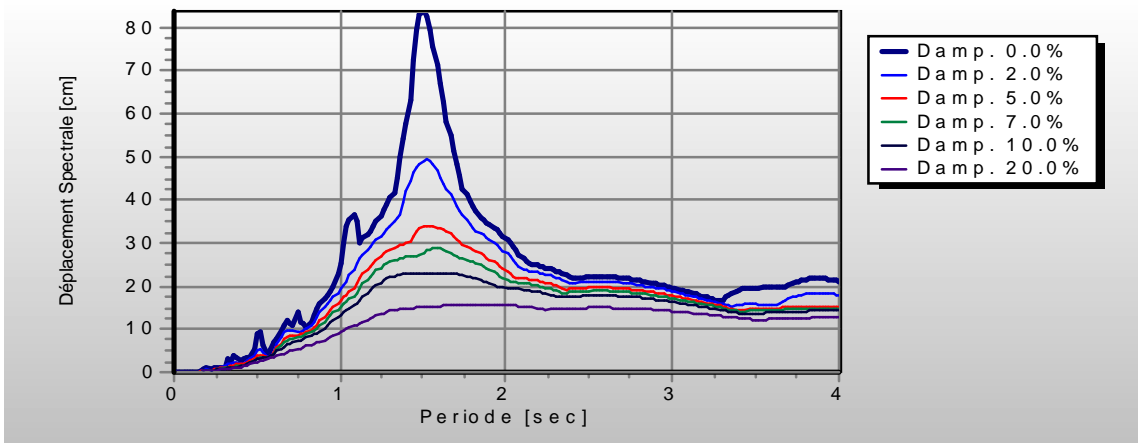


Fig. 5.48 Déplacement Spectrale. « EMERYVILLE »

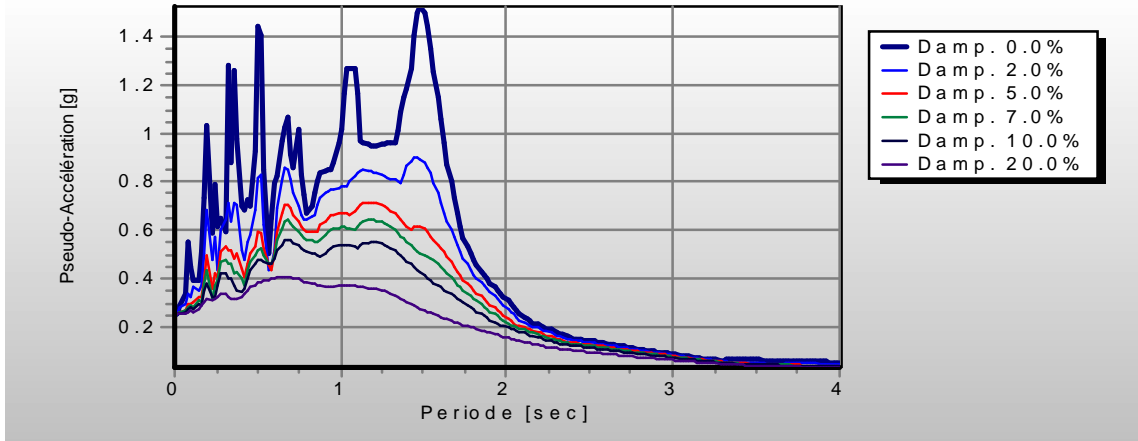


Fig. 5.49 Pseudo-Accélération Spectrale. « EMERYVILLE »

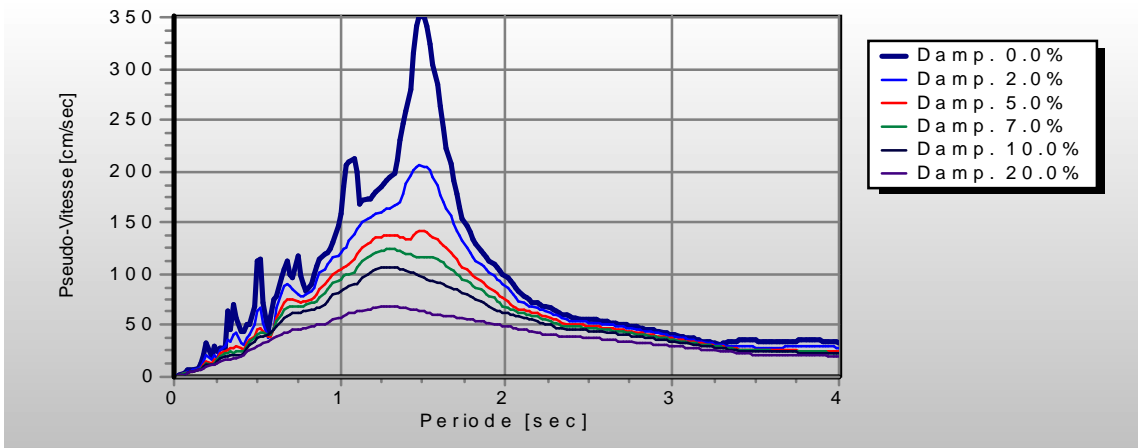


Fig. 5.50 Pseudo-Vitesse Spectrale. « EMERYVILLE »

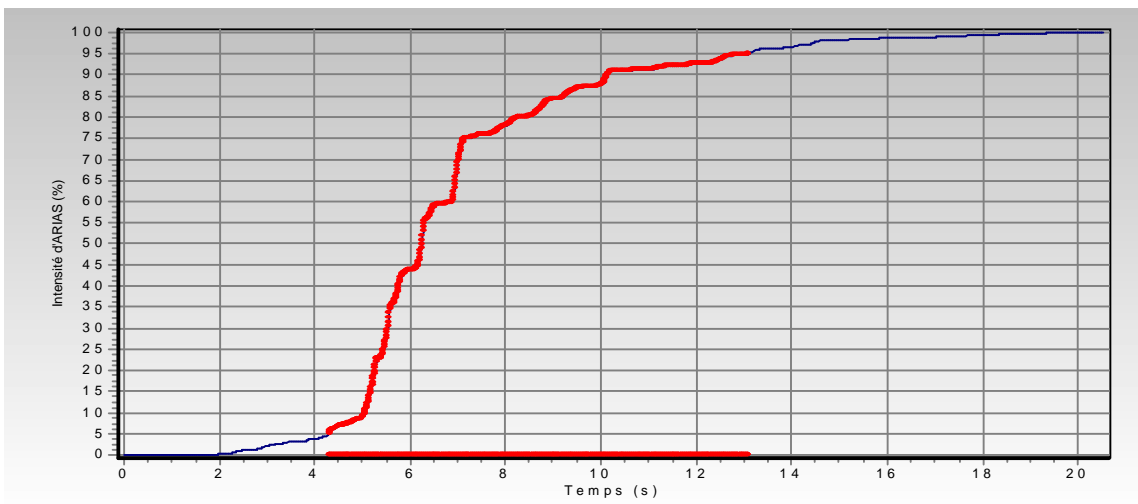


Fig. 5.51 Intensité d'ARIAS. « EMERYVILLE »

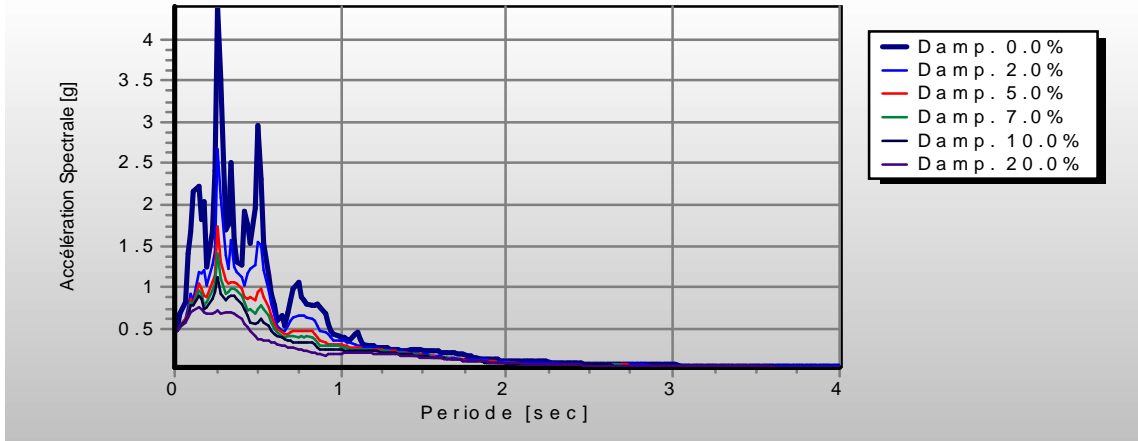


Fig. 5.52 Accélération Spectrale. « FRIULLI »

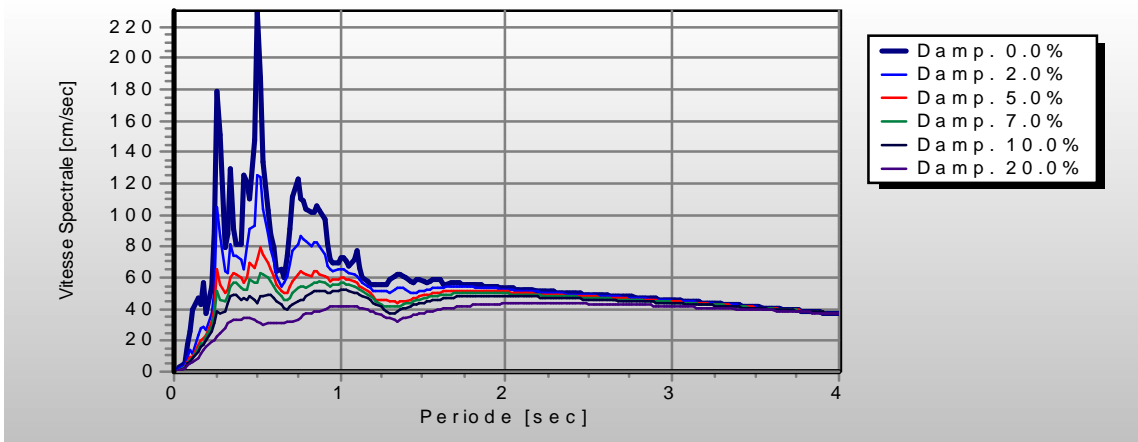


Fig. 5.53 Vitesse Spectrale. « FRIULLI »

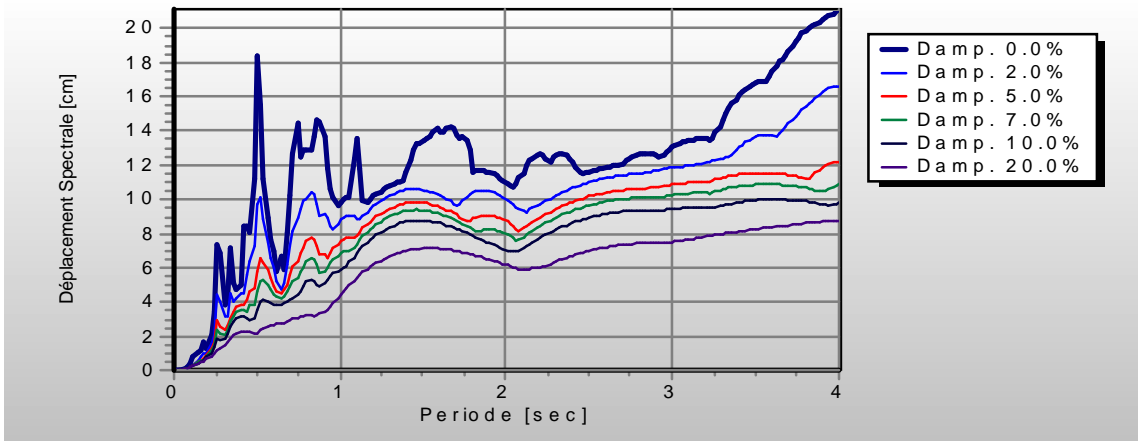


Fig. 5.54 Déplacement Spectrale. « FRIULLI »

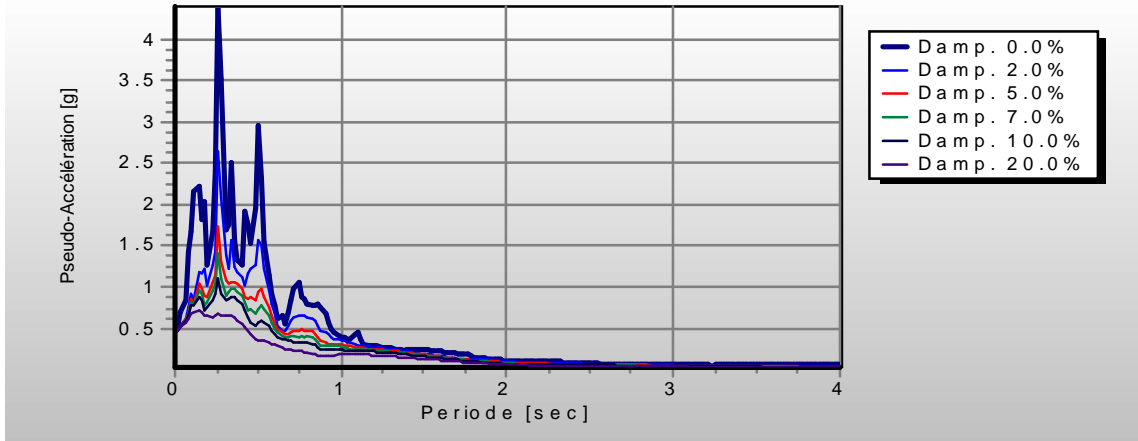


Fig. 5.55 Pseudo-Accélération Spectrale. « FRIULLI »

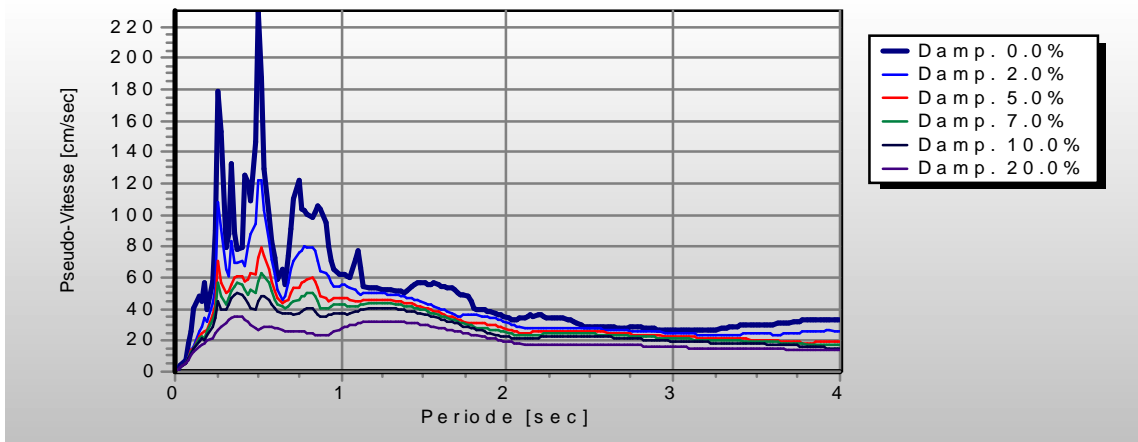


Fig. 5.56 Pseudo-Vitesse Spectrale. « FRIULLI »

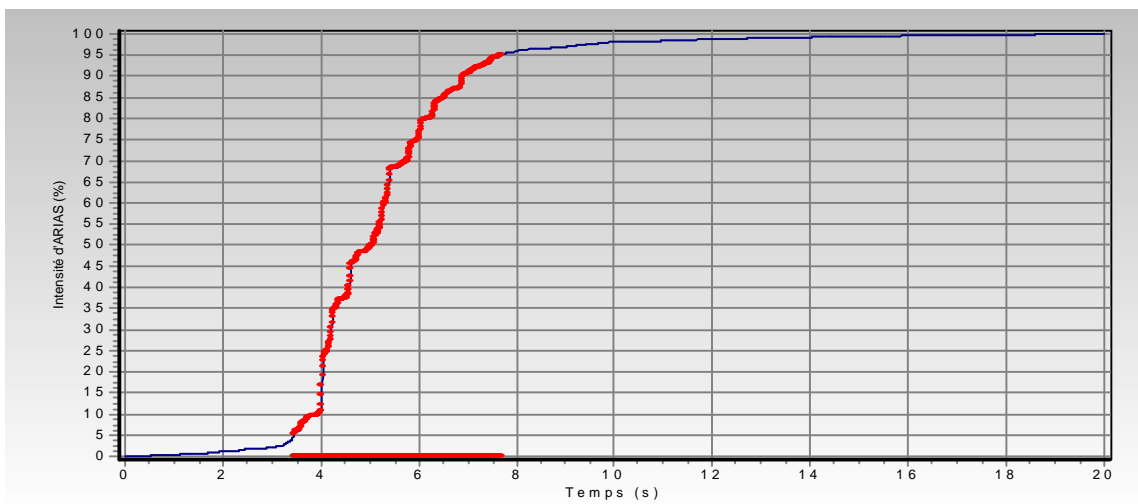


Fig. 5.57 Intensité d'ARIAS. « FRIULLI »

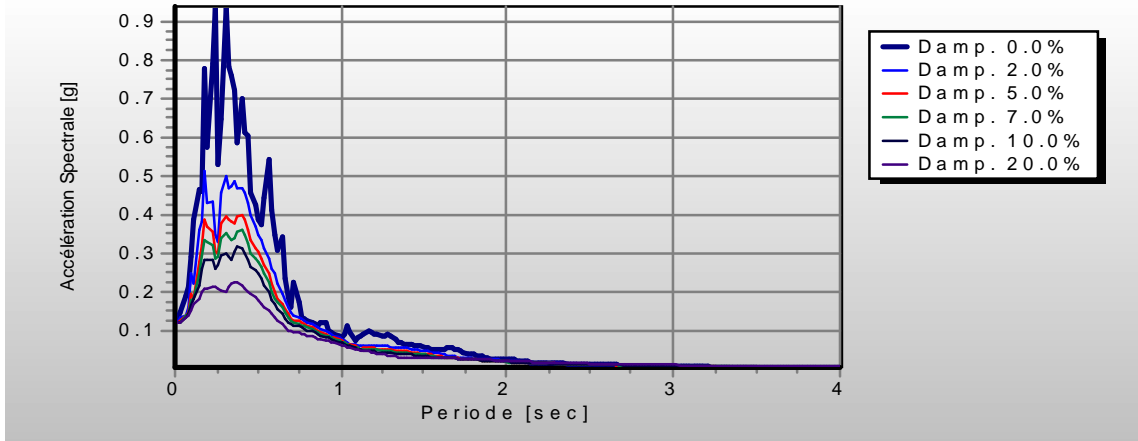


Fig. 5.58 Accélération Spectrale. « HOLLISTER »

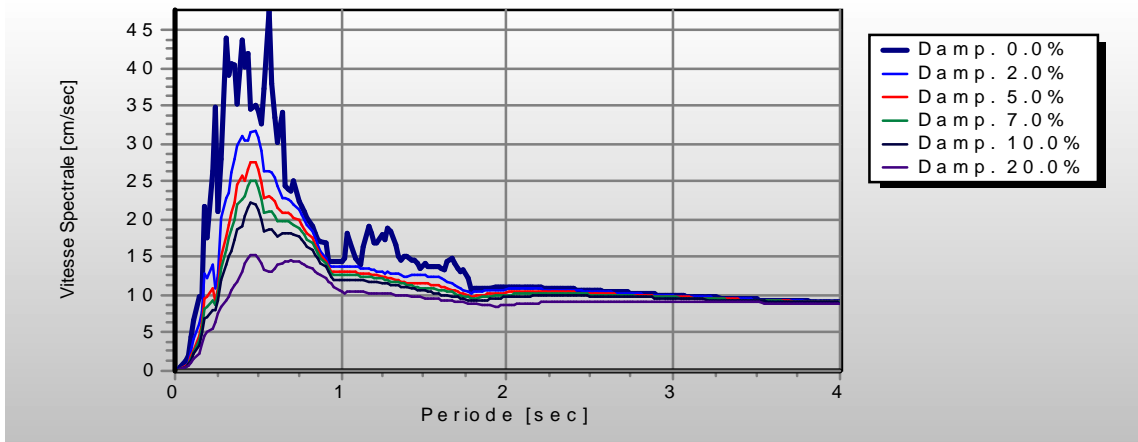


Fig. 5.59 Vitesse Spectrale. « HOLLISTER »

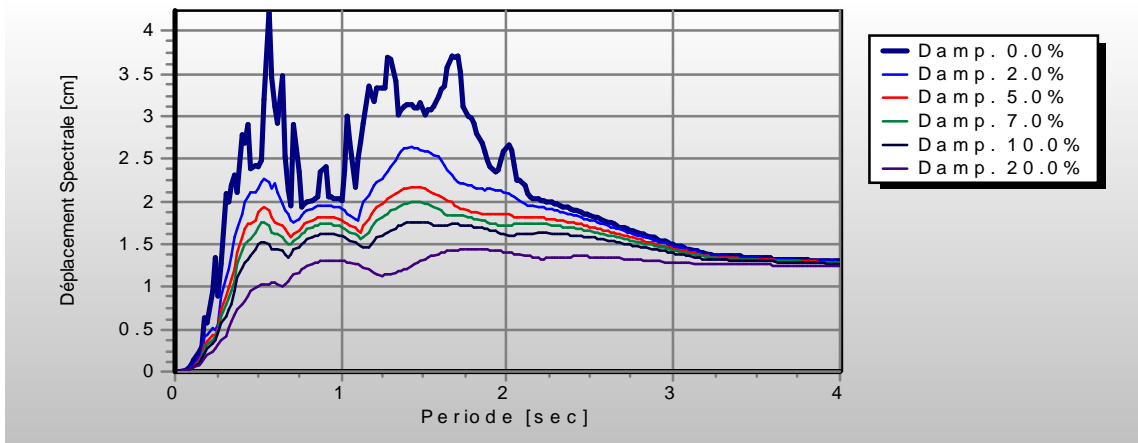


Fig. 5.60 Déplacement Spectrale. « HOLLISTER »

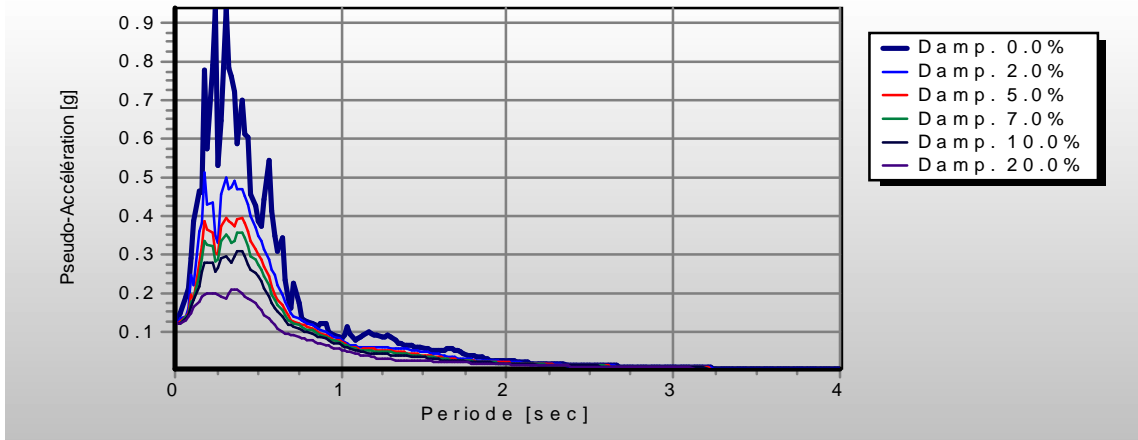


Fig. 5.61 Pseudo-Accélération Spectrale. « HOLLISTER »

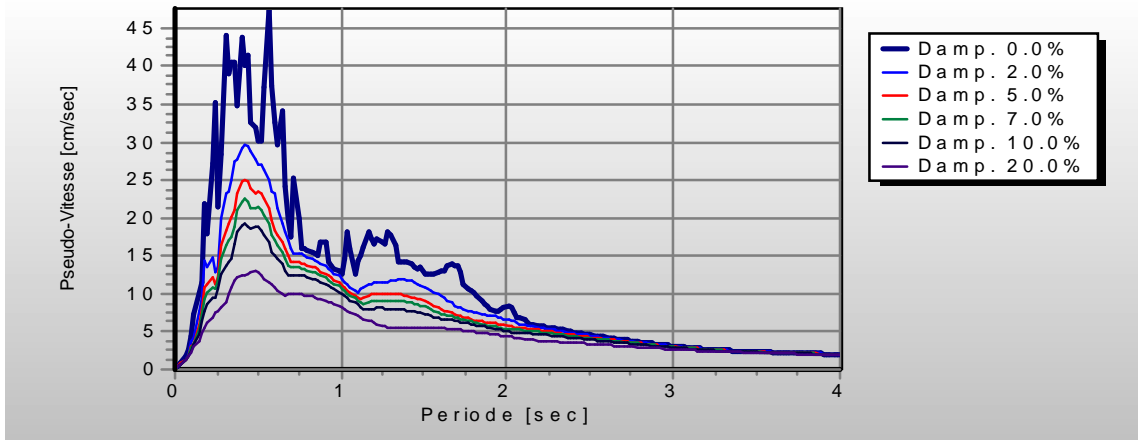


Fig. 5.62 Pseudo-Vitesse Spectrale. « HOLLISTER »

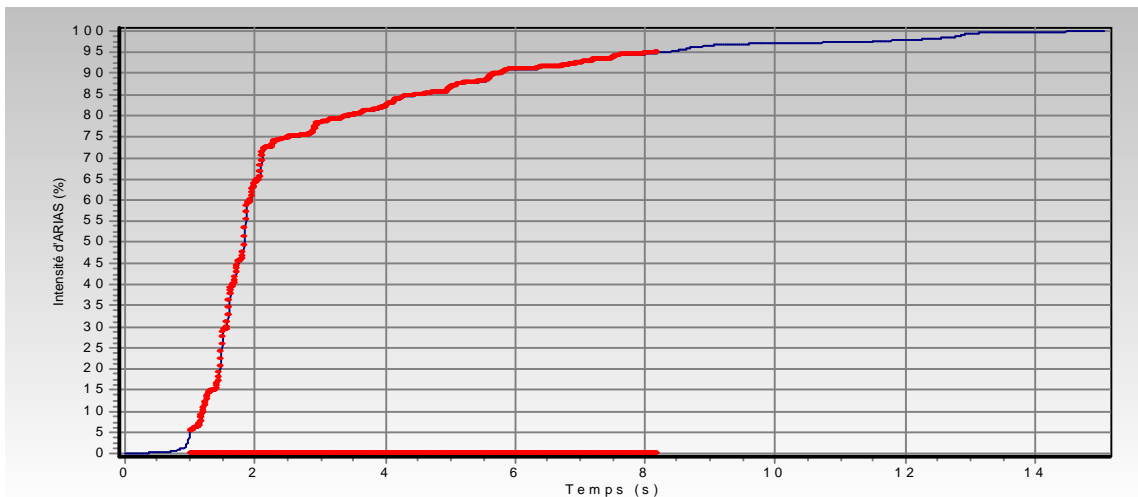


Fig. 5.63 Intensité d'ARIAS. « HOLLISTER »

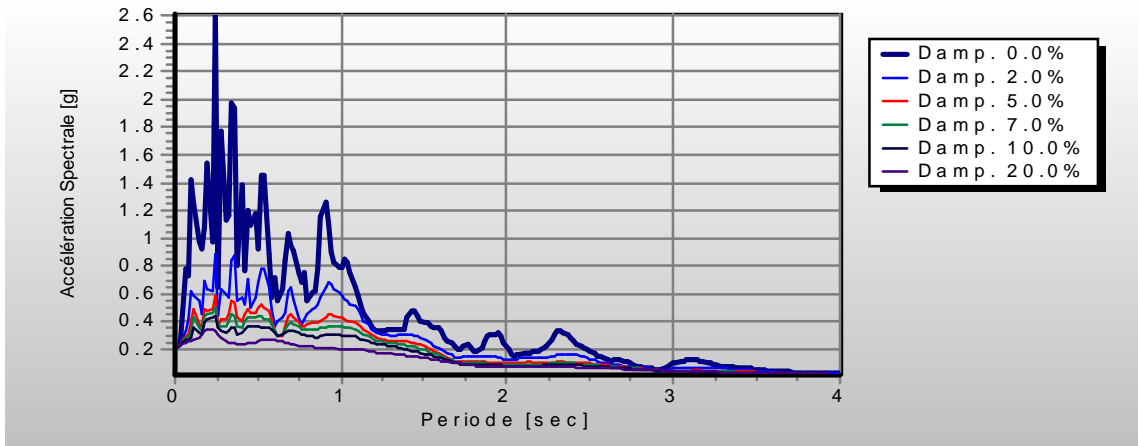


Fig. 5.64 Accélération Spectrale. « LACC NORTH »

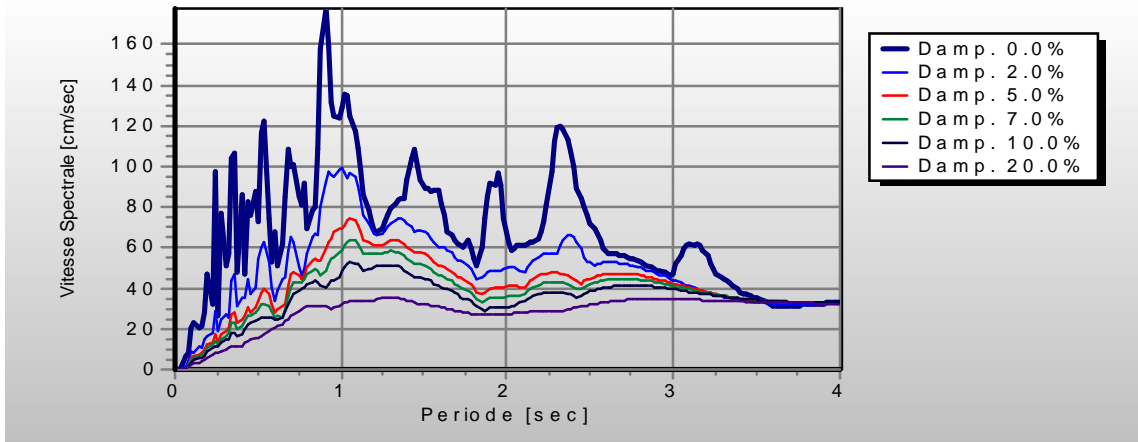


Fig. 5.65 Vitesse Spectrale. « LACC NORTH »

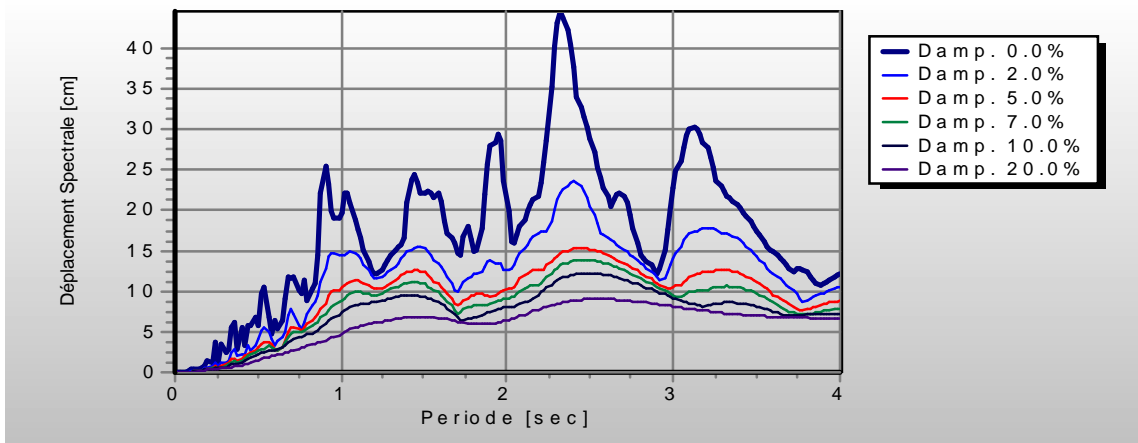


Fig. 5.66 Déplacement Spectrale. « LACC NORTH »

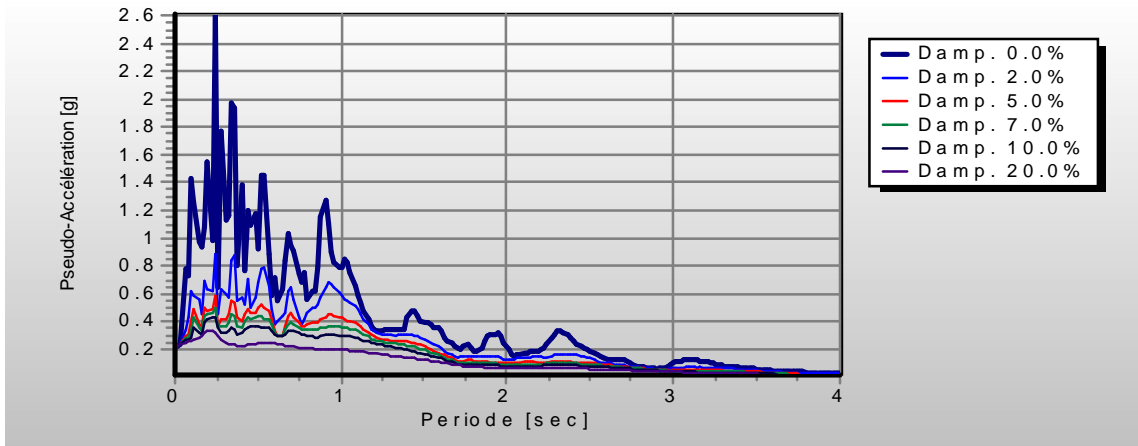


Fig. 5.67 Pseudo-Accélération Spectrale. « LACC NORTH »

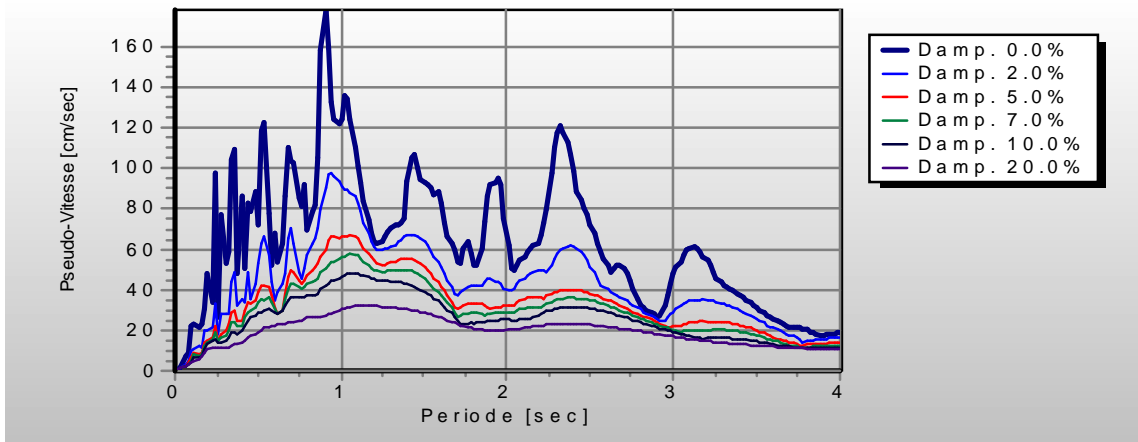


Fig. 5.68 Pseudo-Vitesse Spectrale. « LACC NORTH »

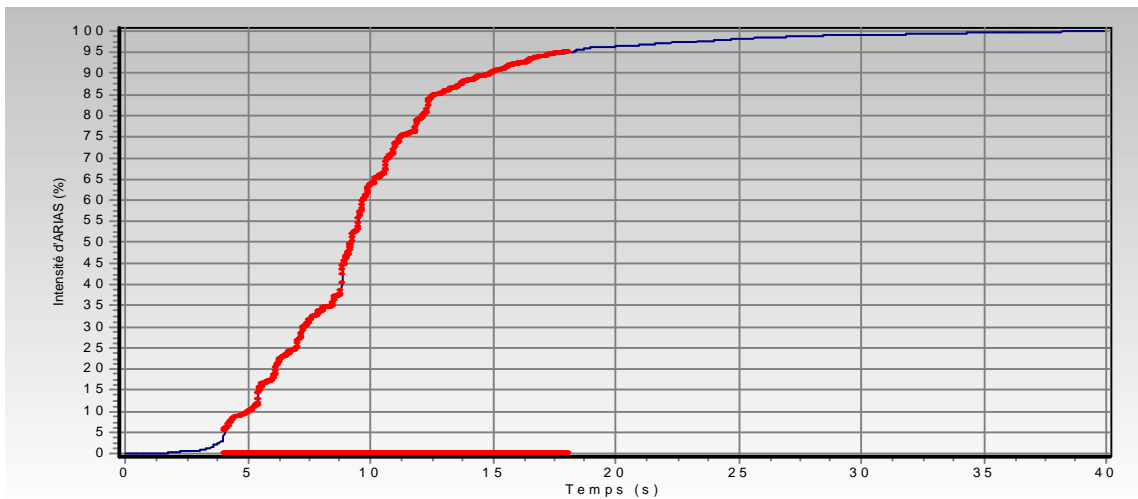


Fig. 5.69 Intensité d'ARIAS. « LACC NORTH »

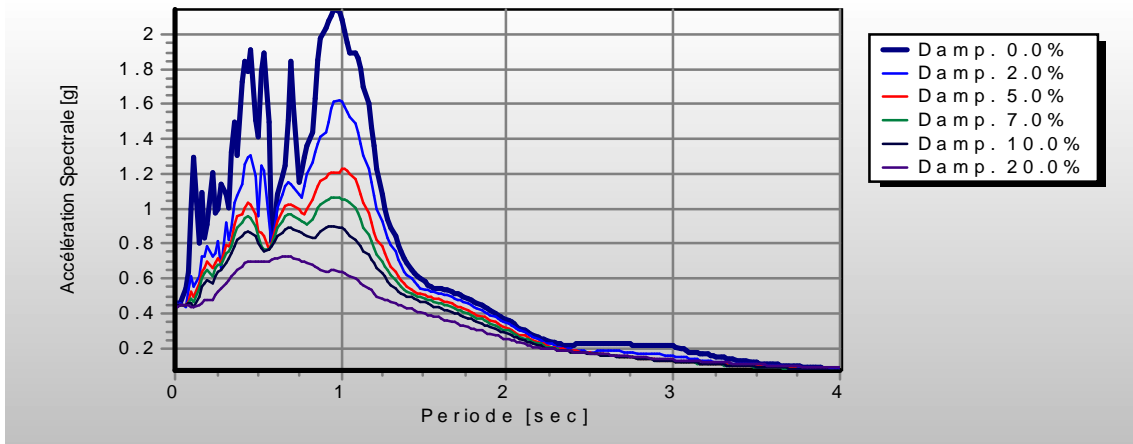


Fig. 5.70 Accélération Spectrale. « LEXINGTON DAM »

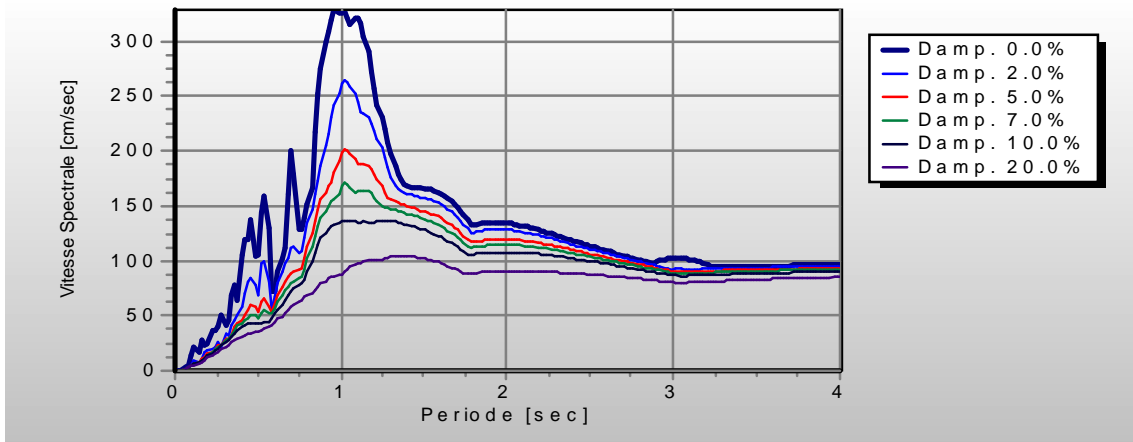


Fig. 5.71 Vitesse Spectrale. « LEXINGTON DAM »

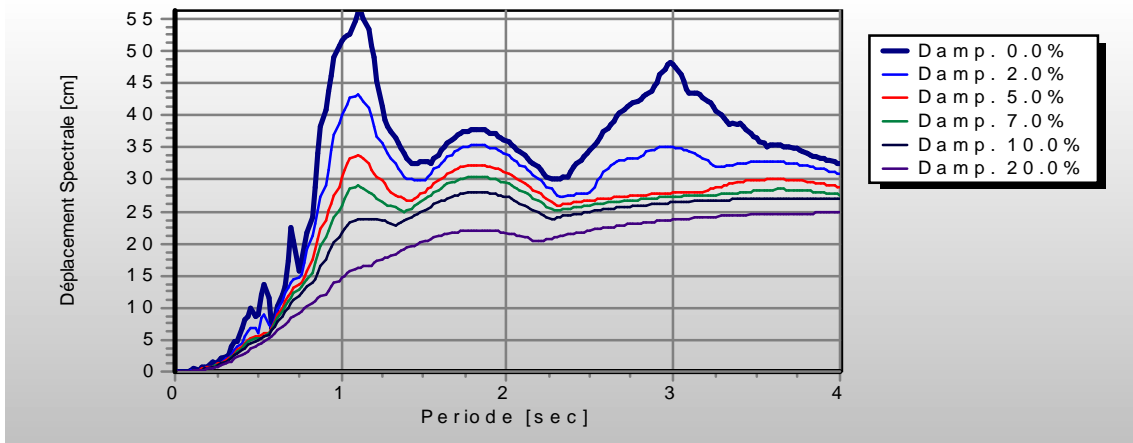


Fig. 5.72 Déplacement Spectrale. « LEXINGTON DAM »

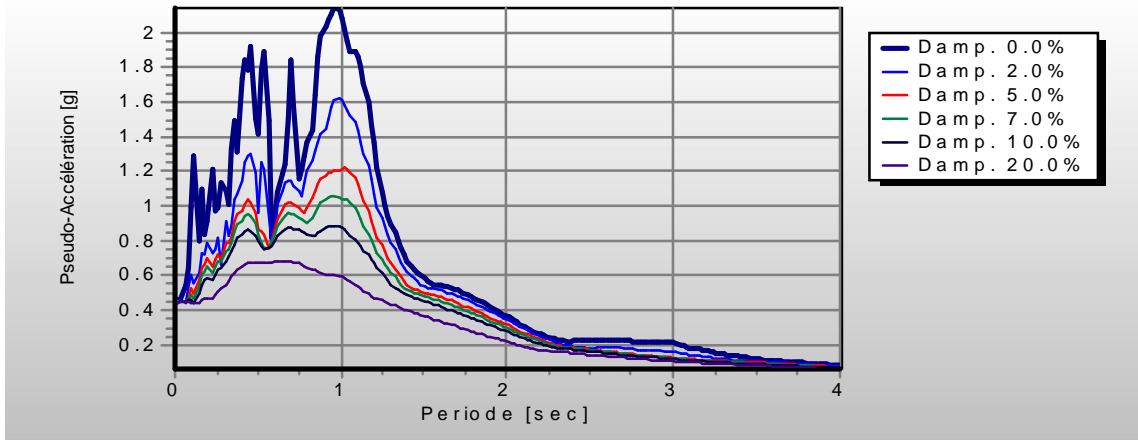


Fig. 5.73 Pseudo-Accélération Spectrale. « LEXINGTON DAM »

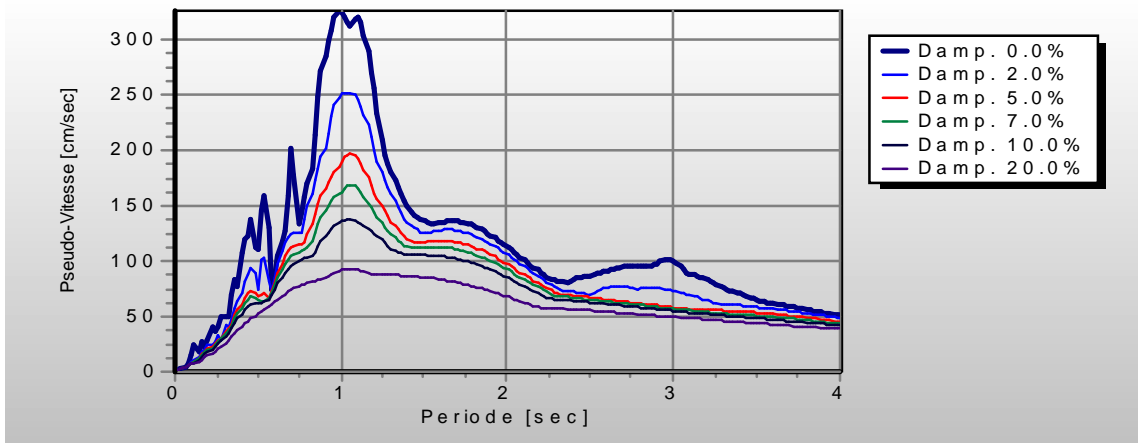


Fig. 5.74 Pseudo-Vitesse Spectrale. « LEXINGTON DAM »

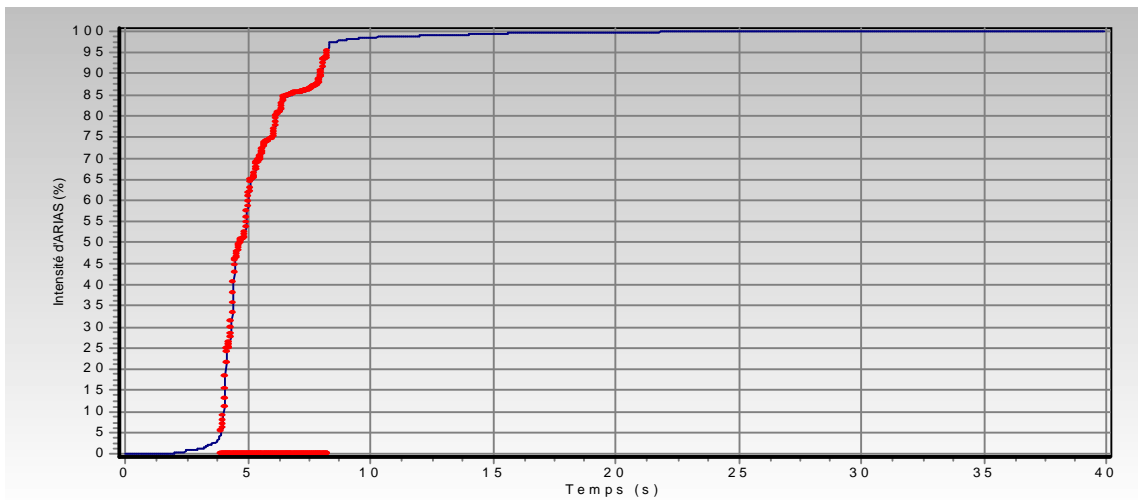


Fig. 5.75 Intensité d'ARIAS. « LEXINGTON DAM »

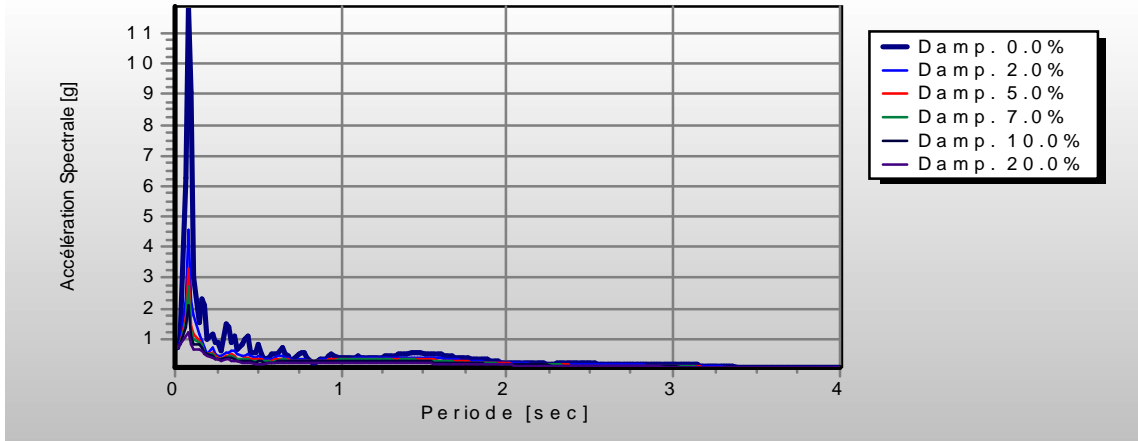


Fig. 5.76 Accélération Spectrale. « LUCERNE VALLEY »

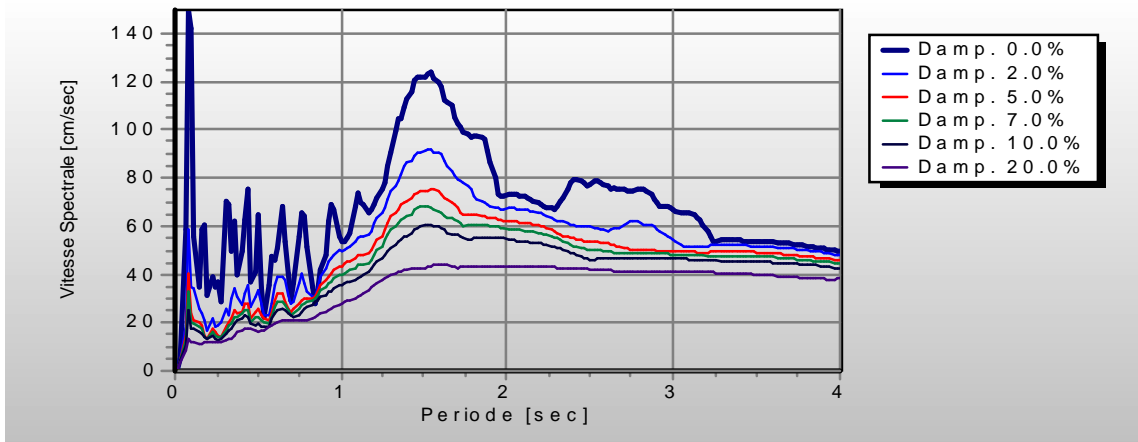


Fig. 5.77 Vitesse Spectrale. « LUCERNE VALLEY »

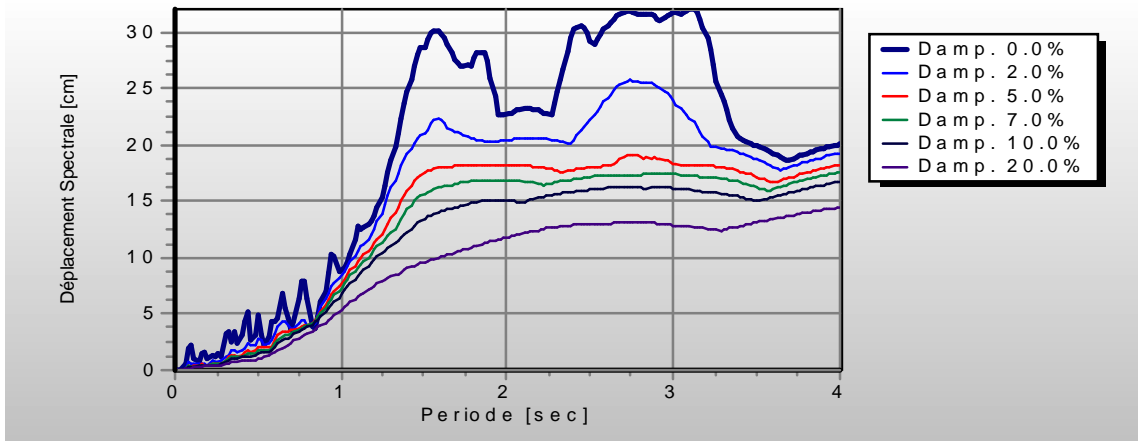


Fig. 5.78 Déplacement Spectrale. « LUCERNE VALLEY »

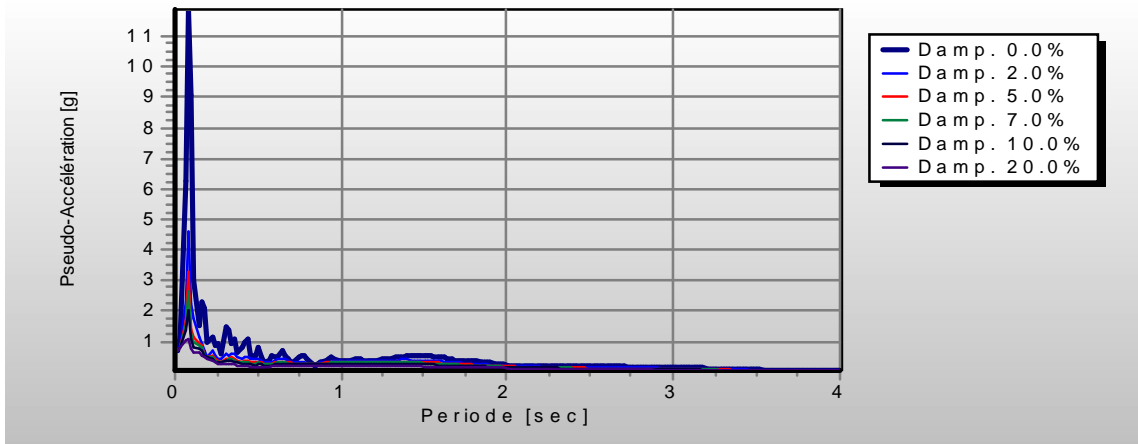


Fig. 5.79 Pseudo-Accélération Spectrale. « LUCERNE VALLEY »

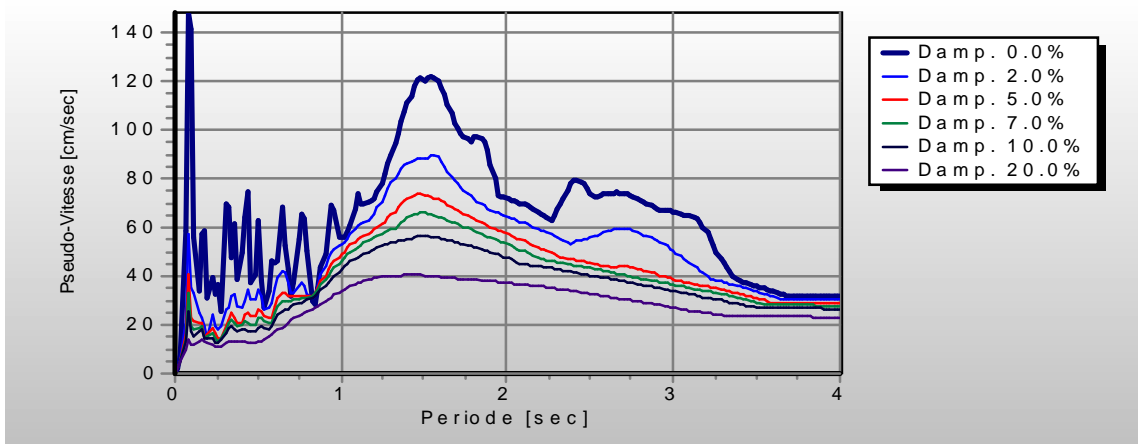


Fig. 5.80 Pseudo-Vitesse Spectrale. « LUCERNE VALLEY »

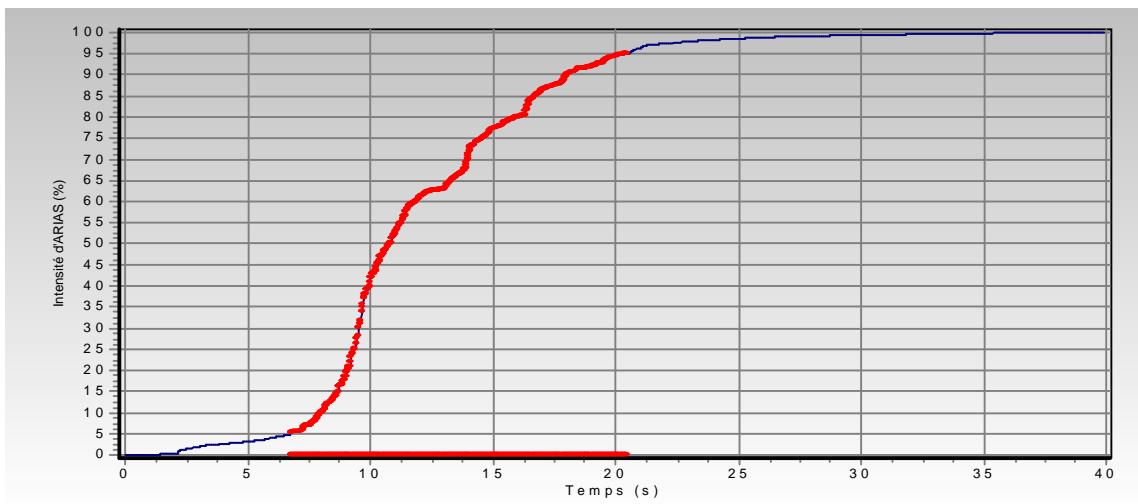


Fig. 5.81 Intensité d'ARIAS. « LUCERNE VALLEY »

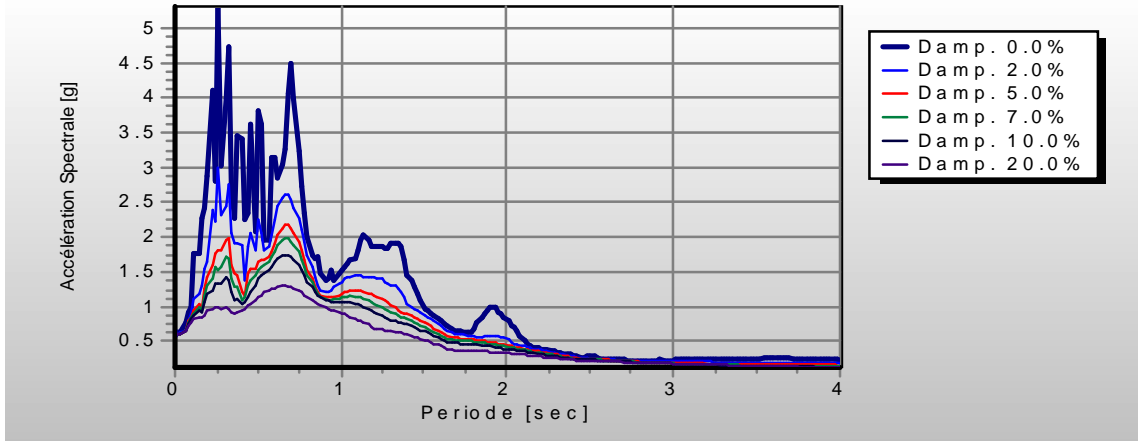


Fig. 5.82 Accélération Spectrale. « NEWHALL »

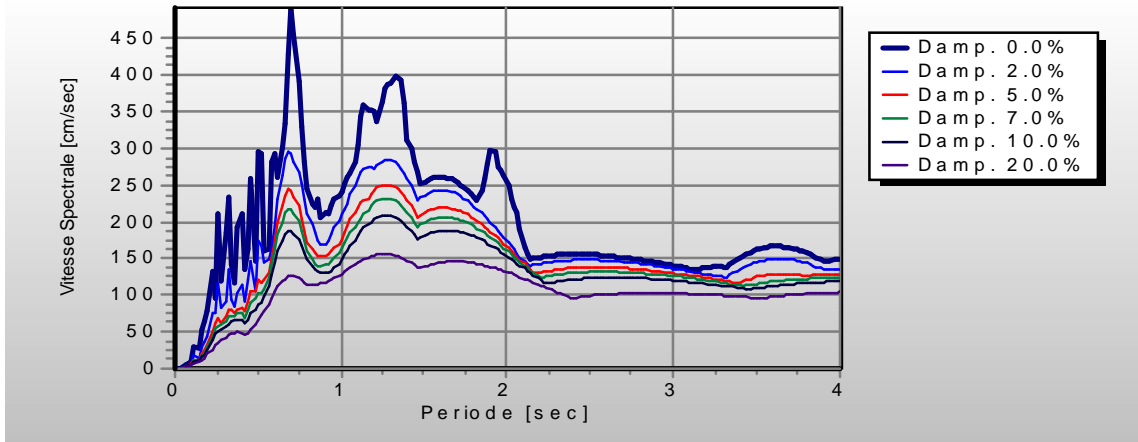


Fig. 5.83 Vitesse Spectrale. « NEWHALL »

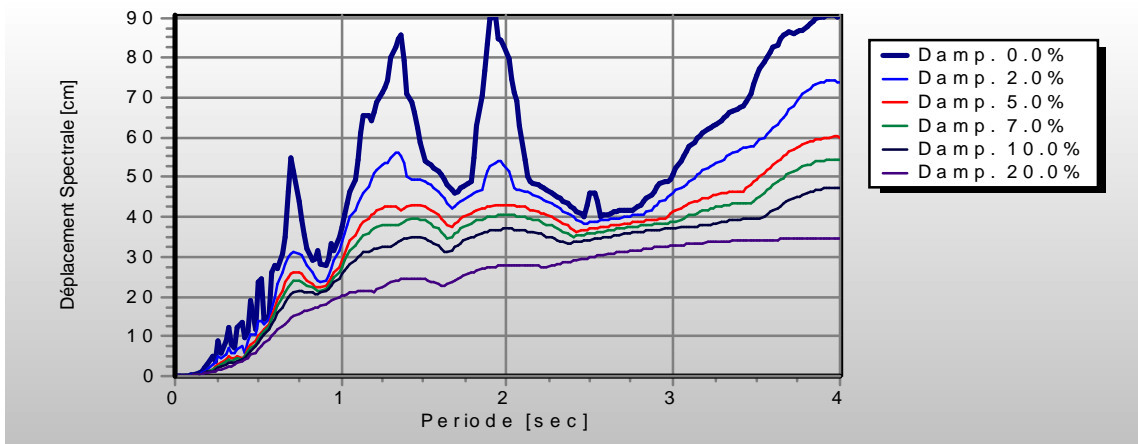


Fig. 5.84 Déplacement Spectrale. « NEWHALL »

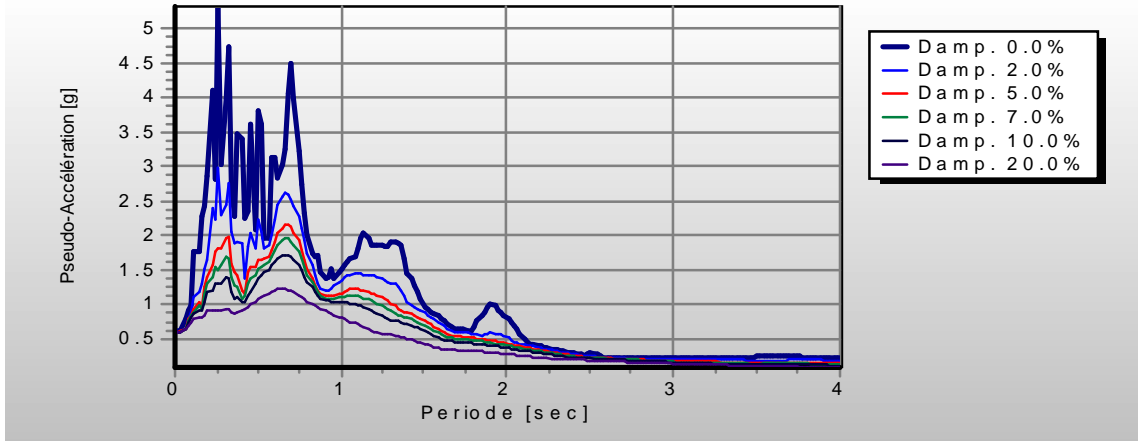


Fig. 5.85 Pseudo-Accélération Spectrale. « NEWHALL »

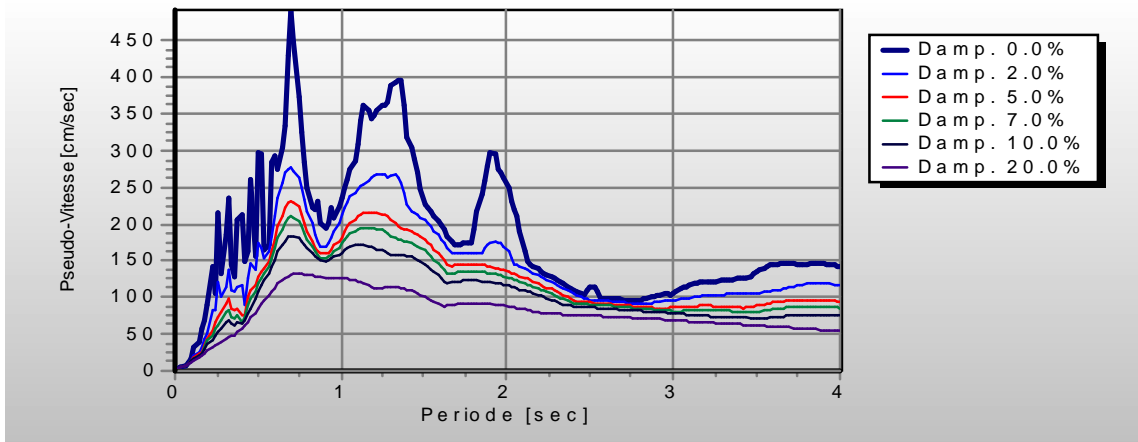


Fig. 5.86 Pseudo-Vitesse Spectrale. « NEWHALL »

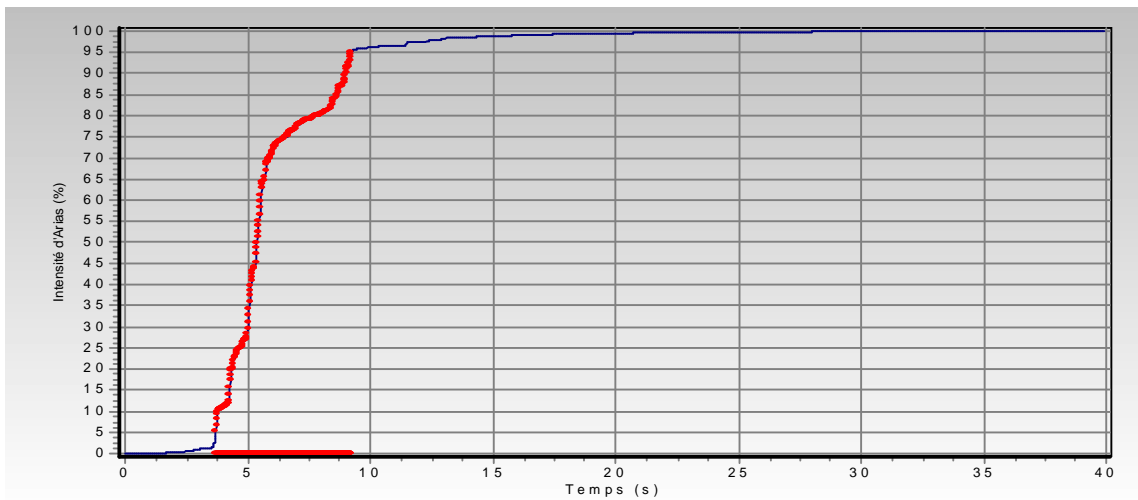


Fig. 5.87 Intensité d'ARIAS. « NEWHALL »

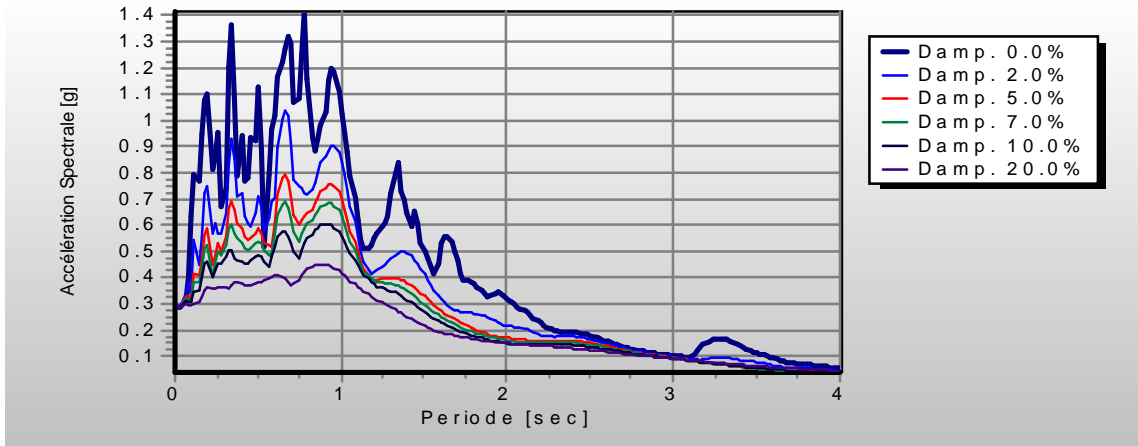


Fig. 5.88 Accélération Spectrale. « OAKLAND »

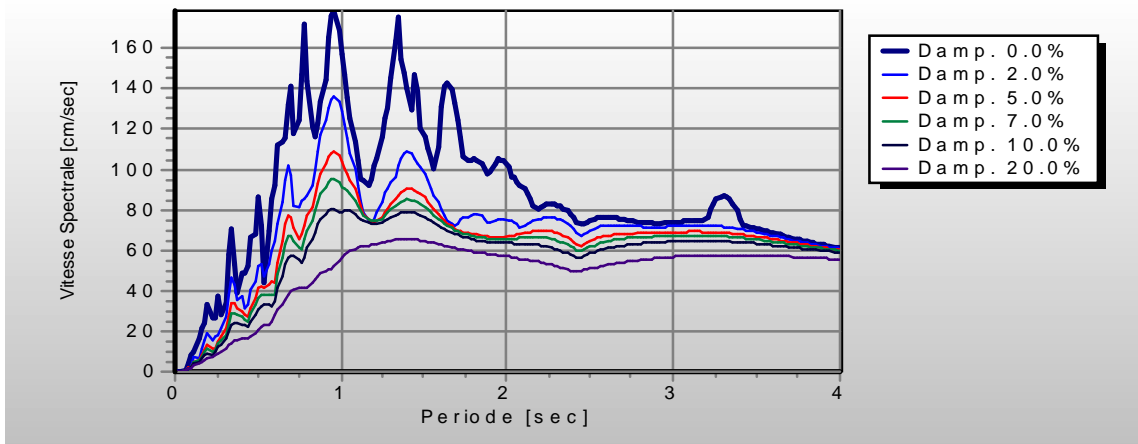


Fig. 5.89 Vitesse Spectrale. « OAKLAND »

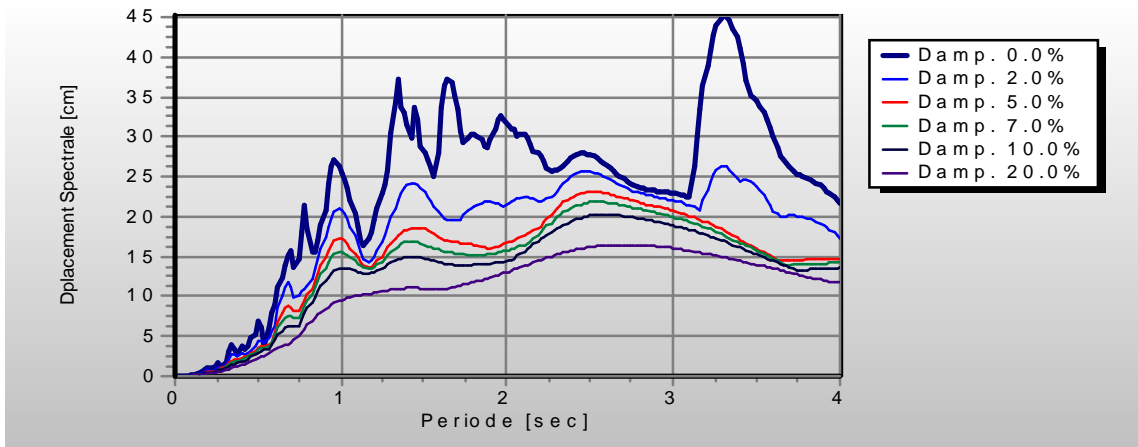


Fig. 5.90 Déplacement Spectrale. « OAKLAND »

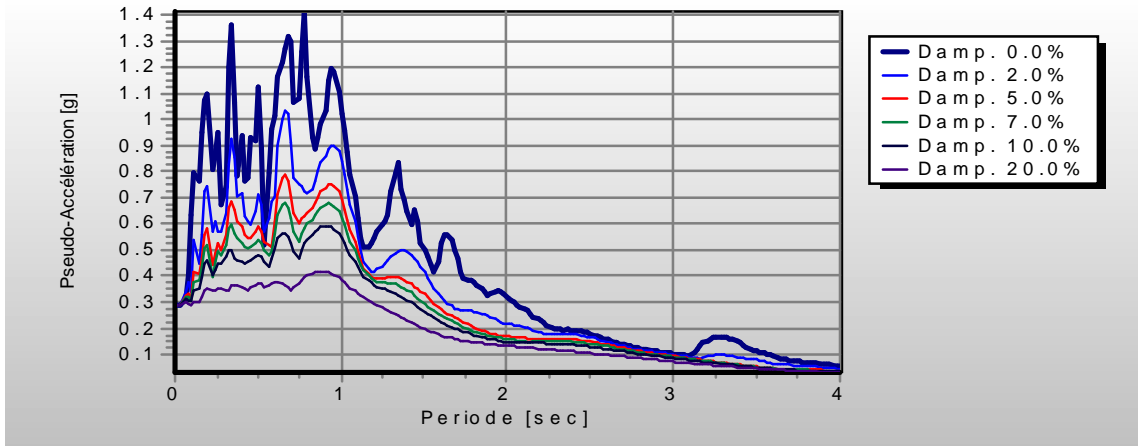


Fig. 5.91 Pseudo-Accélération Spectrale. « OAKLAND »

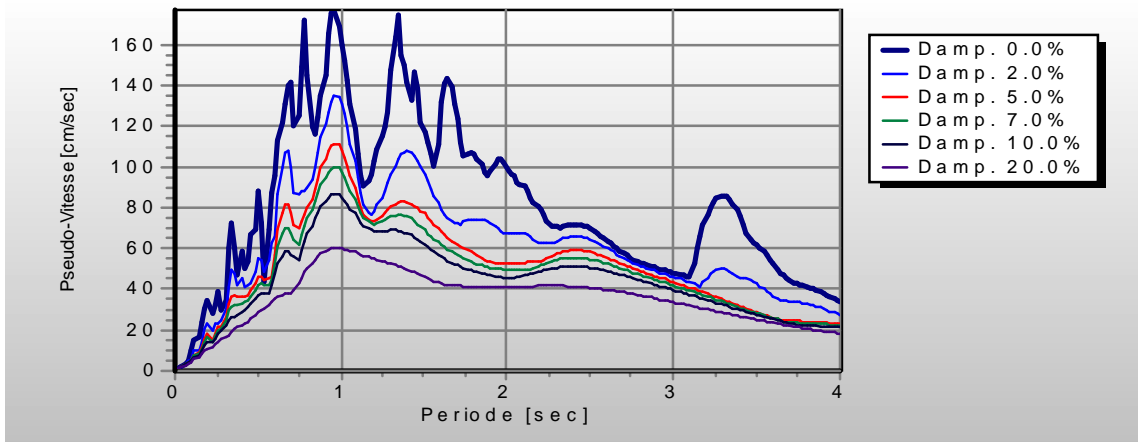


Fig. 5.92 Pseudo-Vitesse Spectrale. « OAKLAND »

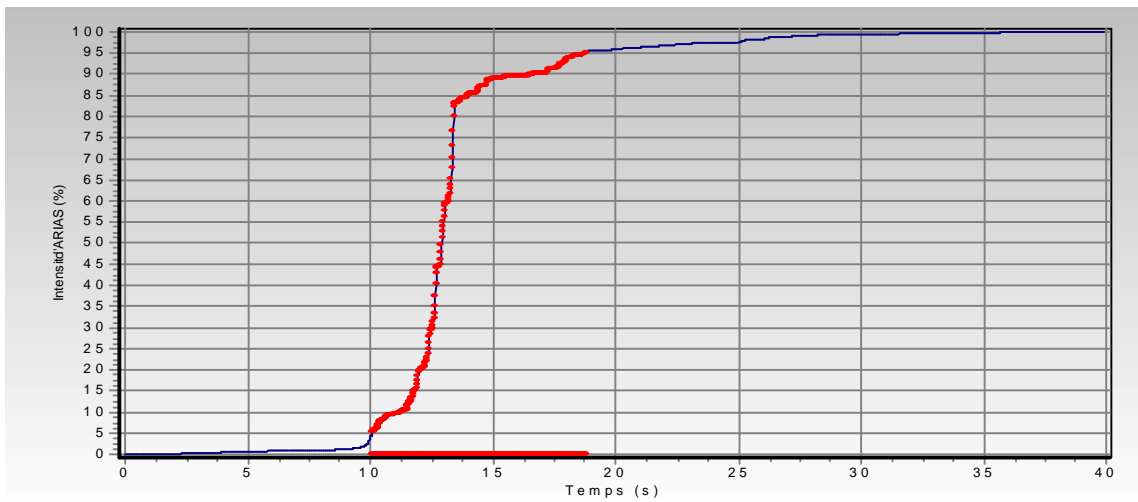


Fig. 5.93 Intensité d'ARIAS. « OAKLAND »

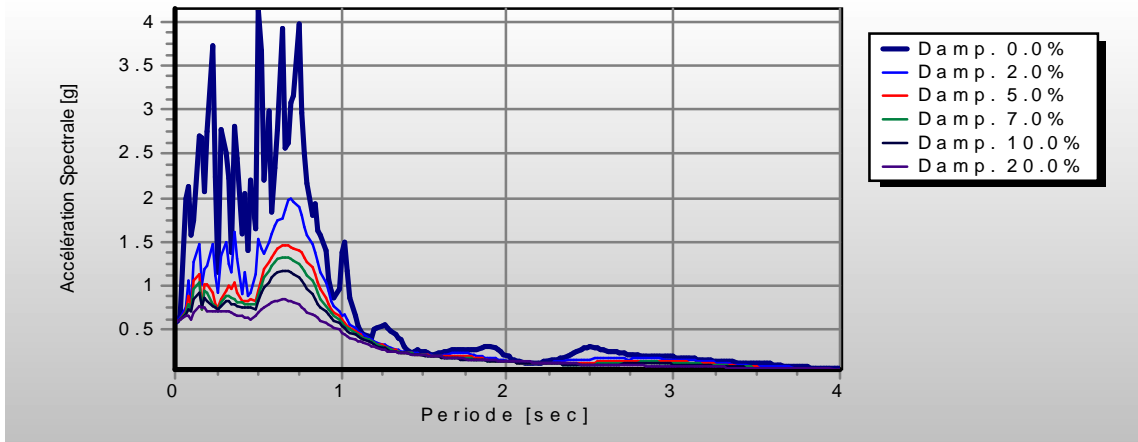


Fig. 5.94 Accélération Spectrale. « PETROLIA »

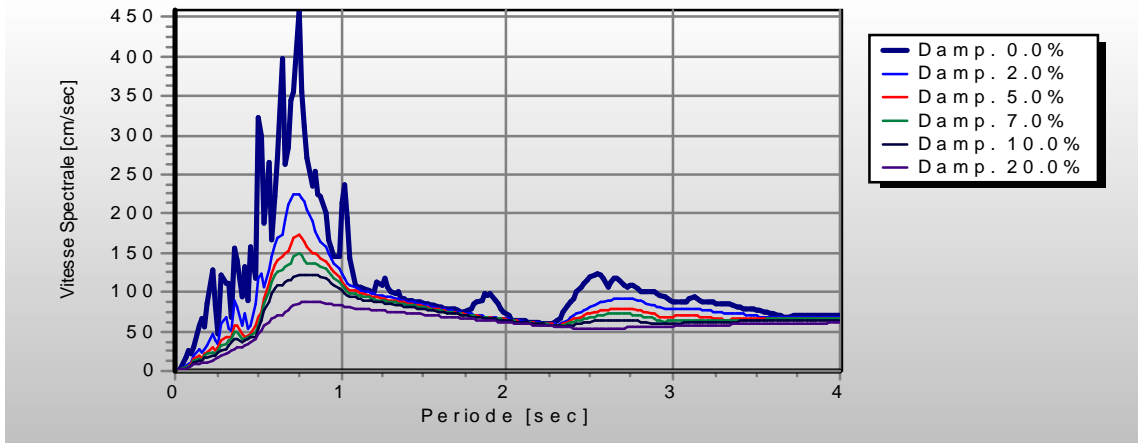


Fig. 5.95 Vitesse Spectrale. « PETROLIA »

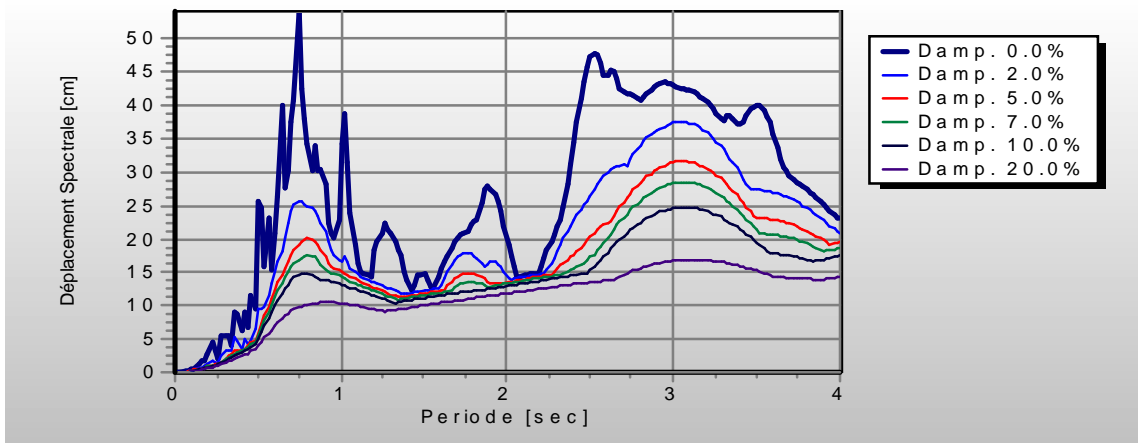


Fig. 5.96 Déplacement Spectrale. « PETROLIA »

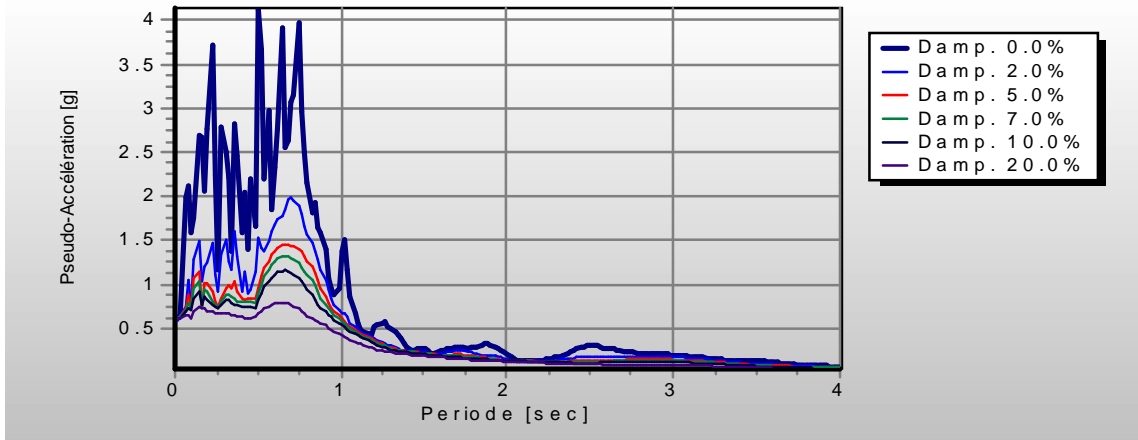


Fig. 5.97 Pseudo-Accélération Spectrale. « PETROLIA »

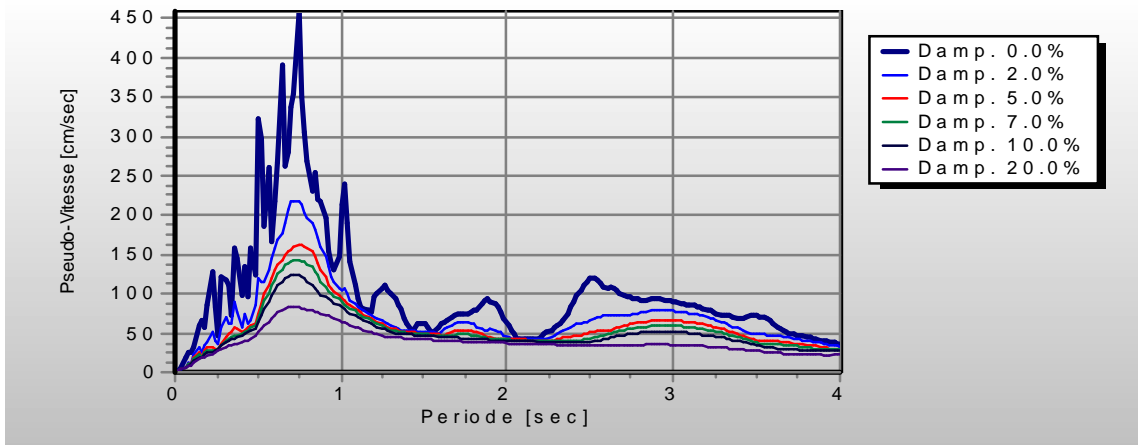


Fig. 5.98 Pseudo-Vitesse Spectrale. « PETROLIA »

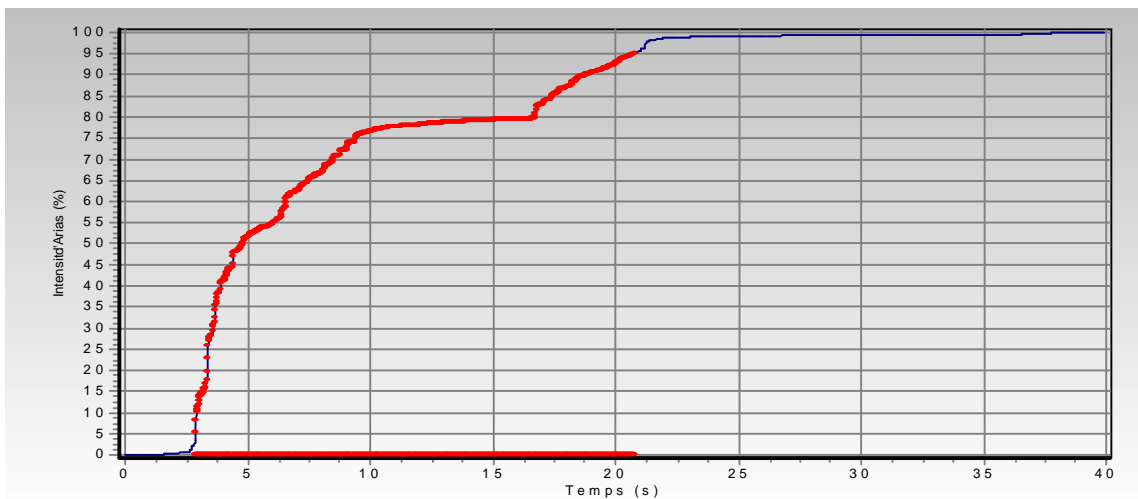


Fig. 5.99 Intensité d'ARIAS. « PETROLIA »

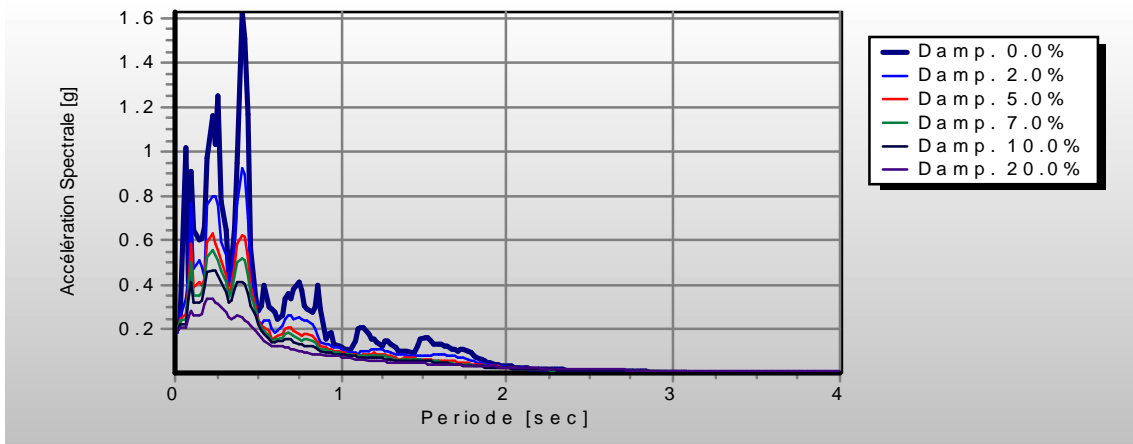


Fig. 5.100 Accélération Spectrale. « POMONA »

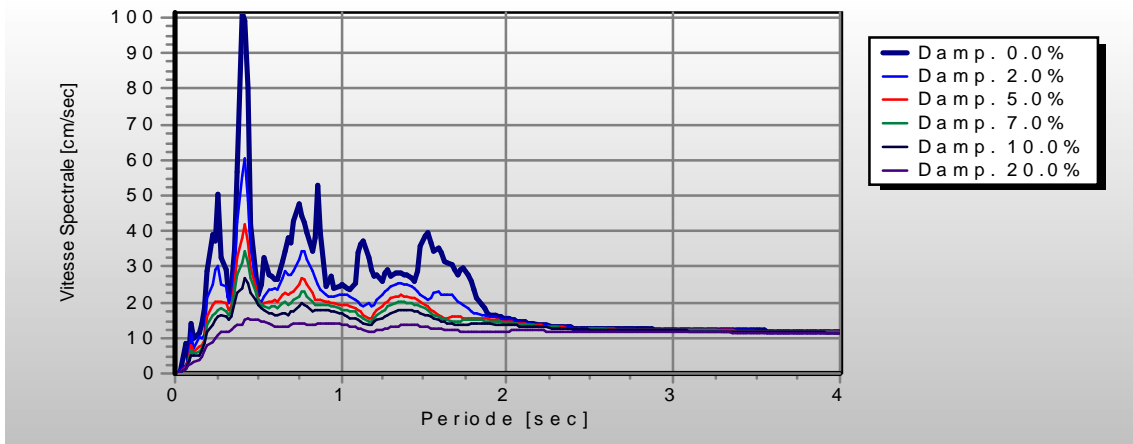


Fig. 5.101 Vitesse Spectrale. « POMONA »

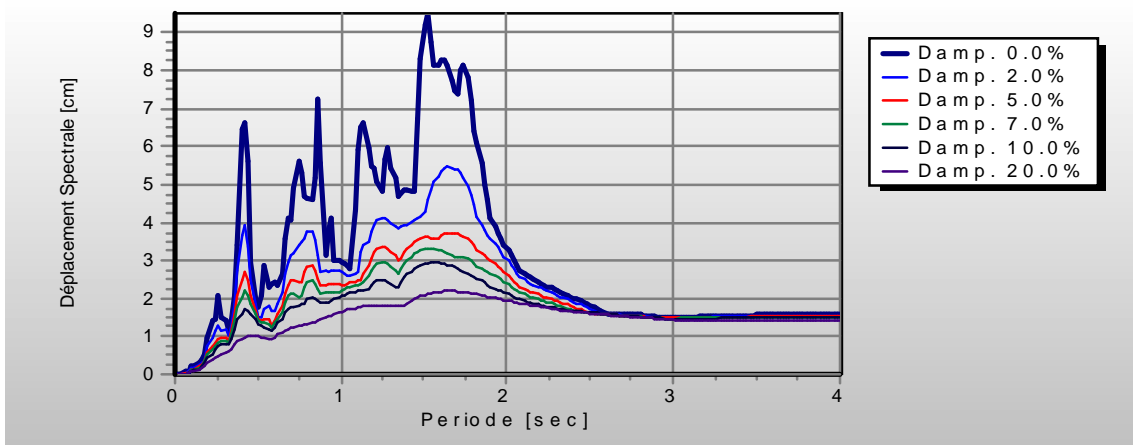


Fig. 5.102 Déplacement Spectrale. « POMONA »

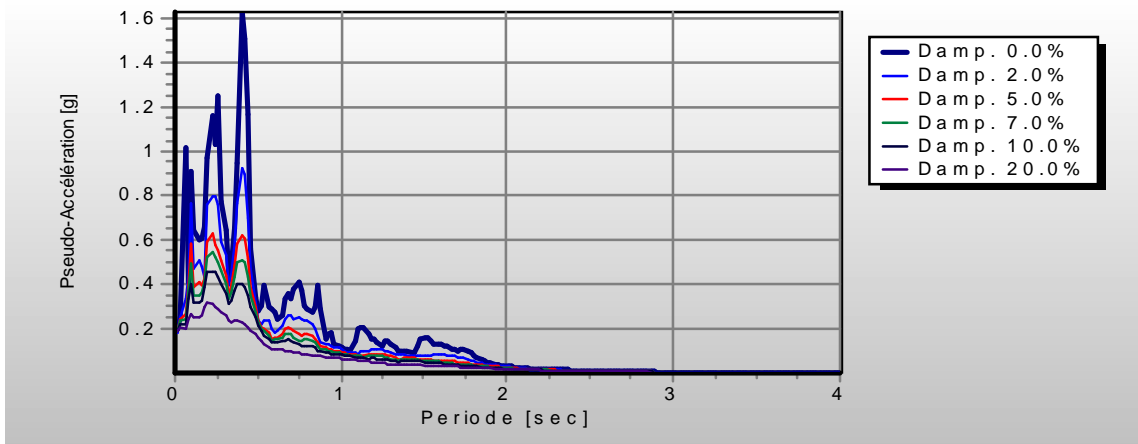


Fig. 5.103 Pseudo-Accélération Spectrale. « POMONA »

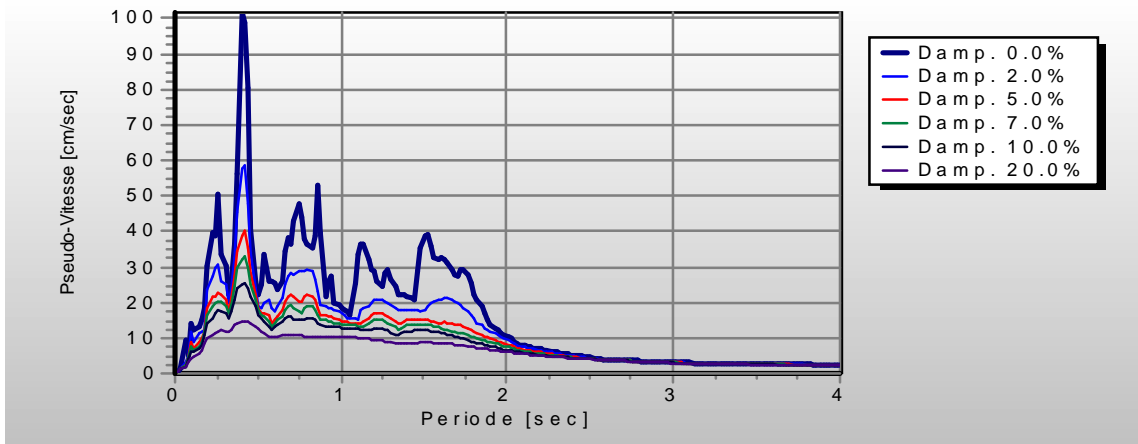


Fig. 5.104 Pseudo-Vitesse Spectrale. « POMONA »

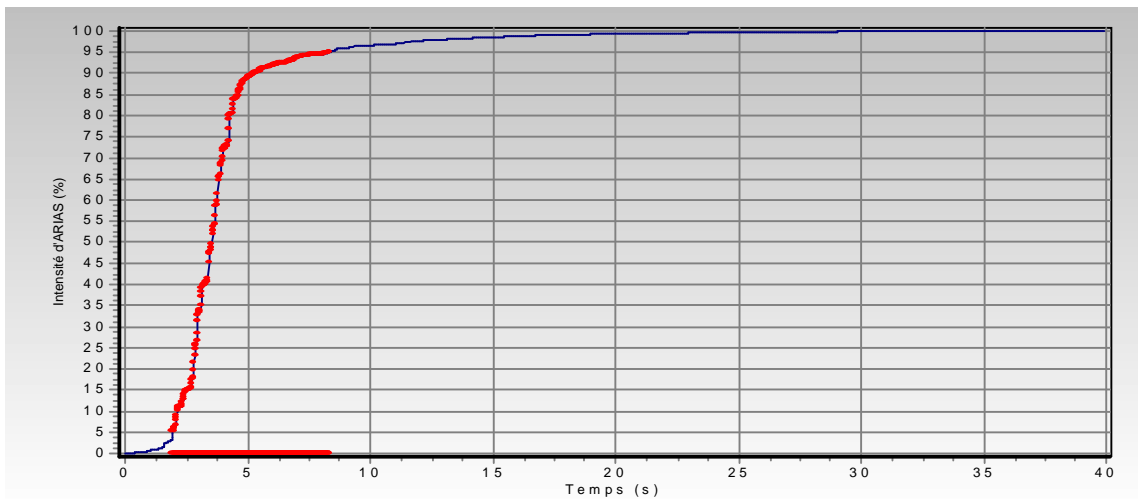


Fig. 5.105 Intensité d'ARIAS. « POMONA »

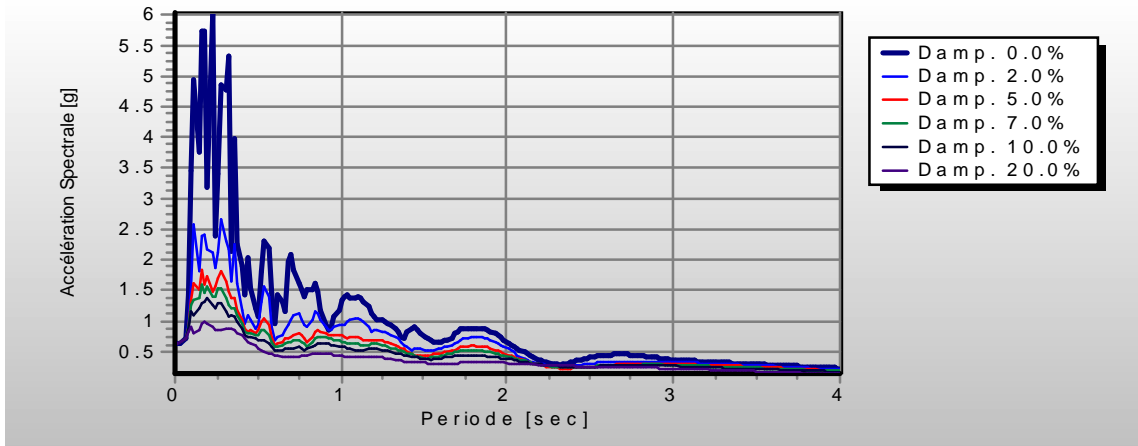


Fig. 5.106 Accélération Spectrale. « SAKARIA »

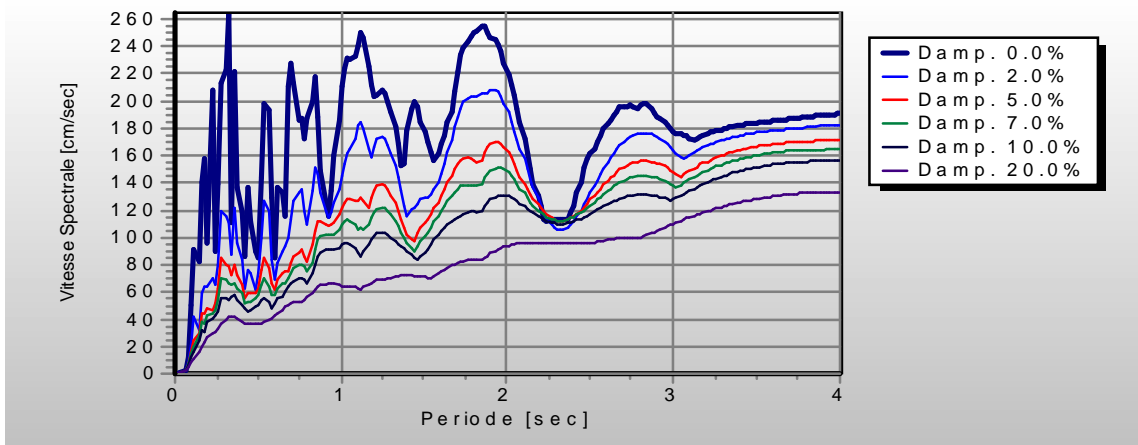


Fig. 5.107 Vitesse Spectrale. « SAKARIA »

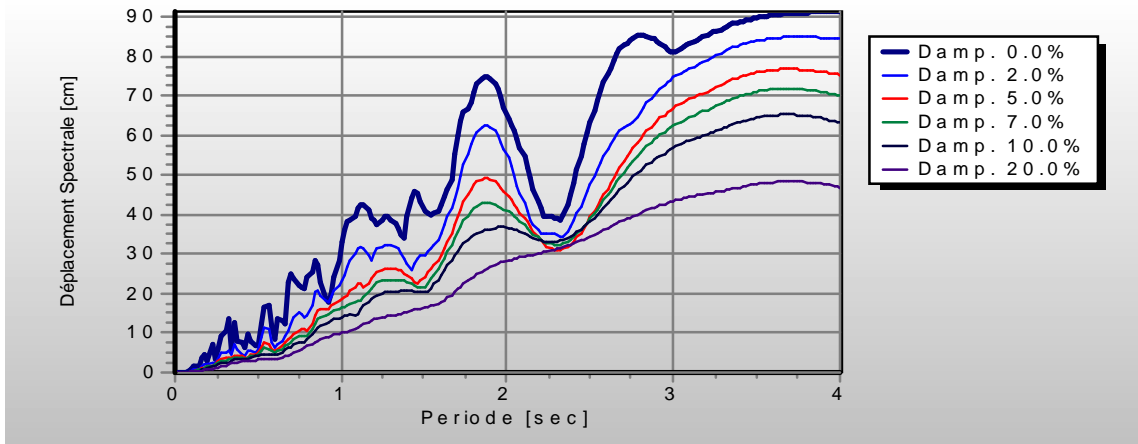


Fig. 5.108 Déplacement Spectrale. « SAKARIA »

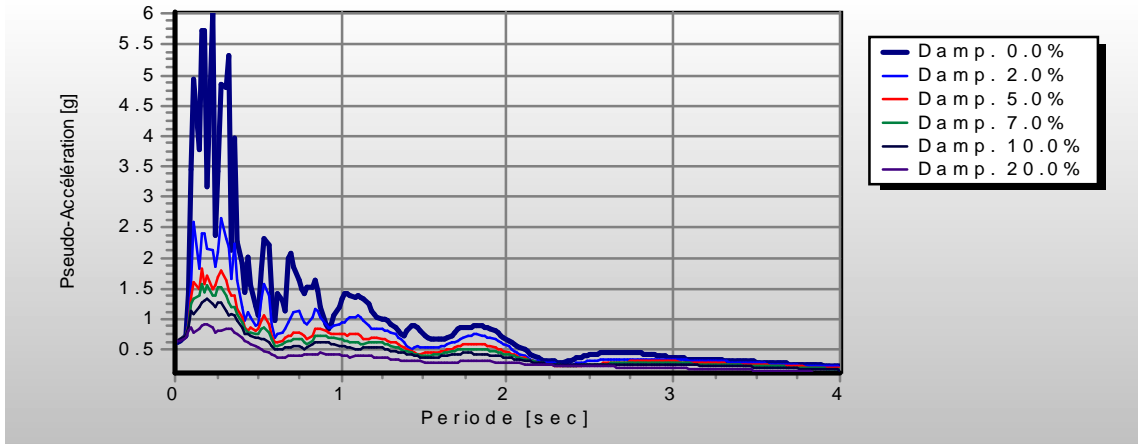


Fig. 5.109 Pseudo-Accélération Spectrale. « SAKARIA »

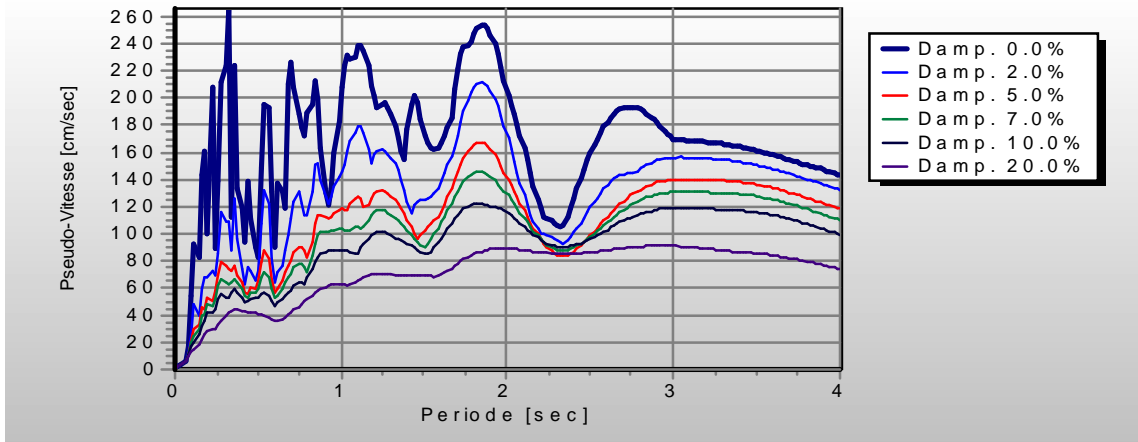


Fig. 5.110 Pseudo-Vitesse Spectrale. « SAKARIA »

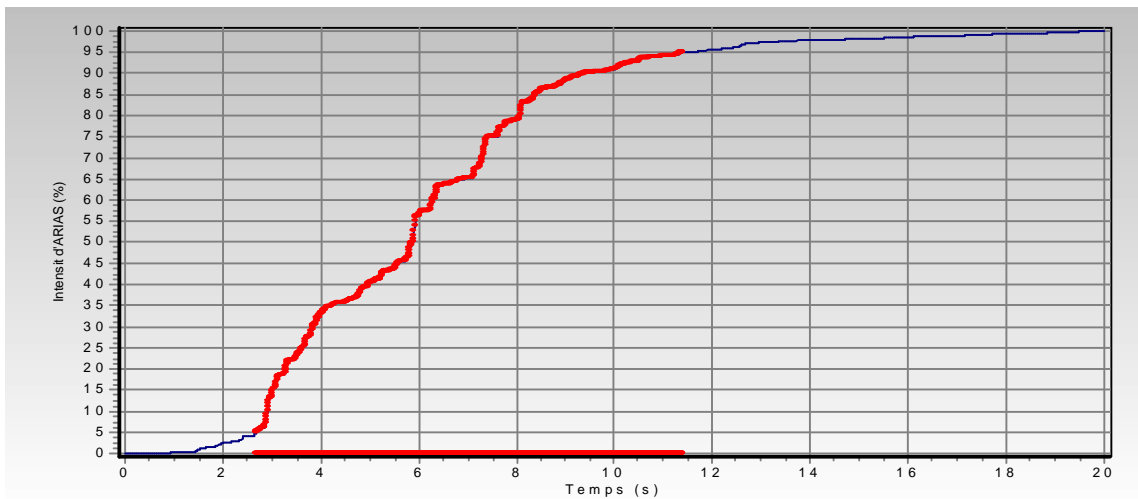


Fig. 5.111 Intensité d'ARIAS. « SAKARIA »

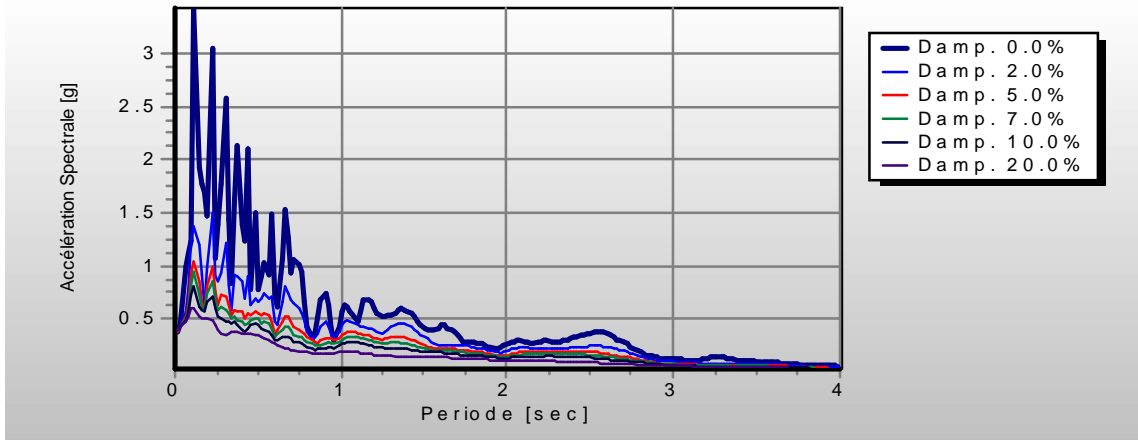


Fig. 5.112 Accélération Spectrale. « SANTA MONICA »

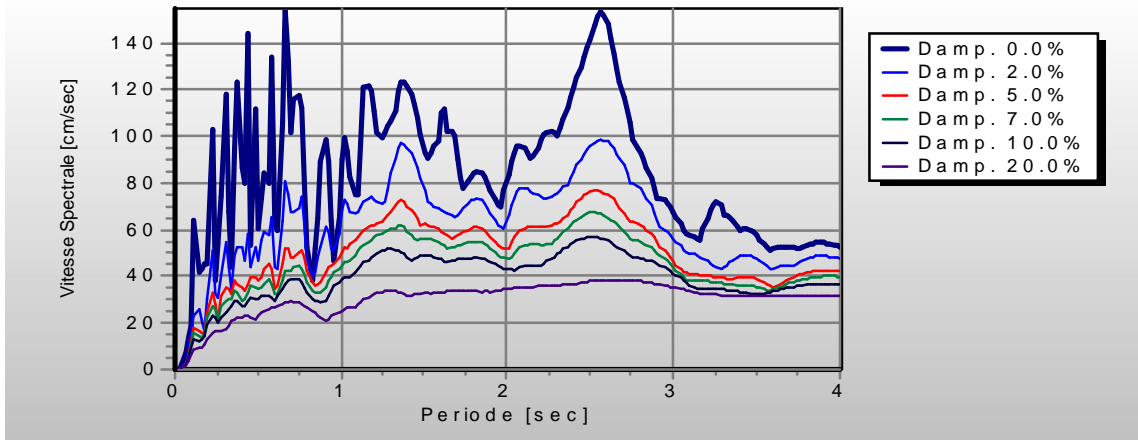


Fig. 5.113 Vitesse Spectrale. « SANTA MONICA »

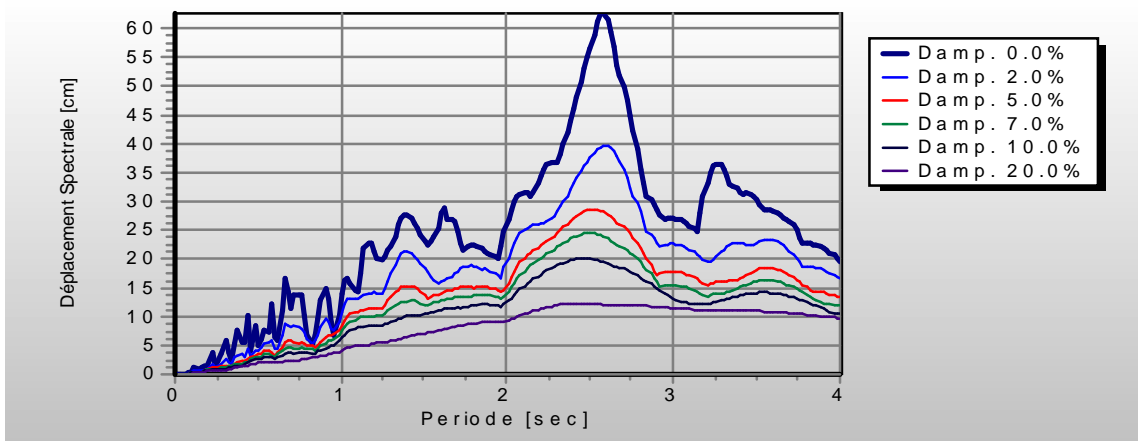


Fig. 5.114 Déplacement Spectrale. « SANTA MONICA »

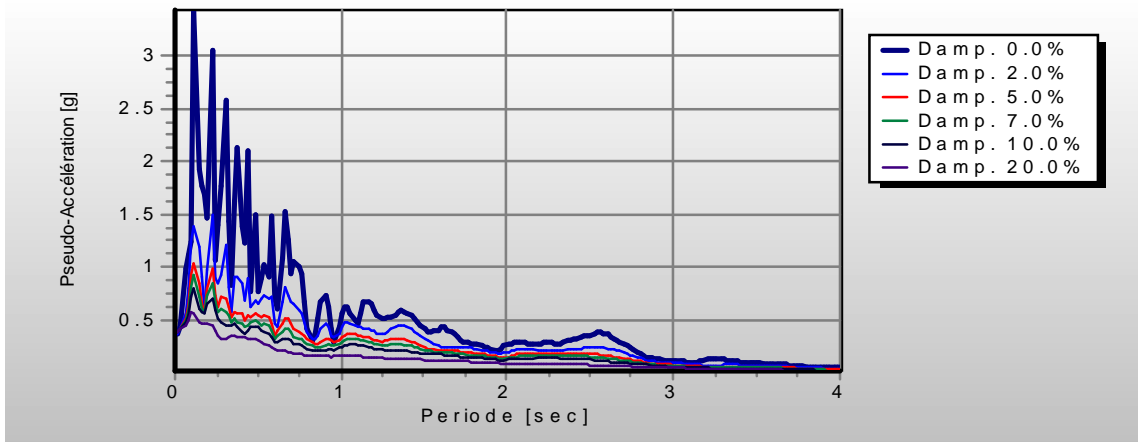


Fig. 5.115 Pseudo-Accélération Spectrale. « SANTA MONICA »

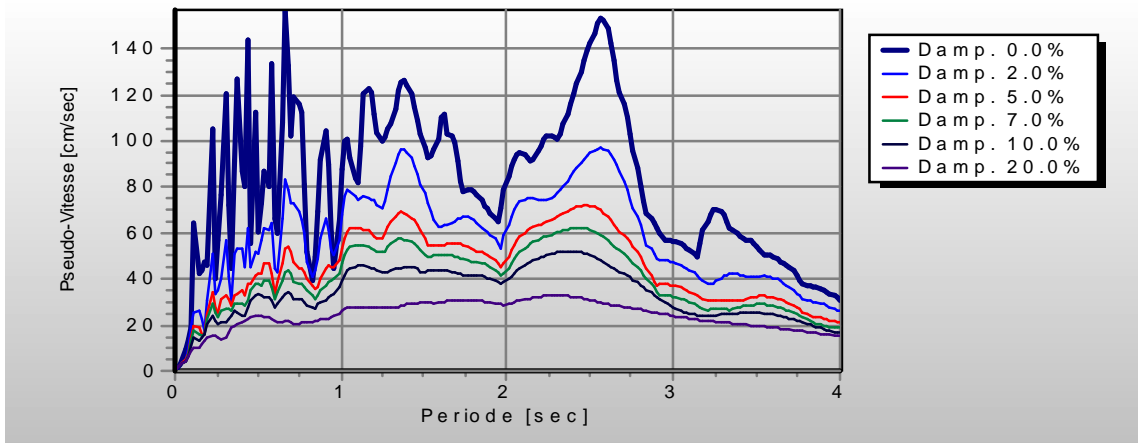


Fig. 5.116 Pseudo-Vitesse Spectrale. « SANTA MONICA »

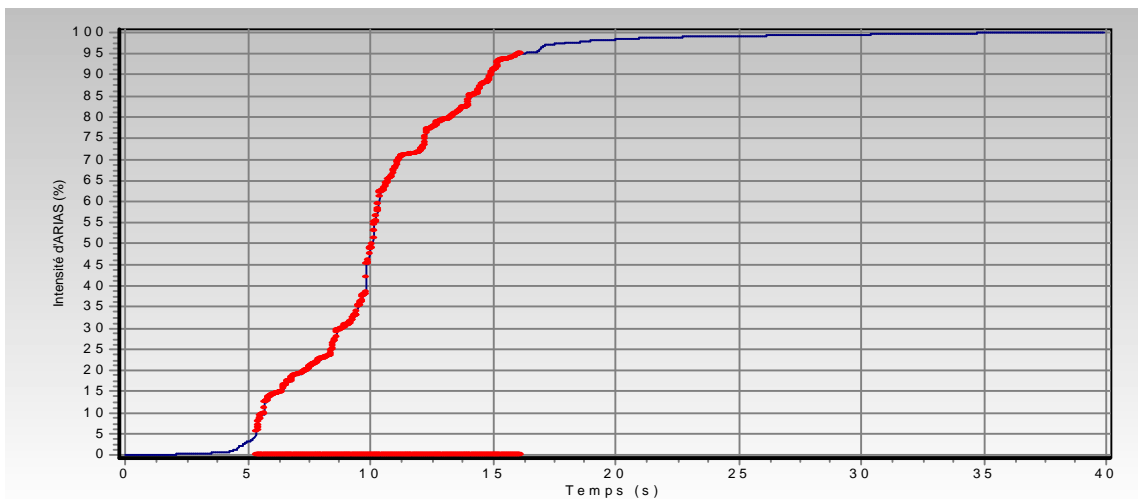


Fig. 5.117 Intensité d'ARIAS. « SANTA MONICA »

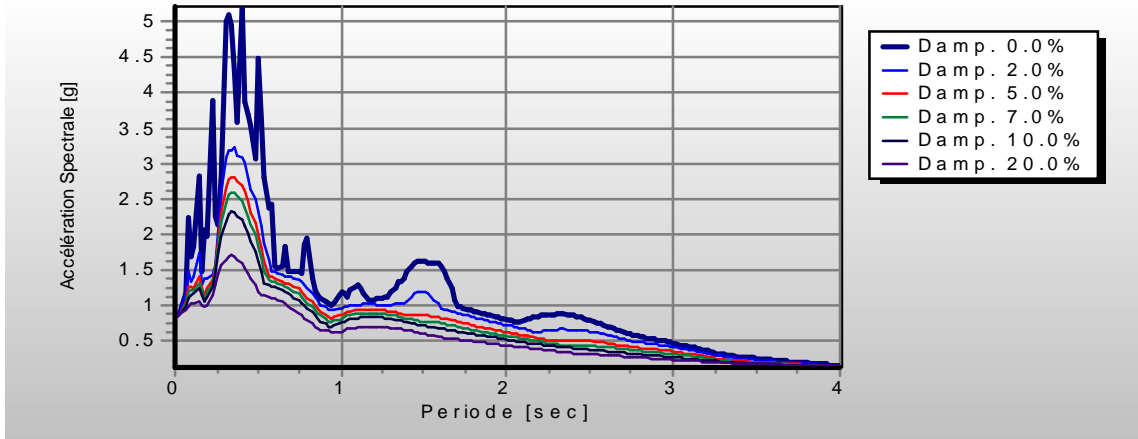


Fig. 5.118 Accélération Spectrale. « SYLMAR »

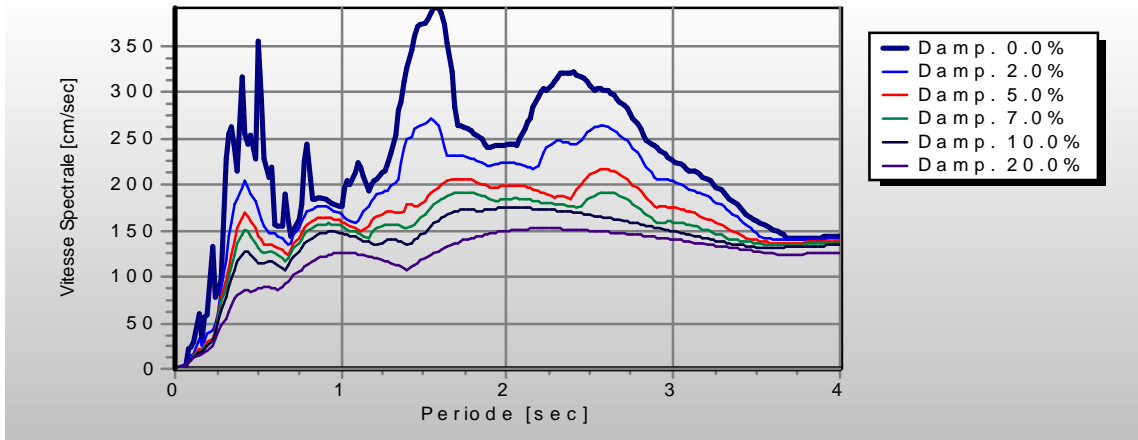


Fig. 5.119 Vitesse Spectrale. « SYLMAR »

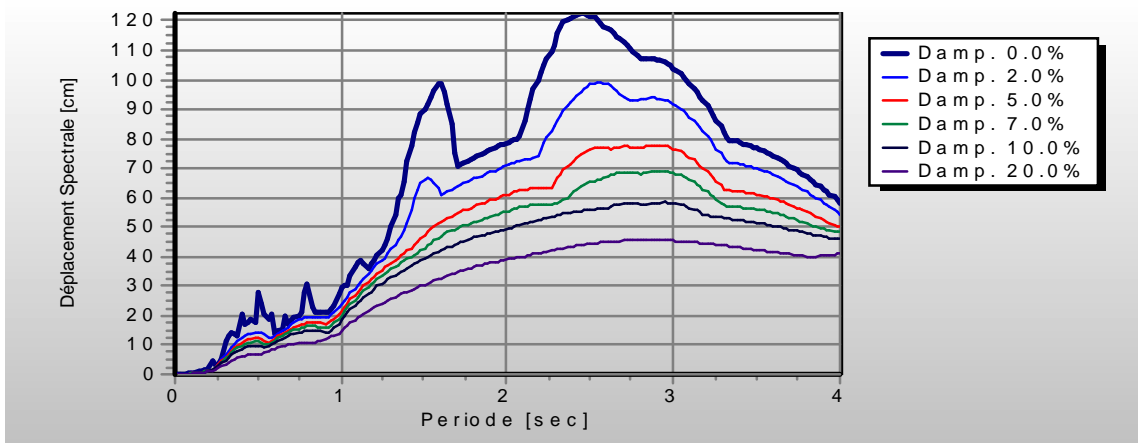


Fig. 5.120 Déplacement Spectrale. « SYLMAR »

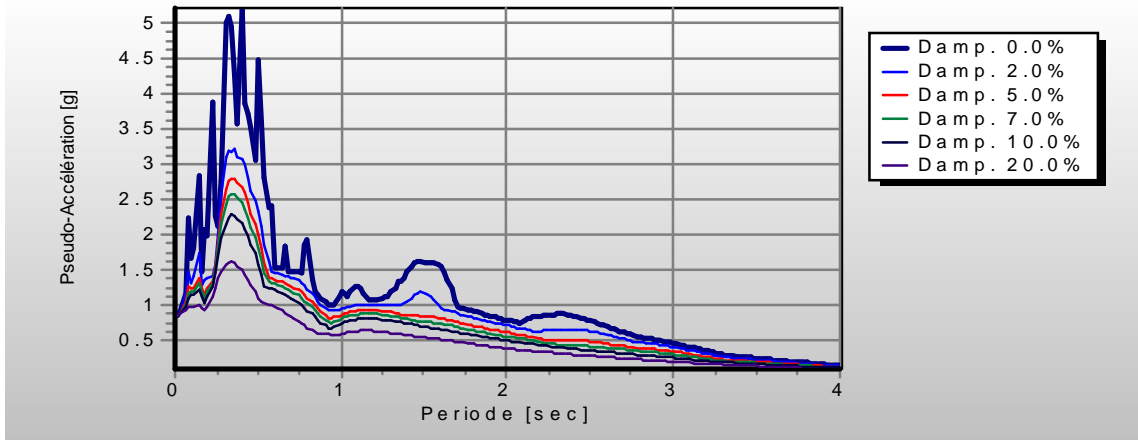


Fig. 5.121 Pseudo-Accélération Spectrale. « SYLMAR »

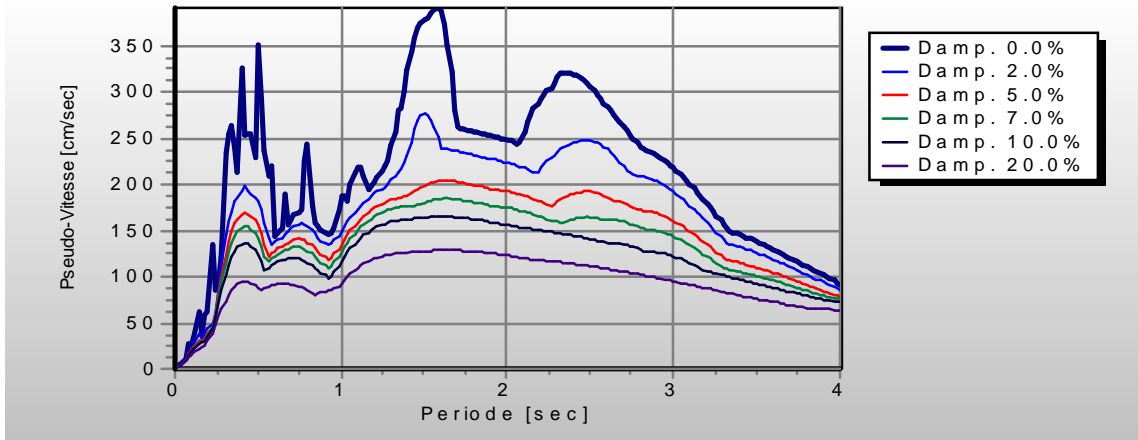


Fig. 5.122 Pseudo-Vitesse Spectrale. « SYLMAR »

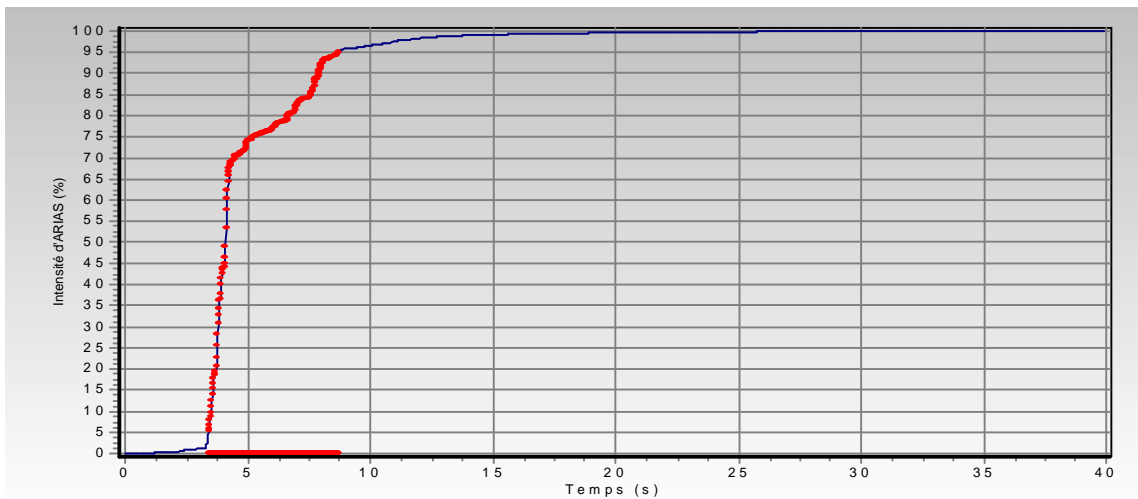


Fig. 5.123 Intensité d'ARIAS. « SYLMAR »

5.4.1 Remarques et discussions :

Le spectre tiré directement d'un accélérogramme présente une série de pics irréguliers.

Des déplacements spectraux augmente avec la période, les vitesses et les accélérations spectrales présente une variation dans leur tendance avec l'augmentation de la période. Dans les basses périodes on constate une augmentation de l'accélération et de la vitesse. Ces derniers diminuent dans les grandes périodes. On remarque aussi, comme on s'y attendait, les accélérations et les vitesses spectrales diminuent avec l'augmentation de l'amortissement.

Le nombre de pics et l'amplitude varient aussi avec l'amortissement. Pour un amortissement nul la variation est importante alors qu'elle est négligeable pour un amortissement important.

5.5 Construction des spectres normalisés :

Les spectres de réponse construits à partir des accélérations mesurées au cours des séismes présentait souvent des irrégularités et ne sont pas directement exploitables dans le calcul des constructions. Il convient donc de déterminer un spectre qui sera l'enveloppe d'un ensemble de spectre correspondants à des accélérogrammes enregistrés dans des sites comparables du point de vue de la nature du sol.

La méthode utilisé est la normalisation à une même valeurs des accélérations maximales. Chaque spectre de réponse pour un enregistrement donné est normalisée à 1g. Le spectre de réponse normalisé final sera composé donc des accélérations maximales pour l'ensemble des enregistrements.

Les spectres normalisés seront donnés pour différents types d'amortissement, sur les figures 5.124 jusqu'à 5.129.

On constate les même observations que pour celles de l'accélération spectrale maximale.

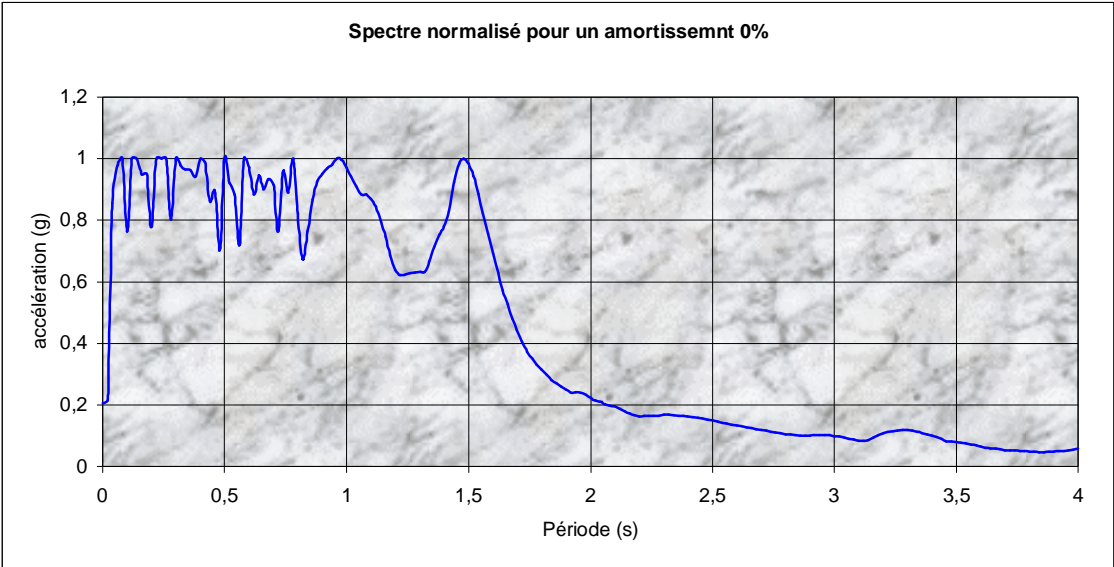


Fig. 5.124 Spectre de réponse normalisé pour un amortissement $\zeta = 0\%$

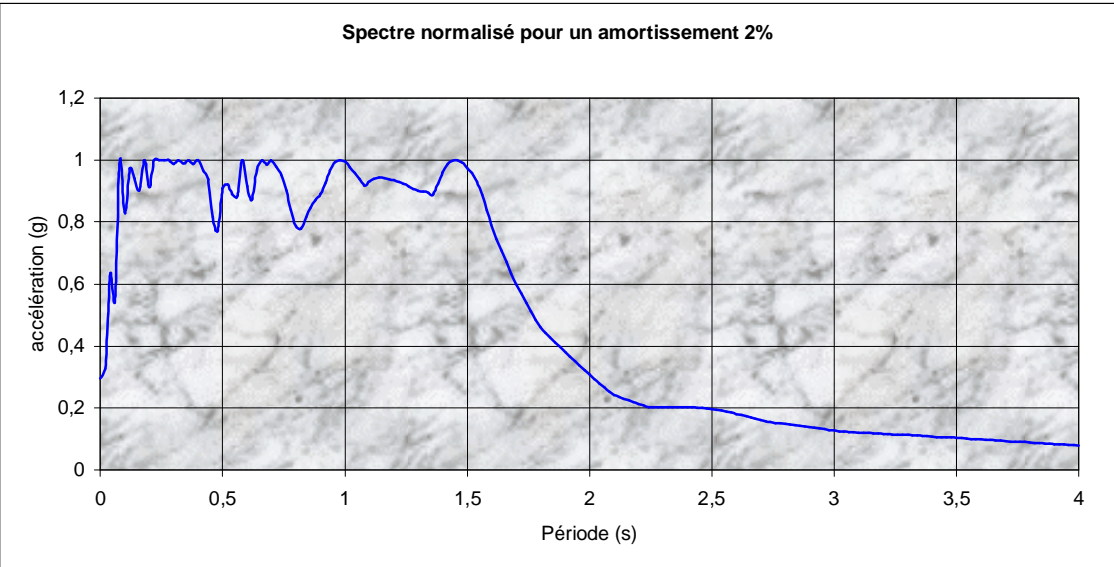


Fig. 5.125 Spectre de réponse normalisé pour un amortissement $\zeta = 2\%$

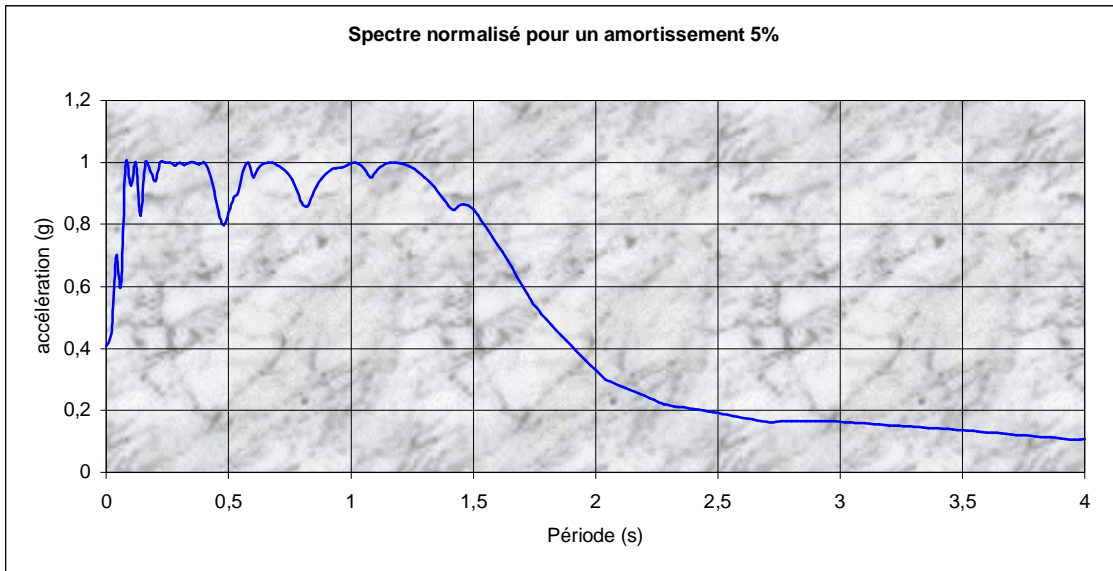


Fig. 5.126 Spectre de réponse normalisé pour un amortissement $\zeta = 5\%$

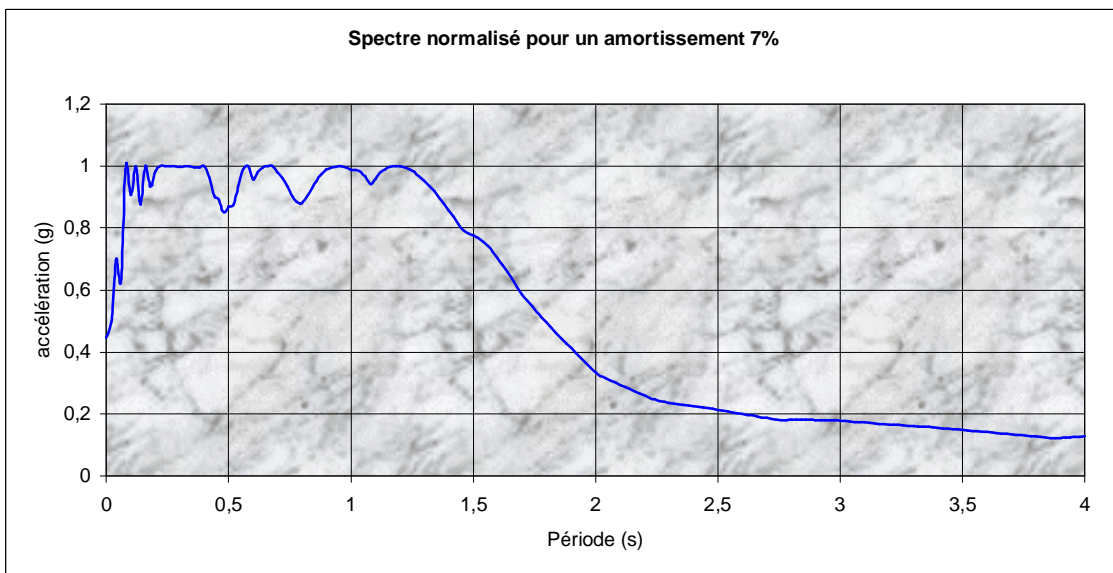


Fig. 5.127 Spectre de réponse normalisé pour un amortissement $\zeta = 7\%$

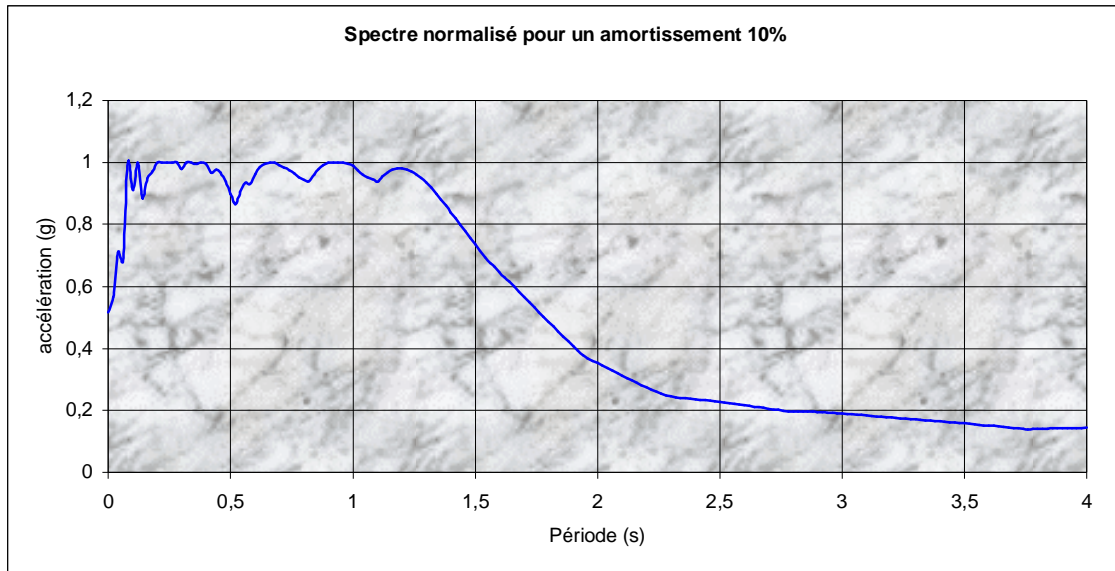


Fig. 5.128 Spectre de réponse normalisé pour un amortissement $\zeta = 10\%$

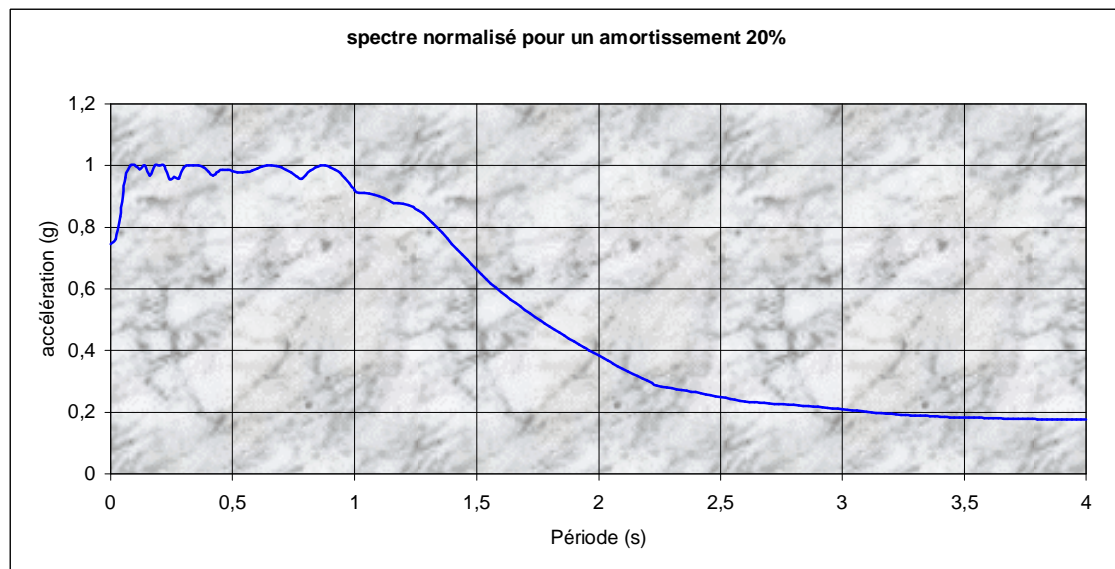


Fig. 5.129 Spectre de réponse normalisé pour un amortissement $\zeta = 20\%$

5.6 Conclusion :

Dans cette étude la construction des spectres de réponse a été faite pour la région de Constantine sur la base de la sismicité historique. Cependant l'étude a été réalisée uniquement pour les sols rocheux à partir d'enregistrements sismiques d'autres régions.

Pour la fiabilité de l'exploitation des spectres de réponse il faut réaliser l'étude de la variation des ondes sismiques en fonction de la nature des sols traversés.

Une fois, ces paramètres déterminés, un spectre (ou des spectres) sera réalisé à l'intention des utilisateurs (spectre de calcul).

La réalisation d'une telle étude nécessite des moyens matériels et financiers qui dépasse le cadre de ce magister.

Ce travail reste un support pour toute étude concernant la construction des spectres de réponse dans n'importe quelle région.

Les détails des caractéristiques principales de ces enregistrements sont données dans le tableau 5.6.

Tableau. 5.6 : Les caractéristiques des différents enregistrements.

Les enregistrements	Accélération Max (g)	Temps (s)	Vitesse (cm/s)	Temps (s)	Déplacement (cm)	Temps (s)	Durée (s)
ALTADENA	0.4474	2.865	27.559	3	5.382	39.96	1.22
ARTIFICIEL	0.4356	12.13	43.3789	6.63	33.8037	15.01	10.32
CHICHI	0.8082	14.31	720.213	31.81	18446.34	40	22.05
CORRALITOS	0.6297	2.6	55.2057	2.5	12.02	2.36	6.86
EMERYVILLE	0.2498	5.56	43.2959	5.35	9.59989	17.1	8.8
FRIULLI	0.4788	4.02	31.2355	3.54	7.4844	4.02	4.23
HOLLISTER	0.12	1.85	8.074	1.78	1.0988	1.23	7.17
LACC NORTH	0.2215	8.92	25.135	9.8	6.1034	9.56	14.02
LEXINGTON	0.442	4.18	84.7230	4.24	17.4179	4.58	4.34
LUCERNE	0.6812	9.7	37.5056	10.2	8.1139	9.78	13.68
NEWHALL	0.5894	4.32	95.6053	5.34	41.4945	3.74	5.52
OAKLAND	0.2868	13.46	40.8655	13.1	9.9081	12.8	8.68
PETROLIA	0.5893	3.42	46.3748	3.24	25.1533	2.98	17.88
POMONA	0.1857	3.46	10.6232	3.92	1.4083	39.22	6.36
SAKARIA	0.6282	5.92	77.4177	6.32	59.6549	20	8.71
SANTA	0.3696	9.9	25.1204	15.14	8.2224	15.92	10.74
SYLMAR	0.8428	4.2	128.885	3.74	30.6945	4.22	5.32

Ces enregistrements ont été choisis à cause de leurs différences. Certains accélérogrammes présentent des pics d'accélération dans les 5 premiers secondes. D'autres présentent des pics d'accélération entre 5 et 8s et d'autres après 8s.

Pratiquement les enregistrements présentent une variation de l'accélération de 0.1g à 0.9g ainsi le temps du mouvement fort d'un séisme varie de 1s à 20s. Ce qui donne pratiquement la plupart des séismes sauf cas exceptionnel.

L'étude dynamique de la structure a été faite en utilisant le programme Seismosignal qui est un programme pour l'évaluation du risque sismique dans des endroits choisis.

Les résultats de cette analyse en termes de réponses spectrales sont données par les courbes représentées dans la figure **5.22** à **5.123**.

CONCLUSION GENERALE :

Pour bien construire en zone sismique, il est nécessaire de comprendre le mécanisme générateur des séismes et de caractériser l'évènement sismique par certains paramètres.

Il s'est avéré que si les techniques permettent actuellement de réaliser des ouvrages capables de bien résister aux séismes, il n'en demeure pas moins que la connaissance de la sismicité passée, garde toujours sa valeur et, est même indispensable et nécessaire au perfectionnement des règles parasismiques.

L'Algérie étant un pays sismique. Chaque région a sa propre activité sismique et chacune vit une expérience bien particulière, notamment en fonction de l'influence des conditions locales.

Pour de plus amples informations, une investigation plus approfondie est nécessaire à l'échelle locale, toute décision en matière d'urbanisme, d'aménagement du territoire ou de génie parasismique doit s'appuyer sur la connaissance des caractéristiques des séismes connus et probables.

Dans l'étude de l'aléa sismique de la région de Constantine plusieurs étapes ont été suivies.

Les données de la sismicité disponibles concernant la sismicité de la région de Constantine ne couvre que la période post 1850, donc on n'a aucune information sur les séismes plus anciens. Par ailleurs trois séismes destructeurs ont affecté particulièrement la région de Constantine. Il s'agit des séismes du 04 Août 1908 de magnitude $M_s = 5.25$, du 06 Août 1947 de magnitude $M_s = 5.2$, et de celui de 27 Octobre 1985 de magnitude $M_s = 5.70$.

Les épicentres des séismes destructeurs se situent dans la région El-Aria et Constantine ville. En outre, on s'aperçoit que des concentrations d'épicentres sont dans la direction NE-SW, conformément à l'orientation des structures géologiques générées par le rapprochement entre les plaques tectoniques Africaine et Eurasienne. L'observation du catalogue de la sismicité historique montre que la région de Constantine est relativement assez sismique. Il ne se passe pratiquement pas une années sans que l'on enregistre des secousses sismiques, certaines sont ressenties par la population, d'autre au contraire ne sont détectées que par les appareils d'enregistrements(sismographes). Durant l'année 1952, environs 30 secousses sismiques ont été enregistrées.

L'observation de la carte des intensités historiques maximales de la région de Constantine montre que l'intensité historique maximale observée dans l'histoire sismique de cette région est de VIII (échelle MSK). Elle a été décrite dans les localités de Constantine, de Hamma Bouziane, d'El Khroub, de Rouffach, de Mansourah et d'El Aria.

L'examen de la carte sismotectonique de la région de Constantine montre trois failles ont été reconnues actives, à savoir la faille de Ain Smara avec ces différents segments, la faille de Temlouka et la faille de Sigus. La faille de Ain Smara a été modélisée comme une ligne source capable de générer des séismes dans le futur. De plus, trois zones sources ont été définies pour prendre en considération les effets des failles peu connues et faiblement actives des régions du Sigus, Temlouka, Nord Constantinois, de la région Ouest de Ain Smara ainsi que la sismicité diffuse de cette région.

CONCLUSION GENERALE

Afin de quantifier le danger sismique en termes compris par les ingénieurs, c'est-à-dire l'accélération, le programme de calcul EQPACK a été utilisée. Les résultats sont présentés sous forme des courbes. Les valeurs de l'accélération les plus élevées sont obtenues dans les zones sources.

L'étude dynamique de la structure a été faite en utilisant le programme Seismosignal. il faut noter l'absence d'enregistrement sismique pour la région de Constantine. Ceci explique que l'on a utilisé les enregistrements de ALTADENA, ARTIFICIEL, CHICHI, CORRALITOS, EMERYVILLE, FRIULLI, HOLLISTER, LACC NORTH, LEXINGTON, LUCERNE VALLEY, NEWHALL, OAKLAND, PETROLIA, POMONA, SAKARIA, SANTA MONICA, SYLMAR.

Nous pouvons dire que les catastrophes liées aux séismes importants peuvent être sérieusement atténuées et même réduites par le stricte application d'aléa sismique régionale. Les dépenses, même si elle sont importantes, seront largement justifiées après le séisme, lorsque le bilan des dégâts sera établi.

En effet, il faut que les intervenants dans l'acte de construire tiennent compte de ce danger permanent en réalisant les édifices selon les normes parasismiques. Il y a aussi tout l'aspect d'information et de sensibilisation des populations qui doivent apprendre à se comporter au mieux au moment des tremblements de terre.

Cela peut conduire à la réduction des pertes en vies humaines et des dommages matériels, ainsi le coût de réparation des dégâts.

REMARQUES GENERALES :

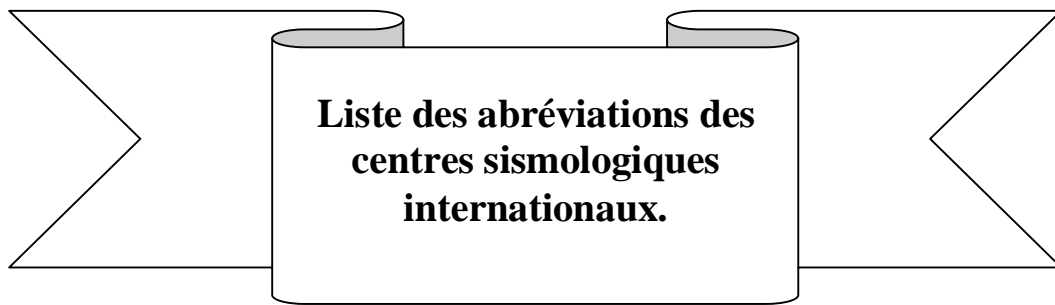
Pour la fiabilité de l'exploitation des spectres de réponse, il faut réalisé l'étude de la variation des ondes sismiques en fonction de la nature des sols traversés.

Création d'une banque de données sismiques à l'échelle régionale.

Elaboration des lois d'atténuation expérimentales, régionales et globale.

Calcul des spectres de réponse expérimentaux et dérivation des spectres de calcul réglementaires.

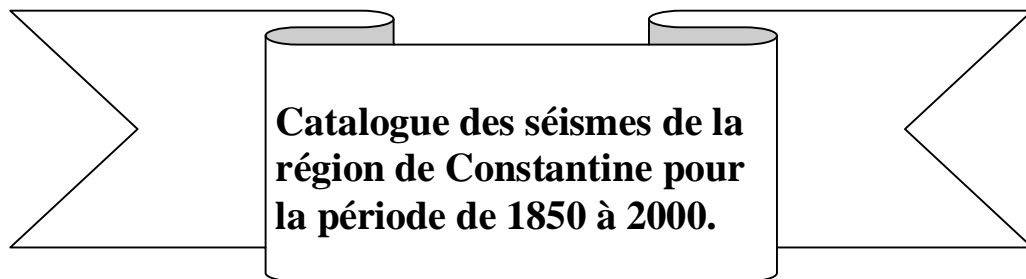
ANNEXE VI



LISTE DES ABREVIATIONS DES CENTRES SISMOLOGIQUES INTERNATIONAUX

BCS.....	Bureau Central International de Séismologie, Strasbourg, France (BCIS).
CNAAG.....	Centre National d'Astronomie, d'Astrophysique et de Géophysique, Alger, Algérie.
CRAAG.....	Centre de recherche d'Astronomie, d'Astrophysique et de Géophysique, Alger, Algérie.
CSM.....	Centre Sismologique Euro-Méditerranéen, Strasbourg, France (CSEM).
CGS.....	U.S. Coast and Geodetic Survey (USGS)
IMPGA.....	Institut de Météorologie et de physique du globe d'Alger, Algérie.
ISC.....	International Seismological Center, Newbury, United Kingdom (ISCE).
ISS.....	International Seismological Summary, Kew Observatory, Richmond, USA.
LDG.....	Laboratoire de detection et de Géophysique de Paris, France (LDGP).
NEC.....	National Earthquake Information Centre (NEIC).
NES.....	National Earthquake Information Service, Denver, USA (NEIS).
SPGM.....	Service de Physique du Globe, Rabat, Maroc.
SSIS.....	Secction de Sismological Ingenieria Sismica, Espana.
UPP.....	UPPSALA, Seismological Institute, UPPSALA, Sweden

ANNEXE VII



Les séismes de la région de Constantine pour la période de 1850 à 2000

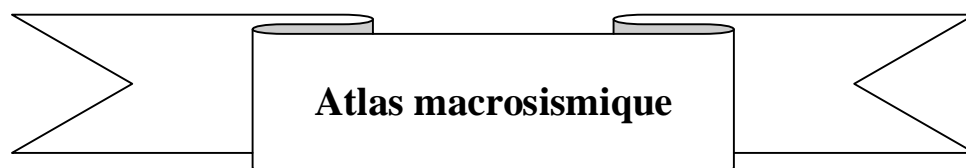
Année	Mois	Jour	Heure	Min	Sec	Lat	Lon	M _s	ITSC	Site
1850	DEC	17	12	30	0	36,48	7,45	4,2	6 MSK	Héliopolis
1856	OCT	6	7	0	0	36,56	6,17	2,8	3 MSK	Batna
1859	APR	24	16	0	0	36,45	7,43	2,8	3 MSK	Guelma
1860	JAN	11	17	45	0	36,36	6,62	3,2	4 MSK	Constantine
1862	NOV	30	0	25	0	36,5	5,3	4,2	6 MSK	Takitount
1862	DEC	9	12	15	0	36,32	6,4	3,2	4 MSK	Ouled Rahmoun
1862	DEC	9	15	30	0	36,5	5,3	3,2	3 MSK	takitount
1865	OCT	17	22	5	0	36,36	6,62	2,8	3 MSK	Constantine
1866	OCT	7	6	0	4	36,36	6,62	2,8	3 MSK	Constantine
1867	JAN	19	6	0	0	36,48	7,45	3,2	4 MSK	Guelma
1867	JAN	19	6	13	0	36,48	7,45	2,8	-	Guelma
1867	JUL	19	16	20	0	36,16	5,68	3,7	5 MSK	El Eulma
1867	OCT	26	0	25	0	36,27	6,5	2,8	3 MSK	Ain Smara
1870	JUN	1	0	15	0	36,45	7,43	3,2	4 MSK	Guelma
1871	MAY	7	2	30	0	36,36	6,62	3,2	4 MSK	Constantine
1876	JAN	20	6	-	-	-	-	-	-	Constantine
1877	JUN	12	9	0	0	36,45	7,43	2,8	3 MSK	Guelma
1883	AUG	15	21	0	0	36,47	7,43	3,2	4 MSK	Guelma
1883	AUG	15	22	0	0	36,47	7,43	2,8	3 MSK	Guelma
1883	AUG	16	-	-	-	36,47	7,43	2,8	4 MSK	Guelma
1883	AUG	21	4	45	0	36,47	7,43	2,8	3 MSK	Guelma
1886	MAR	-	-	-	-	36,22	6,94	2,8	3 MSK	Ain abid
1890	FEV	24	14	14	0	36,45	7,43	2,8	3 MSK	Guelma
1890	FEV	24	22	40	0	36,45	7,43	2,8	3 MSK	Guelma
1893	NOV	26	11	55	0	-	-	-	-	Constantine
1994	SEP	19	6	40	0	36,4	6,6	3,7	5 MSK	Constantine
1907	SEP	16	-	-	-	36,4	6,6	-	8 MSK	Constantine
1908	JUN	17	0	24	0	36,5	7,5	-	8 MSK	Constantine
1908	AUG	4	2	11	0	36,41	6,61	5,2	8 MSK	Guelma
1916	JAN	22	11	40	0	36,3	6,58	-	3 MSK	Constantine
1921	DEC	2	10	15	0	36,64	6,86	-	-	Constantine
1923	APR	7	21	0	0	36,12	6,78	-	-	Sigus
1923	APR	7	23	0	0	36,12	6,78	-	-	Sigus

Année	Mois	Jour	Heure	Min	Sec	Lat	Lon	M _s	ITSC	Site
1923	APR	12	1	10	0	36,12	6,78	-	-	Sigus
1923	MAY	14	22	25	0	36,12	6,78	-	-	Sigus
1923	JUN	12	1	10	0	36,5	7,42	-	6MSK	Guelma
1923	JUN	12	3	45	0	36,5	7,42	-	-	Guelma
1923	JUN	28	23	20	0	36,12	6,78	-	-	Sigus
1924	MAY	21	18	45	0	36,64	6,86	-	-	Al Arrouch
1924	JAN	22	11	0	0	36,17	6,58	-	5MSK	Constantine
1925	JAN	22	13	20	0	36,17	6,58	-	-	Constantine
1925	JAN	22	15	0	0	36,17	6,58	-	-	Constantine
1925	JAN	22	23	0	0	36,17	6,58	-	4MSK	Constantine
1925	JAN	24	21	30	0	36,17	6,58	-	5MM	Constantine
1925	JAN	24	23	15	0	36,17	6,58	-	5MM	Constantine
1925	JAN	25	6	40	0	36,17	6,58	-	-	Constantine
1925	JAN	25	10	50	0	36,17	6,58	-	-	Constantine
1925	JAN	25	18	30	0	36,17	6,58	-	-	Constantine
1925	JAN	25	22	45	0	36,13	6,58	-	-	Constantine
1925	JAN	25	10	40	0	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1925	JAN	26	21	30	0	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1925	FEV	1	13	40	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEV	3	14	0	0	36,53	4,69	-	-	Constantine
1925	FEV	12	10	50	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEV	16	13	30	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEV	19	23	50	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEV	20	20	30	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEV	22	0	10	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEV	28	4	40	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	FEV	28	5	10	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	MAR	6	11	20	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	MAR	10	4	10	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	MAR	15	23	0	0	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1925	MAR	30	2	30	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	APR	10	5	45	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	APR	12	13	15	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	APR	13	8	35	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	APR	14	20	0	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	APR	16	12	0	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	APR	16	21	15	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	APR	16	21	40	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1925	APR	24	1	35	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1926	JAN	25	2	50	0	36,42	6,67	-	4MSK	El Arrouch
1926	NOV	23	21	10	0	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1927	JAN	5	16	45	0	36,36	6,62	-	-	Constantine

Année	Mois	Jour	Heure	Min	Sec	Lat	Lon	M _s	ITSC	Site
1927	AUG	7	9	0	0	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1928	MAR	17	12	10	0	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1928	MAY	10	23	34	0	36,64	6,86	-	-	El Arrouch
1928	OCT	23	2	48	11	36,3	6,58	-	6MM	Constantine
1928	DEC	3	5	30	0	36,4	7,2	4,9	-	Guelma
1929	MAR	23	12	20	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1929	MAR	26	9	18	0	36,45	7,43	-	-	Guelma
1929	JUL	1	12	15	0	36,64	6,86	-	-	El Arrouch
1929	JUL	26	9	0	0	36,45	7,43	-	-	Guelma
1929	JUL	28	21	0	0	36,64	6,86	-	-	El Arrouch
1931	SEP	11	0	10	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1931	SEP	11	0	20	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1931	SEP	11	1	5	0	36,36	6,62	-	-	Constantine
1933	JAN	3	5	0	0	36,45	7,43	-	-	Guelma
1933	JUN	15	4	44	24	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1933	OCT	25	4	0	0	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1933	NOV	8	23	45	0	36,38	6,48	-	-	Béni Ziad
1933	NOV	11	19	3	0	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1933	NOV	23	3	40	0	36,36	5,51	-	-	Périgotville
1934	MAY	15	12	40	0	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1934	NOV	12	3	1	0	36,25	6,29	-	-	Oued Athmania
1935	JAN	17	11	45	0	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1935	SEP	16	17	30	0	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1936	NOV	13	16	0	0	36,53	6,73	-	-	Béni Ziad
1936	DEC	18	22	0	0	36,49	5,28	-	-	Kherrata
1937	JUL	19	19	0	0	35,69	6,19	-	-	Pasteur
1937	DEC	7	4	0	0	36,45	7,43	-	-	Guelma
1937	DEC	11	5	0	0	36,45	7,43	-	-	Guelma
1937	DEC	11	7	0	0	36,45	7,43	-	-	Guelma
1943	FEB	16	13	0	0	36,48	7,5	-	-	Guelma
1946	MAR	2	3	58	50	36,46	7,43	-	-	Guelma
1946	MAR	19	6	0	0	36,4	6,6	-	4MSK	Constantine
1947	AUG	6	9	46	38	36,31	6,68	5	8MSK	Constantine
1947	AUG	7	12	29	28	36,3	6,7	5	-	Constantine
1947	NOV	18	5	59	0	36,4	6,6	-	4MSK	Constantine
1948	APR	14	0	25	0	36,5	7,42	-	4MSK	Guelma
1948	JUL	21	11	40	0	36,4	6,6	-	4MSK	Constantine
1948	SEP	17	19	0	0	36,4	6,6	-	4MSK	Constantine
1953	MAY	30	18	21	55	36,33	6,67	-	4MSK	N. Khroub
1956	MAR	31	3	1	42	36,37	6,63	-	-	Constantine
1956	JUL	21	16	42	12	36,5	6,5	-	5MSK	Robertville
1958	SEP	2	12	26	30	36,5	7,4	-	5MM	Guelma

Année	Mois	Jour	Heure	Min	Sec	Lat	Lon	M _s	ITSC	Site
1959	AUG	23	18	47	12	36,33	6,66	-	3MSK	Constantine
1959	AUG	25	22	31	30	36,33	6,66	-	5MSK	Constantine
1968	OCT	14	9	37	0	36	6,5	-	-	E. Ain Mlila
1968	DEC	6	14	55	31	35,6	6,2	-	-	Batna
1977	FEB	21	-	-	-	36,45	7,45	-	3MSK	Guelma
1978	MAR	16	23	11	3	36,48	7,33	4,4	5MSK	Guelma
1978	MAR	28	-	-	-	36,48	7,3	-	3MSK	Guelma
1978	AUG	23	2	56	49	36,46	6,17	3,9		W. Constantine
1981	NOV	14	9	54	0	36,45	7,36	-	5MSK	Guelma
1983	DEC	20	20	39	3	36,62	6,61	4,5	5MSK	SE. El Arrouch
1983	DEC	20	20	39	4	36,62	6,61	4,4	4MSK	SE. El Arrouch
1984	MAR	18	-	-	-	35,55	6,19	-	4MSK	Batna
1984	OCT	5	6	37	28	36,02	6,84	4,6	6MSK	Ain Fekroun
1985	AUG	6	21	40	26	36,59	8,61	4	-	W. Bousellam
1985	OCT	27	17	50	36	36,3	7	-	-	Khroub
1985	OCT	27	19	34	56	36,34	6,92	5,7	8MSK	Constantine
1985	OCT	28	0	38	58	35,25	7,39	-	-	Ain Beide
1985	OCT	28	1	54	24	36,47	6,85	3,6	-	El Arrouch
1985	OCT	28	3	39	16	36,4	7,2	3,7	-	Azzaba
1985	NOV	1	3	1	48	36,56	6,91	3,6	-	S. El Arrouch
1985	NOV	3	12	32	30	36,44	6,86	3	-	NE. Constantine
1985	NOV	9	11	46	45	36,51	6,89	3,1	-	Constantine
1986	MAR	28	2	56	23	36,37	6,82	4,6	5MSK	El Aria
1986	MAY	20	7	29	49	35,3	6,17	4,1	6MSK	El Madher (Batna)
1986	JUL	8	19	35	36	37,28	6,7	-	-	N. Stora
1987	JUL	31	2	24	3	36,37	7,86	3,7	-	E. Guelma
1988	SEP	22	6	34	21	36,82	6,13	-	-	El Anceur
1989	AVR	4	5	37	32	36,87	6,89	-	-	Skikda
1993	OCT	17	21	16	52	36,81	6,51	-	-	Ksir Bni Zid (Collo)
2000	JUN	3	13	43	21	36,76	6,99	-	-	S. Skikda

ANNEXE VIII



09 Juillet 1977 Ain M'Lila (région de Constantine)

Heure (GMT) : 13h 04mn 00s

IMPGA

Renseignements macrosismiques:

Enquête: questionnaires diffusés par l'IMPGA.

Nombre de questionnaires dépouillés : 07/11, 15 néant.

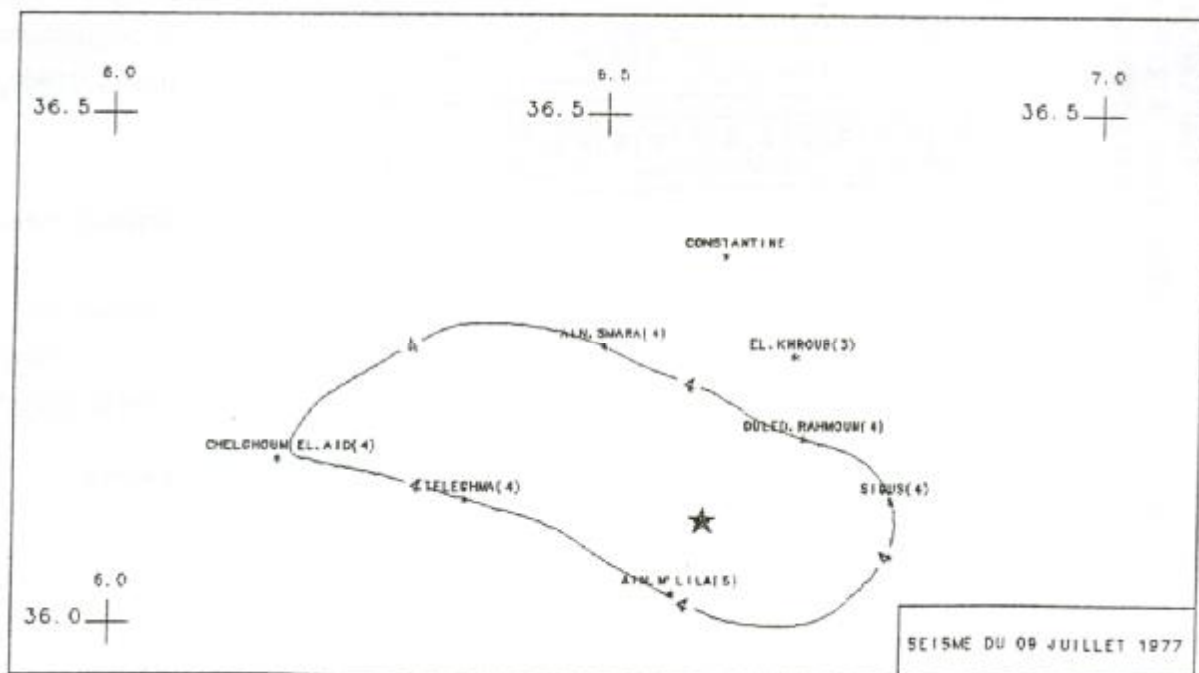
Caractéristiques macrosismiques :

AM

Epicentre macro. : 36.10° N ; 06.60° E

Intensité max. obs. (I_0) : IV à Ain M'Lila, Sigus, Ouled Rahmoun, Ain Smara, Teleghma et Chelghoum El Aid.

Observations :



20 Décembre 1981 Constantine

Heure (GMT) : 05h 59mn 00s

Magnitude: 3.3

CNAAG

CNAAG

Renseignements macrosismiques:

Enquête: questionnaires diffusés par le CNAAG.

Nombre de questionnaires dépouillés : 05/06, 09 néant

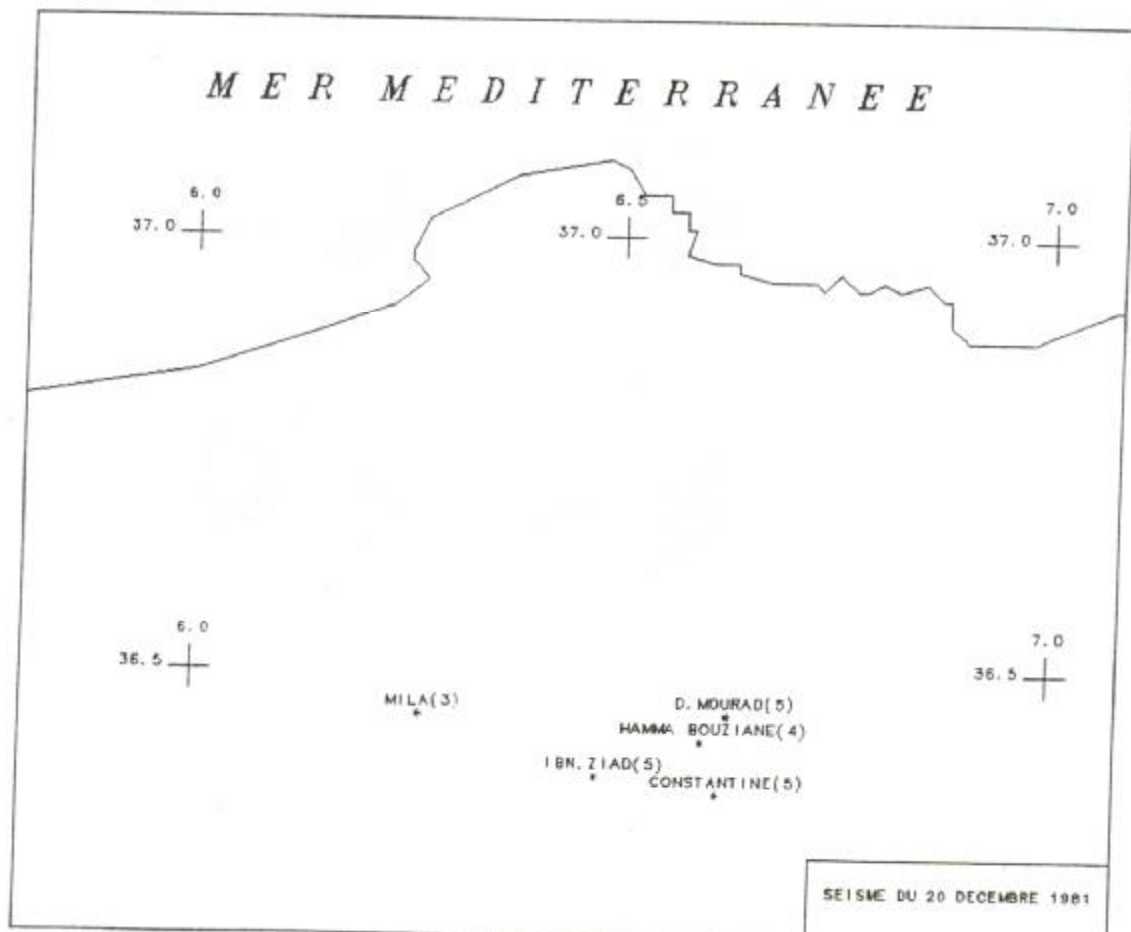
Caractéristiques macrosismiques :

AM

Epicentre macro. :

Intensité max. obs. (I_0) : V à Ibn Ziad, Didouche Mourad et Constantine.

Observations :



20 Décembre 1983 Constantine

Heure (GMT) : 20h 39mn 52s

Magnitude: 3.3

CNAAG

CNAAG

Renseignements macrosismiques:

Enquête: questionnaires diffusés par le CNAAG.

Nombre de questionnaires dépouillés : 13/20, 31 néant

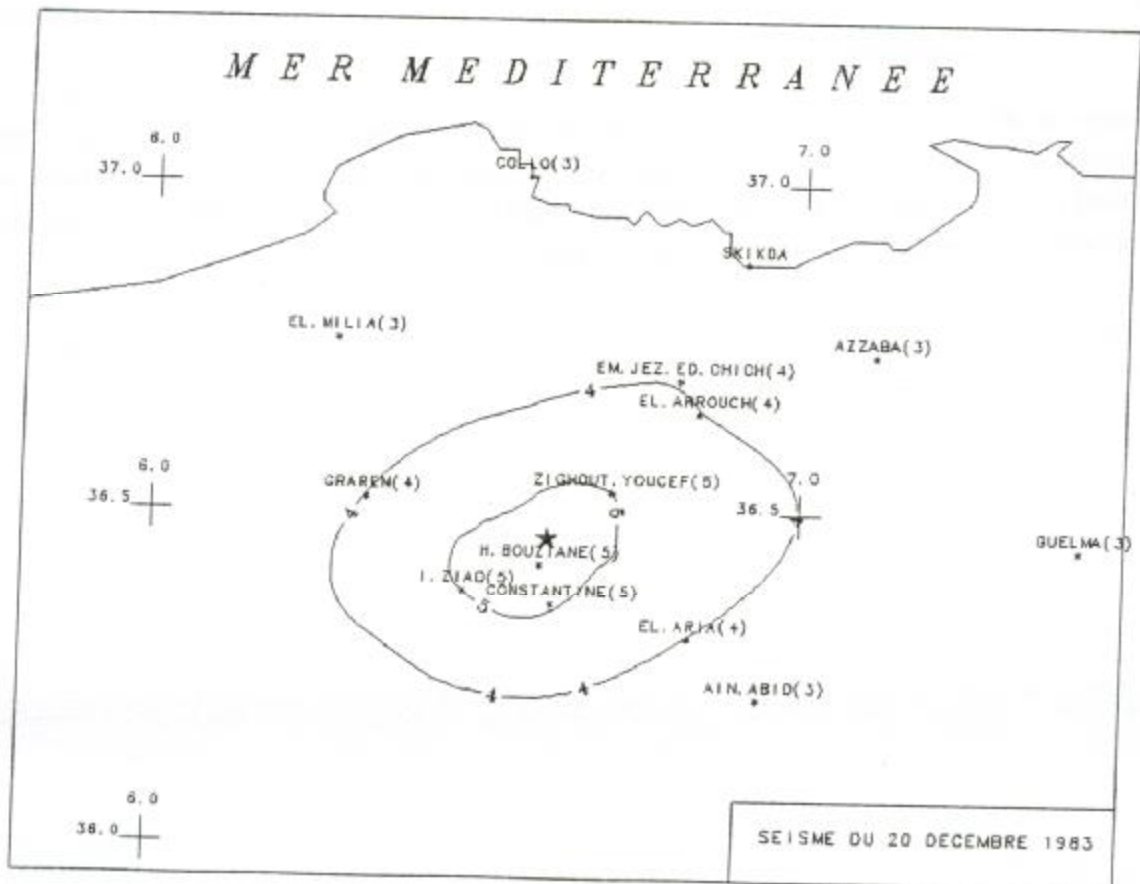
Caractéristiques macrosismiques :

AM

Epicentre macro. : 36.45° N ; 06.60° E

Intensité max. obs. (I_0) : V à Ibn Ziad, Hamma Bouziane, Zighoud Youcef et Constantine.

Observations :



28 Mars 1986 El Aria (région de Constantine)

Heure (GMT) : 02h 57mn 00s

Magnitude: 4.5

CRAAG

CRAAG

Renseignements macrosismiques:

Enquête: questionnaires diffusés par le CRAAG.

Nombre de questionnaires dépouillés : 11/15, 07 néant

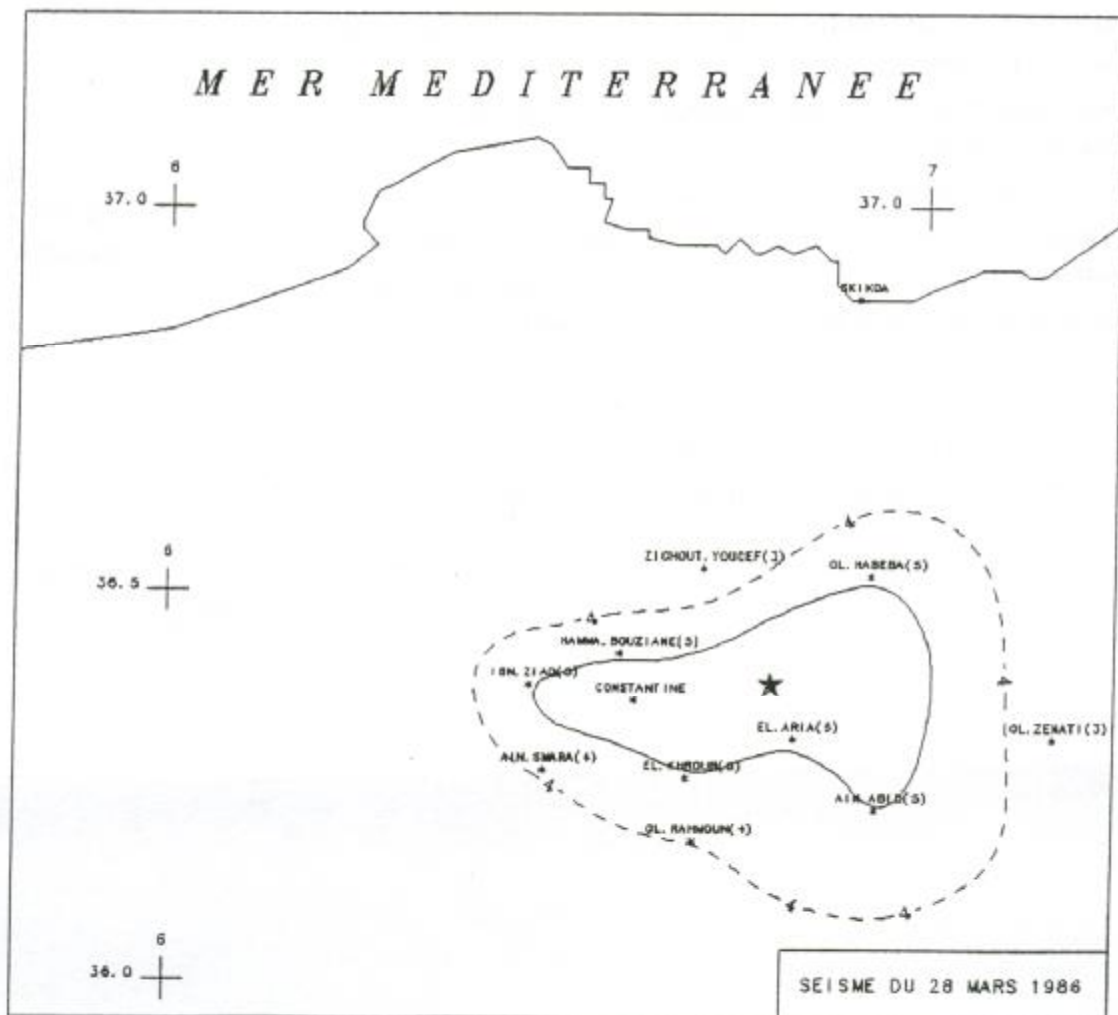
Caractéristiques macrosismiques :

AM

Epicentre macro. : 36.38° N ; 06.80° E

Intensité max. obs. (I_0) : V à El Aria, Ain Abid, El Khroub, Ibn Ziad, Ouled Habiba et Hamma Bouziane.

Observations :



31 Janvier 1992 El Khroub (Constantine)

Heure (GMT) : 01h 48mn 00s

Magnitude: 3.5

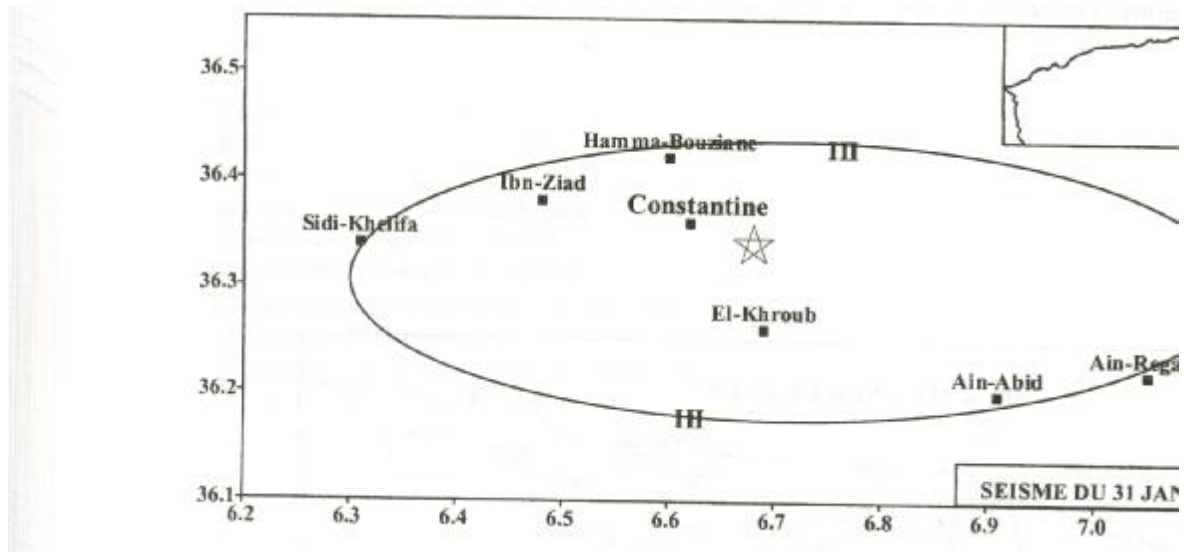
Caractéristiques macrosismiques :

Epicentre macro. : 36.33° N ; 06.67° E

Intensité max. obs. (I_0) : III

Observations :

La manque d'informations au Sud et au Nord-Est ne permet pas de caractériser d'avantage ce séisme survenu la nuit.



06 Février 1992 El Khroub (Constantine)

Heure (GMT) : 23h 36mn 00s

Magnitude: 3.4

Caractéristiques macrosismiques :

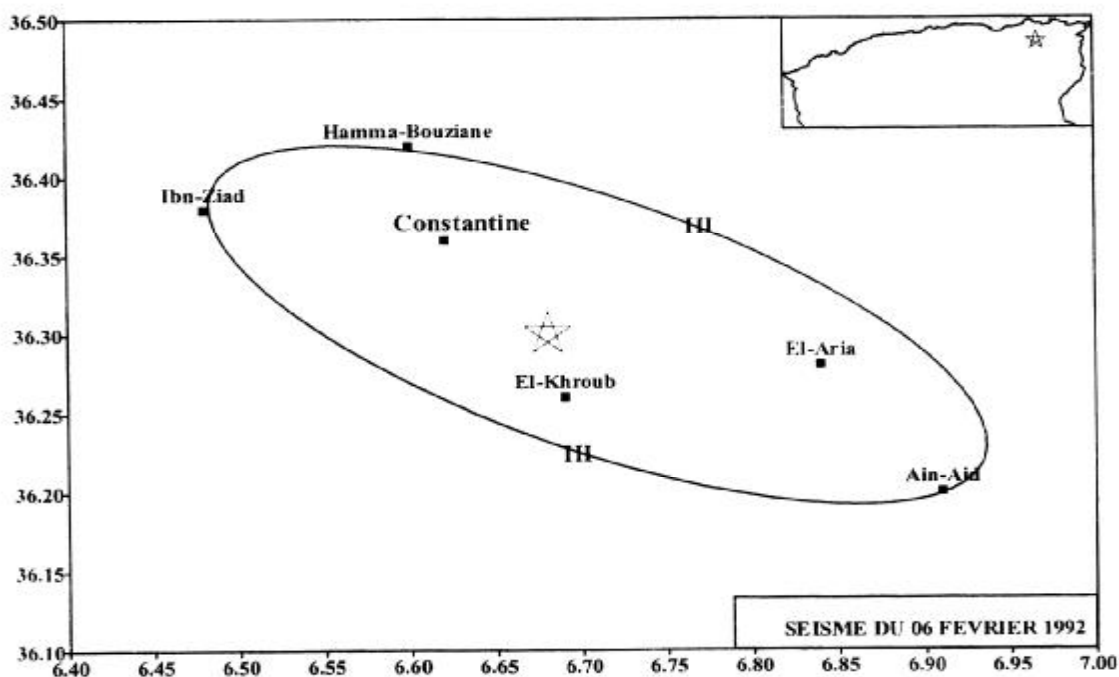
Epicentre macro. : 36.32° N ; 06.67° E

CRAAG

Intensité max. obs. (I_0) : III

Observations :

Cet épïcéntré est le même que celui du 31 Janvier 1992, il représente les mêmes données macrosismiques.



17 Octobre 1993 Ibn-Ziad (Constantine)

Heure (GMT) : 21h 17mn 43s

Magnitude: 4.0

Caractéristiques macrosismiques :

Epicentre macro. : 36.39° N ; 06.49° E

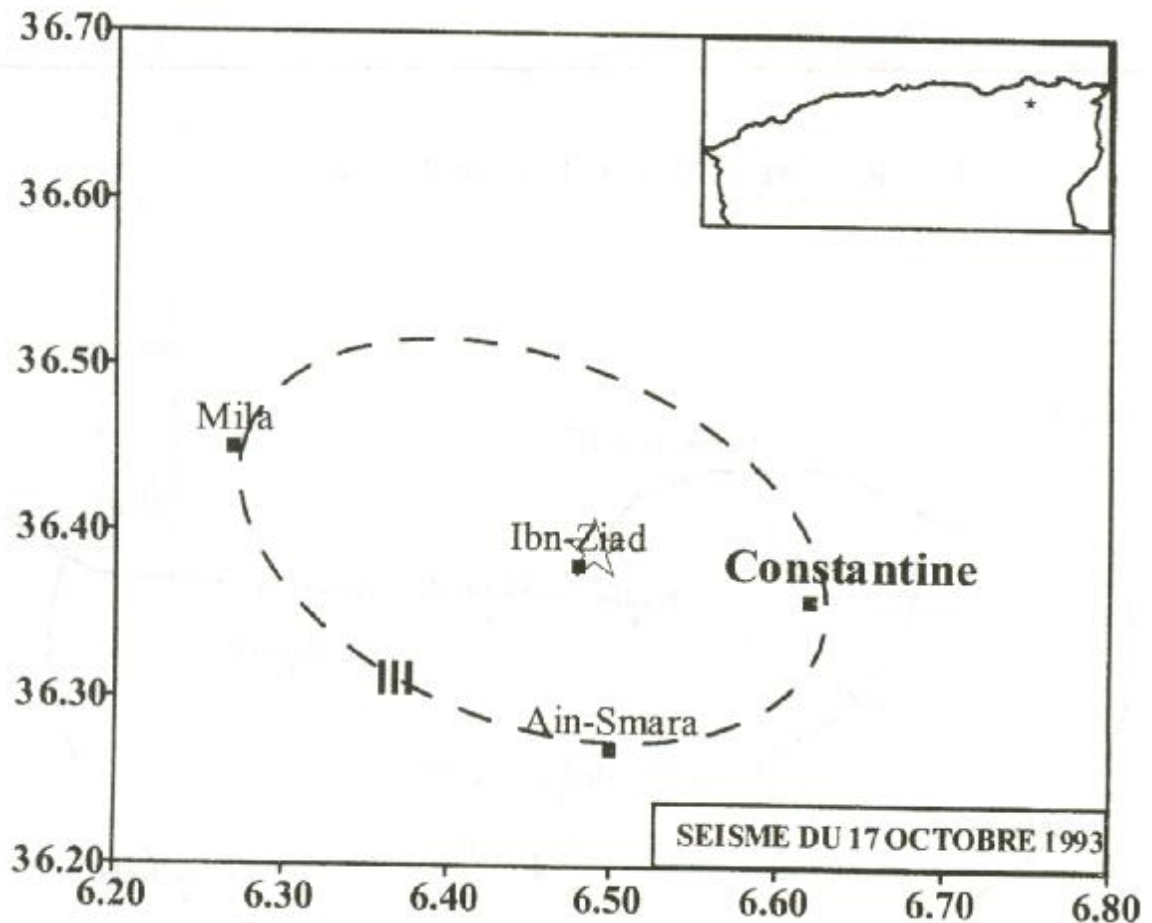
CRAAG

Intensité max. obs. (I_0) : IV

Observations :

L'intensité IV a été atteinte à Ibn-Ziad, des fissures sur les murs ont été observées dans la région d'Ibn-Ziad.

La secousse a été également ressentie III à Constantine, Ain Smara et Mila.



29 Novembre 1996 Hamma-Bouziaine (Constantine)

Heure (GMT) : 18h 50mn 00s

Magnitude: 3.7

Caractéristiques macrosismiques :

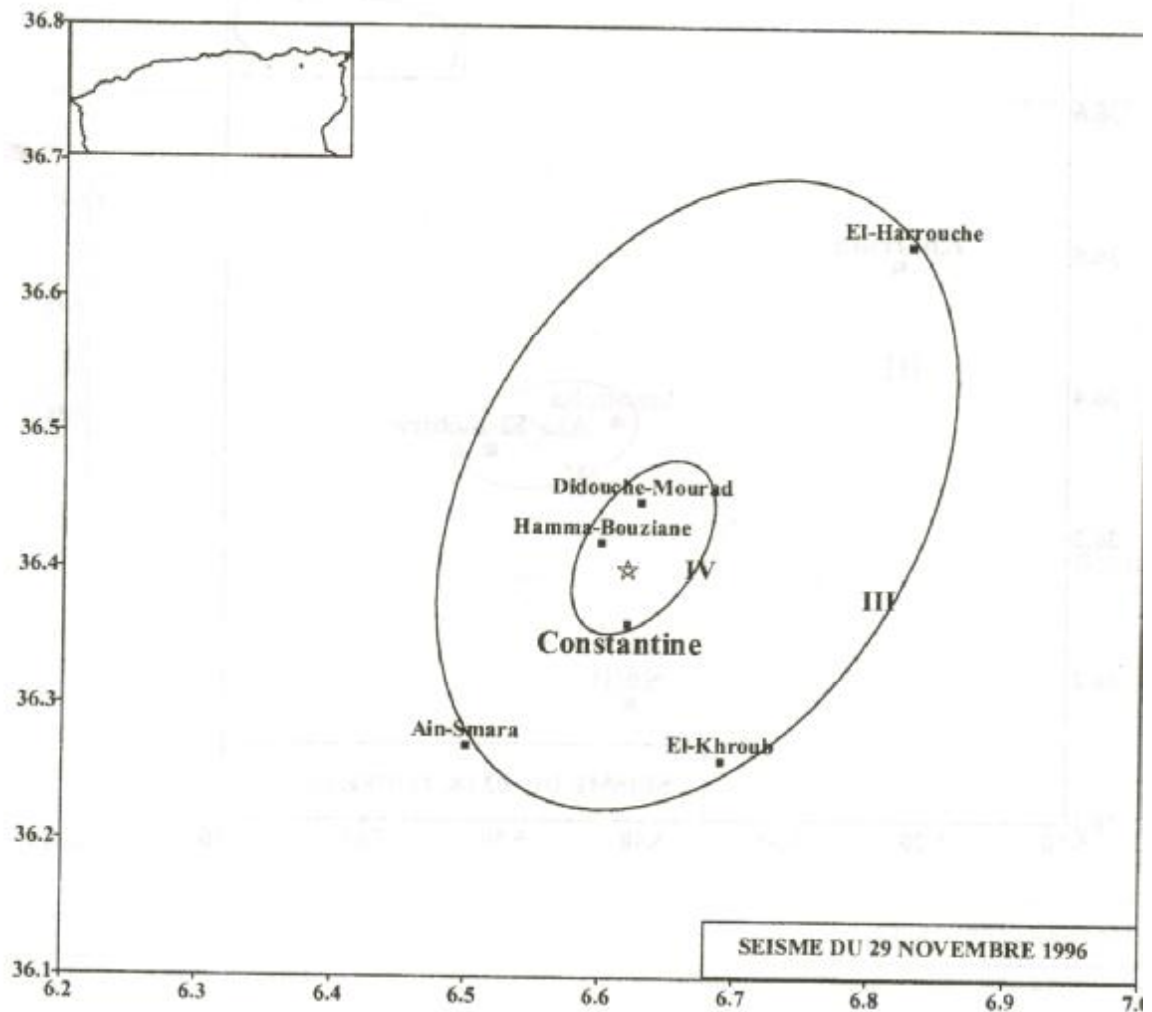
Epicentre macro. : 36.40° N ; 06.62° E

CRAAG

Intensité max. obs. (I_0) : IV

Observations :

Le séisme a été ressenti avec une intensité IV à Constantine, Hamma-Bouziaine et Didouche-Mourad, III à El-Harrouche, El-Khroub et Ain-Smara.



03 Juin 2000 Didouche-Mourad (Constantine)

Heure (GMT) : 13h 43mn 22s

Magnitude: 4.1

Epicentre Instr. : 36.56° N ; 06.57° E

CRAAG

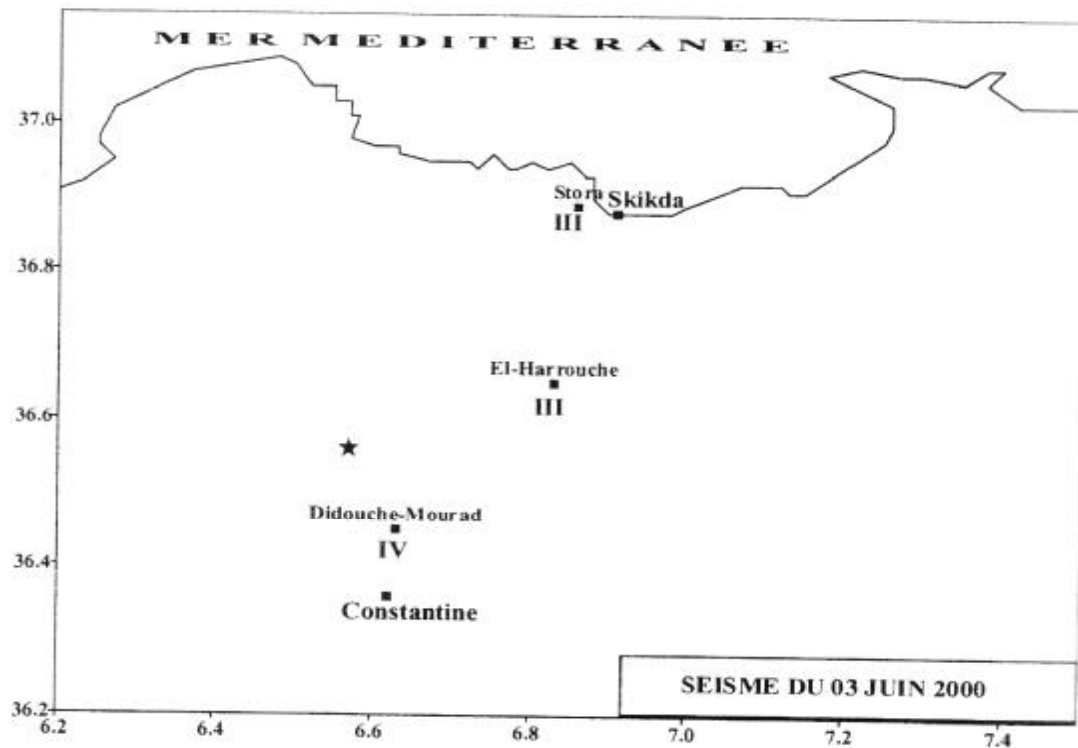
Caractéristiques macrosismiques :

Intensité max. obs. (I_0) : IV

Observations :

Cette secousse a été ressentie avec une intensité maximale IV dans la localité de Didouche-Mourad ou on a observé des déplacements de meubles ainsi qu'un choc brusque. Elle a également été ressentie III à El-Harrouche et Stora.

Le manque d'informations ne permet pas de caractériser d'avantage ce séisme.



ANNEXE IX



Abstract

In civil engineering earthquake, the knowledge of the various parameters, for the design and the marking of any rational work is fundamental.

The area of Constantine being located in a seismic area, the assumption of the importance of the seismicity need a precise micro zoning.

The compilation of the historical seismic data of the area of Constantine, as those of the near areas avoisiantes will make it possible to determine the impact of the historical seismicity on the estimate of maximum acceleration on the ground which will be an important value on the establishment of the spectra of response for the area of study.

As the relations of attenuation can vary from a country with another and even from an area with another, the local response spectrum can be an appreciable contribution for the seismic estimation of the effects on constructions.

One proposes, starting from the historical seismicity and the parameters influencing the acceleration of the ground to build spectra of response for the area of Constantine. These response spectrum will allow the engineers in the field of construction and research to take account of some factors for the evaluation of the seismic risk.

This work can be perceived only like one introduction to a research more sophisticated for the construction of the spectra of reliable answer, taking account in particular of the influence of the wave propagation in the ground. This prospect will allow the establishment of relations of attenuation suitable for the area of Constantine.

Résumé :

Dans le génie parasismique, la connaissance des différents paramètres, pour la conception et la réalisation de tout ouvrage rationnel résistant aux séismes, est fondamentale.

La région de Constantine étant située dans une zone sismique, la prise en charge relative au paramètre nécessite un micro zonage précis.

La compilation des données sismiques historiques de la région de Constantine, ainsi que celles des régions avoisinantes permettront de déterminer l'impact de la sismicité historique sur l'estimation de l'accélération maximale au sol qui sera une donnée essentielle sur l'établissement des spectres de réponse pour la région d'étude.

Comme les relations d'atténuation peuvent varier d'un pays à un autre et même d'une région à une autre, les spectres de réponse locaux peuvent être d'un apport appréciable pour l'estimation des effets sismique sur les constructions. On se propose, à partir de la sismicité historique et des paramètres influant sur l'accélération du sol de construire des spectres de réponse pour la région de Constantine. Ces spectres de réponse permettront aux intervenants dans le domaine de la construction et de la recherche de tenir compte de certains facteurs pour l'évaluation du risque sismique.

Ce travail ne peut être perçu que comme une introduction à une recherche plus élaborée pour la construction des spectres de réponse fiable, tenant compte notamment de l'influence de la propagation des ondes dans le sol. Cette perspective permettra l'établissement des relations d'atténuation propre à la région de Constantine.