

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE MOHAMED BOUDIAF - M'SILA

FACULTE DE TECHNOLOGIE
DEPARTEMENT GENIE CIVIL
N° :....



DOMAINE : Génie Civil
FILIERE : Génie Civil
OPTION : Structure

Mémoire présenté pour l'obtention
Du diplôme de Master Académique
Par : Fantazi djamel et loghrab ali

**Établissement d'un spectre de calcul pour
La région de Jijel**

Intitulé

Encadreur par : Mr.GUERRAICHE Ammar

Soutenu devant le jury composé de :

..... Université : M'SILA

Président

..... Université : M'SILA

Examineur

..... Université : M'SILA

Encadreur

Année universitaire : 2021 /2022

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ

الرَّحِيمِ

REMERCIEMENTS

Nous remercions avant tout Allah de nous avoir gardé en bonne santé afin de mener à bien ce projet de fin d'étude

Nous exprimons toutes nos profondes reconnaissances à notre encadreur

***Mr. AMMAR GUERRAICHE** qui nous a témoigné de sa confiance et de son aide scientifique et qui par son expérience et sa compétence.*

Nous adressons de chaleureux remerciements à tous les enseignants qui ont contribué à notre réussite dans nos études, depuis notre première année scolaire jusqu'à la dernière année universitaire.

Nous remercions également les membres des jurys pour l'effort qu'ils feront dans le but d'examiner ce modeste travail.

Que tous ceux qui nous ont aidés de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire de fin d'études trouvent ici l'expression de notre profonde gratitude.

MERCI

Sommaire

CHAPITRE I Généralité sur les risques les séismes

I.1. Introduction.....	13
I.2. La naissance du séisme :.....	13
I.2.1. Origine des tremblements de terre :.....	14
I.2.2 Mesure d'un tremblement de terre :	15
I.2.3 Localisation d'un tremblement de terre à la surface de la planète :	18
I.2.4 Tsunami et raz de marée : catastrophe consécutive à un séisme :.....	19
I.3 Les tremblements de terre et la tectonique des plaques :.....	21
I.3.1 La tectonique des plaques :.....	21
I.3.2 Les tremblements de terre :.....	21
I.4 Type des séismes :.....	26
➤ Les séismes inter-plaques :	26
➤ Les séismes intra-plaque :.....	26
➤ Les séismes liés à l'activité volcanique :	26
➤ Les séismes liés à l'activité humaine :.....	26
I.5 Causes des séismes de terre :.....	27
I.6 Le Risque Sismique :.....	27
➤ Les préjudices humains :	27
➤ Les préjudices matériels :	27
➤ Les effets sur l'environnement :	28
I.7 L'impact des séismes sur les structures :.....	28
I.8 Enregistrement des séismes :.....	28
I.9 Conclusion :.....	29

CHAPITRE II LES SPECTRE DE REPONSE

II.1. Introduction :.....	31
II.2. Mouvement sismique :.....	31
II.2.1. L'énergie E :	31
II.2.2. La Magnitude M :.....	31
II.2.3. L'intensité I (échelle de MERCALLI) :.....	31
II.3. Représentation de signal sismique :	32
II.3.1. Notions de période et d'amplitude d'une onde :.....	32
II.3.2. Définition du signal sismique :	32
II.3.3. Modification des ondes par les sites :.....	33
II.3.4. Oscillation (modes de vibrations) des structures-spectre de réponse :	33
II.4. Les spectres de réponse :.....	34
II.4.1. Caractéristiques du specter de réponse :.....	36
II.4.1.1. Coefficient sismique :.....	36
II.4.1.2 Effete de l'amortissement :.....	36
II.4.1.3. Asymptotes du spectre de réponse :	36
II.4.1.4. Specter élastique de calcul normalisé :.....	37
II.4.2. Spectre de réponse élastique :	37
II.4.2.1. Application du spectre de réponse élastique:.....	38
II.4.3. Spectre lissé :.....	39
II.4.4 Spectre normalisé :	39
II.4.5. Spectre inélastique :.....	40
II.4.6. Spectre de capacité :	41

II.4.7. Specter de Fourier :	41
II.4.8. Spectre de réponse non-linéaire :	43
II.4.8.1 Application du spectre de réponse élasto-plastique:	46
II.4.9. Spectre de dimensionnement :	47
II.5. Nature des structures et leur comportement :	48
II.5.1. Types des structures :	48
II.5.1.1. Structures parfaitement raides – ($T = 0$) :	48
II.5.1.2. Structures parfaitement souples – ($T = \infty$) :	48
II.5.2. Nature des structures et leur :	48
II.6. Comportement des bâtiments à l'action sismique :	48
II.7. Calcul Sismique des Structures :	49
➤ La méthode statique équivalente :	49
➤ Les méthodes dynamiques qui comprennent :	49
➤ La méthode de superposition :	49
II.8 Réponse dynamique : II.8.1 Equation du mouvement :	49
II.8.2. Dans le cas d'un oscillateur simple :	50
II.9 Conclusion :	51

CHAPITRE III PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

III.1 Introduction :	53
III.2 La sismicité en Algérie :	54
III .2.1 introduction :	54
III .2.2 Sismicité historique :	55
III .2.3 Caractéristiques de la sismicité algérienne :	57
III .2.4 Classification sismique des wilayas d'Algérie :	58
III .2.5 Les règles parasismiques Algériennes (RPA) :	59
III .2.6 Généralité sur les règles parasismique algériennes (RPA99 /version 2003) :	60
III .2.6.1. L'objectifs :	60
III .2.6.2 Les Domaines d'applications :	60
III .2.6.3 Les Conditions d'applications :	60
III .2.6.4 Classification des zones sismique :	60
III .3 LES SEISMES EN Jijel :	64
III .3 .1 Situation administratif de la région étudiée :	64
III .3.2. Le séisme de Jijel à 22 août 1856 :	65
III .4 Conclusion :	66

CHAPITRE IV : CONSTRUCTION DES SPECTRES DE REPONSE

IV. 1. Introduction :	68
IV.2. La modélisation de la structure :	68
IV.2.1 Pourquoi l'ETABS :	68
IV.2.2. Modélisation des éléments structuraux :	68
IV.2.3. Modélisation de la masse :	68
IV.2.4. Nombre de mode à considérer :	68
IV.3. L'analyse dynamique de la structure par ETABS :	68
IV.3.1. Spectre de réponse de calcul :	68
IV.3.2. Méthode du spectre de réponse :	70
IV.3.3. Construction du spectre de réponse :	70
VI.4. l'accélérogramme de jijel , Kherrata et texanna :	71
VI.5. Les calculs :	72
VI.5.1. Spectre de calcul et spectre moyen :	72
VI.5.2. spectre de dimensionnement (ou de calcul) :	74

VI.5.3. Formules correspondant à ce spectre :	75
VI.6. Conclusion :	75

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I Généralité sur les risques les séismes

Figure I.1 : Mécanisme de rupture entraînant la propagation « Le risque sismique »	14
Figure I.2 : Naissance du séisme.....	15
Figure I.3 : Ondes sismiques.....	16
Figure I.4 : magnitude al échelle Richter.....	18
Figure I.5 Séismogramme typique d'un séisme lointain.....	19
Figure I.6 : distance de l'épicentre.....	19
Figure I.7 : Localisation du lieu d'un séisme à la surface du globe.....	20
Figure I.8 : Soulèvement du fond marin causé par un séisme.....	21
Figure I.9 : Répartition planétaire des plaques lithosphériques.....	22
Figure I.10 : Séismes en zone de convergence Kouriles-Japon dans le nord-ouest du Pacifique.....	23
Figure I.11 : Séismes en zone de convergence Kouriles-Japon dans le nord-ouest du Pacifique.....	24
Figure I.12 : tremblement de terre à San Salvador.....	25
Figure I.13 : tremblement de terre à peur.....	26
Figure I.14 : foyers sismiques superficiels.....	27
Figure I.15 Causes des séismes de terre :.....	28
Figure I.16 : Mouvement et caractéristique d'un séisme.....	29
Figure I.17. Schéma simplifié d'un sismographe.....	30

CHAPITRE II LES SPECTRE DE REPONSE

Figure II.1 : Mouvements et caractéristiques d'un séisme.....	33
Figure II.2 : Mouvement ondulatoire.....	33
Figure II.3. : L'addition d'oscillations simples plus ou moins énergétiques.....	35
Figure II.4. : Exemple d'enregistrements d'un même séisme en des points différents.....	35
Figure II. 5 : Accélération du sol et réponse de la structure.....	35
Figure II.6 :Spectre de "pseudo-vitesse" (Taft, N21E, 1952).....	36
Figure II.7 : Spectre élastique correspondant (Newark-Hall 1982).....	39
Figure II.8: Application du spectre de réponse à l'oscillateur simple.	39
Figure II.9 : Spectre lissé.....	40
Figure II.10 : Exemple des spectres de réponse élastiques normalisés	41
Figure II.11 : Spectres inélastiques en utilisant.....	42
Figure II.12 : Spectre d'amplitude de Fourier (El Centro, N-S, 1940).....	43

Figure II.13 : Comportements élastique (b) et (c) et (a).....	44
Figure II.14 :Energie de déformation dans un comportement Erato-plastique.....	47
Figure II.15: Utilisation du spectre de réponse Erato-plastique.....	47
Figure. II.16 : Spectres normalisés ($\xi = 5\%$).....	48
Figure. II.17: Types de structures a et b.....	49
Figure. II.18 : Comportement des structures sous l'action sismique:	50
Figure. II.19 : Réponses d'un ouvrage rigide aux mouvements provoqués par l'action sismique...50	
Figure. II.20 : Oscillateur simple.....	52

CHAPITRE III PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

Figure III.1: Carte géologique du Nord-Est Algérien	54
Figure III.2: Carte sismotectonique du nord-est algérien (Harbi et al., 1999)	55
Figure III.3 : Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord.....	55
Figure III.4: Carte sismotectonique du Nord d'Algérie.....	56
Figure III.5 : Carte de zonage sismique du territoire nationale (d'après CGS 2003)	57
Figure III.6: Carte sismotectonique de l'Algérie du Nord	58
Figure III.7 : Carte de zonage sismique de territoire national après RPA99/ADDENDA.....	65
Figure III.8 : Carte de la province de Jijel.....	66
Figure III.9 : séisme de terre de Jijel dans la zone 1856.....	66

CHAPITRE IV CONSTRUCTION DES SPECTRES DE REPONSE

Figure IV. 1 : Oscillateur à un degré de liberté.....	71
Figure IV. 2 : L'accélérogramme de Jijel.....	72
Figure IV.3 : L'accélérogramme de Kherrata.....	72
Figure IV. 4 : L'accélérogramme de texanna.....	72
Figure IV. 5: Spectre de dimensionnement de Jijel.....	74
Figure IV. 6: Spectre de dimensionnement de Kherrata.....	74
Figure IV. 7: Spectre de dimensionnement de Texanna.....	74
Figure IV. 8: Spectre de dimensionnement.....	75

LISTE DES TABLEAUX

Tabule 1 : Echelle de Mercalli.....	17
Tableau II.1 :Quelques valeurs du facteur d'amplification recommandées par New mark et Hall ..38	
Tableau III. 1 : Principaux séismes d'Algérie (1365 - 2003.....	57
Tableau III. 2 : Classification sismique des wilayas d'Algérie.....	60
Tableau III. 3: Tremblement de terre Jijel il y a 22 ans.....	67
Tableau IV. 1 : Accélération spectral (Sa).	73

Dédicace

CE MODESTE TRAVAIL EST DEDIE

À NOS FAMILLES

À NOS AMIS

À NOTRE ENCADREUR

Dr AMMARGUERRAICHE

QUI NOUS A GUIDE ORIENTE.

À CHAQUE PROFESSEUR QUI NOUS

A APPRIS LES LETTRES

A TOUS CEUX QUI NOUS

CONNAISSENT ET NE NOUS

EPARGNENT

djamel et ali

ملخص

إن طيف التجاوب بالحسابي الذي تعرضها القوانين الجزائية المضادة للزلازل، هو وحيد وشامل لكل القطر. ولكننا المشروا الذي يطمح إلى إعداد طيف مناسب لكل منطقة ليس مستحيلا. تناولنا الموضوع في هذا الدراسة برسم طيف خاص بمنطقة جيجل باستعمال التسجيلات الزلزالية الحقيقية المتوفرة. ويمكن تكمينا لنقص الموجود في التسجيلات المحلية بتسجيلات اصطناعية مهيأة بواسطة الحاسوب. وقد تم التطبيق العددي على أمثلة بسيطة.

الكلمات المفتاحية: زلزال، تسار عال أرضية، الاستجابة الزلزالية، طيف الاستجابة

Résumé

Le spectre de calcul réglementaire tel que présenté par les Règles Parasismiques Algérienne est unique pour tout le territoire Algérien.

Le projet ambitieux d'un spectre spécifique de chaque région n'est pas impossible.

Dans cette étude, nous avons abordé le sujet par la construction d'un spectre propre à la région de Jijel sur la base de séismes réels disponibles. Le déficit en enregistrements sismiques locaux peut être pallié par des accélérogrammes artificiels simulés numériquement. Les applications ont été faites sur des cas numériques simples.

Mots clefs: Séisme, accélérogramme, réponse sismique, spectre de réponse

Abstract

The design Spectrum given by the Algerian seismic code (R.P.A.) is unique for the whole Algerian territory.

The ambitious project of a specific spectrum for each region is not impossible.

In this study, we have treated this subject by the construction of a spectrum characteristic of Jijel region on the basis of the available real earthquakes. The deficiency in local seismic records may be completed by the numerical simulation of artificial earthquakes.

Applications were made on simple numerical cases.

Keywords: earthquake, accelerogram, seismic response, Spectrum response

INTRODUCTION GENERALE :

Un séisme ou un tremblement de terre se traduit en surface par des vibrations du sol. Il provient de la fracturation des roches en profondeur. Cette fracturation est due à une grande accumulation d'énergie qui se libère, en créant ou en faisant rejouer des failles, au moment où le seuil de rupture mécanique des roches est atteint.

La croûte terrestre est constituée de plusieurs grandes plaques qui évoluent les unes par rapport aux autres : certaines s'écartent, d'autres convergent, et d'autres coulissent. Environ 90% des séismes sont localisés au voisinage des limites de ces plaques.

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

Schématiquement le scénario est le suivant : la région de la faille bloquée se déforme progressivement (déformation élastique lente) en accumulant de l'énergie, jusqu'à céder brutalement ; c'est la rupture sismique, les contraintes tectoniques se relâchent, la faille est à nouveau bloquée, et le cycle sismique recommence.

On peut aujourd'hui déterminer des zones à risques à long terme, par une approche probabiliste basée sur l'évaluation de l'aléa à partir de la sismicité historique (en tenant compte de la tectonique des plaques et de l'histoire sismique de la région) et de mesures instrumentales précises, qui permettent de localiser les failles susceptibles de déclencher des séismes. Cependant, il est impossible de savoir quand ils vont se déclencher. Un tremblement de terre, c'est un solide qui se casse. Or, on connaît mal le seuil de rupture d'objets aussi complexes que les roches. Par ailleurs, il est délicat de surveiller les roches qui se situent à plusieurs kilomètres de profondeur. Il faudrait pouvoir connaître précisément le temps de récurrence d'un séisme, ce qui n'est pas le cas.

Les spectres de réponse tirent leur origine et leur intérêt de l'assimilation, en première approximation, du comportement sismique d'un bâtiment à la réponse d'un oscillateur simple à un degré de liberté. La représentation en spectre de réponse vise à donner accès directement aux mouvements subis par le centre de gravité de la structure.

La représentation graphique d'un spectre de réponse est construite point par point en faisant varier la fréquence d'un oscillateur à un degré de liberté et en reportant cette fréquence en abscisse et le maximum temporel de la réponse à une sollicitation sismique en ordonnée. On obtient ainsi un spectre de réponse pour un amortissement fixé.

Les spectres de réponse élastiques sont très utilisés en ingénierie parasismique car, en première approximation, les structures simples peuvent être assimilées à un oscillateur à un degré de liberté dont la fréquence propre et l'amortissement sont à peu près connus. Les mouvements au centre de gravité peuvent alors être raisonnablement estimés dès lors que l'on suppose que la structure se comporte de manière élastique linéaire.

II) OBJECTIF DU TRAVAIL :

La préoccupation principale de cette recherche est de mettre en évidence :

-Etude et dessin du plan de riposte en Algérie, Province de Jijel comme modèle.

CHAPITRE I
Généralité sur les risques les
séismes

I.1. Introduction

Le séisme est le risque naturel majeur le plus meurtrier et quicause le plus de dégâts. De 1994 à 2004, les séismes ont fait plus de 80000 victimes dans le monde. Si le mécanisme du séisme est aujourd'hui mieux connu, tant du point de vue de son origine que de sa propagation, il reste encore un phénomène imprévisible.

Faute de prévisibilité, c'est donc par une approche statistique probabiliste que le problème est appréhendé. Plus encore que pour les autres catastrophes naturelles, la connaissance des phénomènes passés est la clef de l'avenir.

Les populations ne sont toutefois pas égales devant le danger. À magnitude équivalente, un séisme sera moins destructeur dans un pays préparé et qui a intégré dans sa culture la construction parasismique (cas des États-Unis notamment) que dans un pays défavorisé ou trop laxiste, où les règles de l'art ne sont pas respectées.

Cela ne signifie pas que les pays industrialisés sont à l'abri pour autant (séisme de Kōbe de 1995, Japon). Le propre de la construction parasismique n'est pas de protéger à tout prix, seulement de limiter les dégâts. Nulle ville dans le monde n'est réellement à l'abri d'un séisme majeur dépassant en intensité les prévisions initiales.

I.2. La naissance du séisme :

Un séisme correspond au glissement très brutal de deux parts de l'écorce terrestre appelés compartiments tectoniques, soit au sein de la couverture sédimentaire, soit dans la lithosphère elle-même (les 100 premiers kilomètres de la Terre). Ces compartiments, situés à plus ou moins grande profondeur, se trouvent séparés par une faille. Lorsque le jeu de la faille se produit, des ondes sismiques sont émises : elles se propagent jusqu'à la surface de la Terre où elles peuvent alors être détectées par des capteurs appelés sismomètres et enregistrées par des appareils [1]. C'est grâce à ces enregistrements dénommés sismogrammes que l'on peut localiser le séisme avec précision et en déterminer sa puissance. Si le séisme est suffisamment fort et si la région est habitée, ces ondes peuvent aussi être ressenties par l'homme et provoquer des dégâts. C'est grâce à ces enregistrements dénommés sismogrammes que l'on peut localiser le séisme avec précision et en déterminer sa puissance. Si le séisme est suffisamment fort et si la région est habitée, ces ondes peuvent aussi être ressenties par l'homme et provoquer des dégâts.

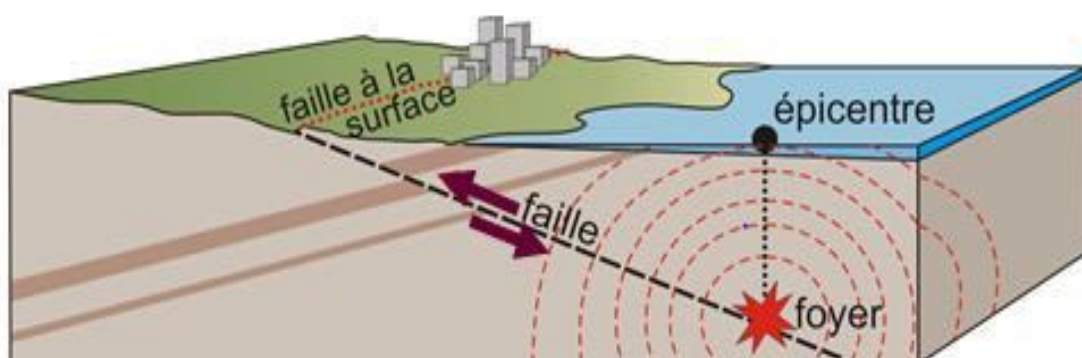


Figure I.1 : Mécanisme de rupture entraînant la propagation d'ondes génératrices de tremblement de terre. **Source :** MAZARS, J (2008). « Le risque sismique »

I.2.1. Origine des tremblements de terre :

Lorsqu'un matériau rigide est soumis à des contraintes de cisaillement, il va d'abord se déformer de manière élastique, puis, lorsqu'il aura atteint sa limite d'élasticité, il va se rompre, en dégageant de façon instantanée toute l'énergie qu'il a accumulé durant la déformation élastique. C'est ce qui se passe lorsque la lithosphère est soumise à des contraintes. Sous l'effet des contraintes causées le plus souvent par le mouvement des plaques tectoniques, la lithosphère accumule l'énergie. Lorsqu'en certains endroits, la limite d'élasticité est atteinte, il se produit une ou des ruptures qui se traduisent par des failles. L'énergie brusquement dégagee le long de ces failles causent des séismes (tremblements de terre). Si les contraintes se poursuivent dans cette même région, l'énergie va à nouveau s'accumuler et la rupture conséquente se fera dans les plans de faille déjà existants. A cause des forces de friction entre les deux parois d'une faille, les déplacements le long de cette faille ne se font pas de manière continue et uniforme, mais par coups successifs, dégageant à chaque fois un séisme. Dans une région donnée, des séismes se produiront à plusieurs reprises le long d'une même faille, puisque cette dernière constitue un plan de faiblesse dans la lithosphère. A noter que les séismes ne se produisent que dans du matériel rigide. Par conséquent, les séismes se produiront toujours dans la lithosphère, jamais dans l'asthénosphère qui est plastique. [2]

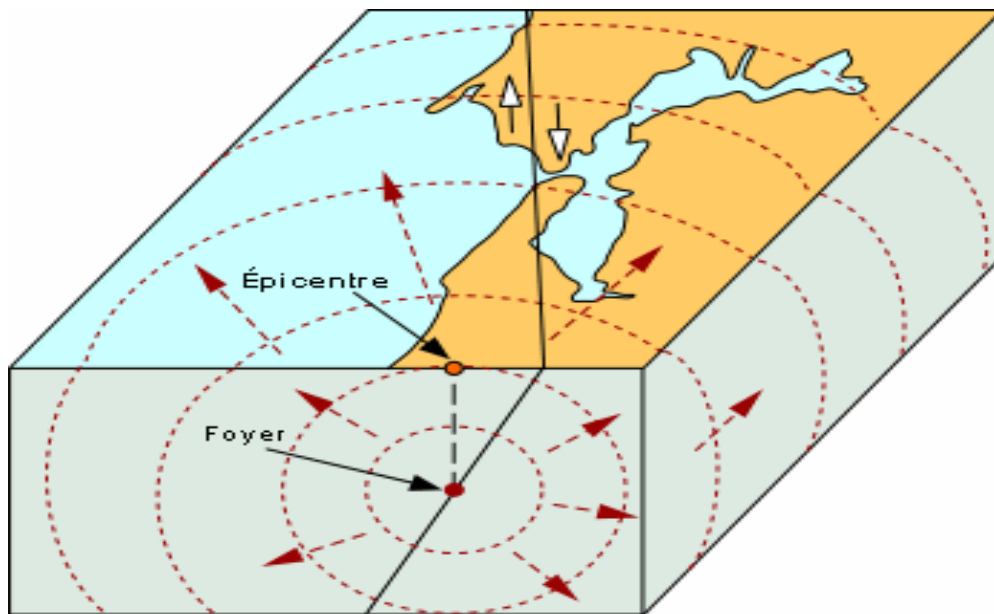


Figure I.2 : Naissance du séisme

Lorsqu'un séisme est déclenché, un front d'ondes sismiques se propage dans la croûte terrestre. On nomme foyer le lieu dans le plan de faille où se produit réellement le séisme, alors que l'épicentre désigne le point à la surface terrestre à la verticale du foyer.

On distingue deux grands types d'ondes émises par un séisme : les ondes de fond, celles qui se propagent à l'intérieur de la terre et qui comprennent les ondes **S** et les ondes **P**, et les ondes de surface, celles qui ne se propagent qu'en surface et qui comprennent les ondes de Love et de Rayleigh[2]

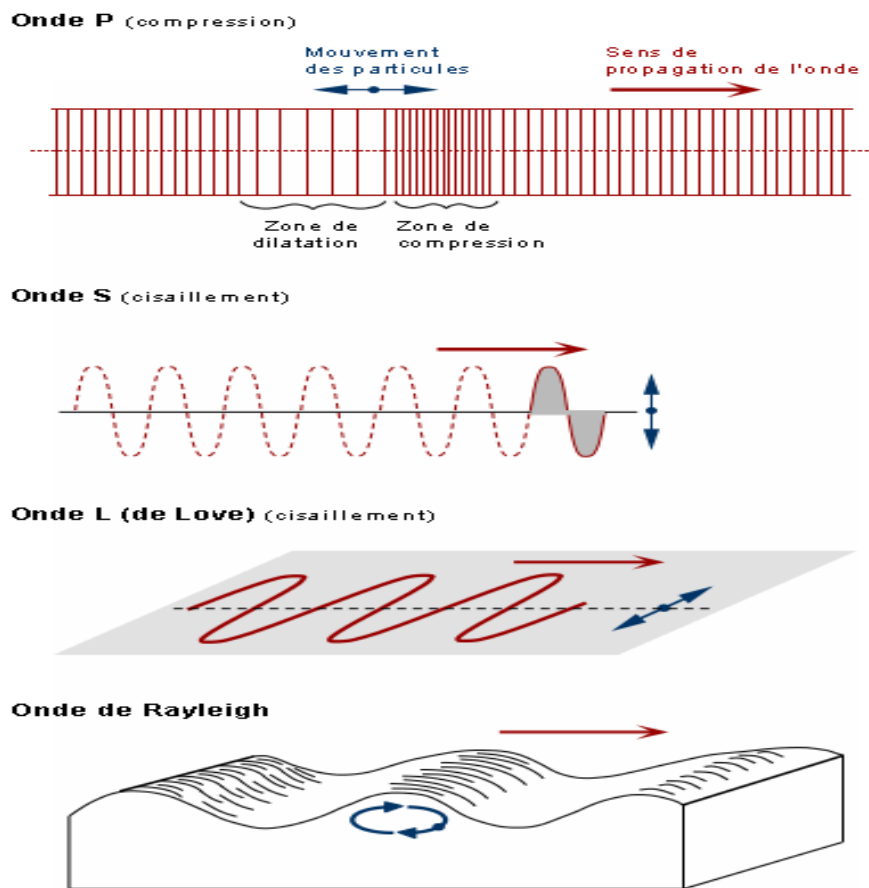


Figure I.3 : Ondes sismiques

Les **ondes P** sont des ondes de compression assimilables aux ondes sonores et qui se propagent dans tous les états de la matière. Les particules se déplacent selon un mouvement avant-arrière dans la direction de la propagation de l'onde. Les **ondes S** sont des ondes de cisaillement qui ne se propagent que dans les solides. Les particules oscillent dans un plan vertical, à angle droit par rapport à la direction de propagation de l'onde. Les ondes de Love ou **ondes L** sont des ondes de cisaillement, comme les ondes S, mais qui oscillent dans un plan horizontal. [2]

Elles impriment au sol un mouvement de vibration latéral. Les **ondes de Rayleigh** sont assimilables à une vague ; les particules du sol se déplacent selon une ellipse, créant une véritable vague qui affecte le sol lors des grands tremblements de terre.

I.2.2 Mesure d'un tremblement de terre :

Nous disposons de deux échelles pour évaluer les tremblements de terre : l'échelle de Mercalli et l'échelle de Richter. Aujourd'hui, nous n'utilisons que celle de Richter, mais les séismes du passé ne peuvent être évalués que selon celle de Mercalli.

L'échelle de **Mercalli** a été développée en 1902 et modifiée en 1931. Elle indique l'intensité d'un séisme sur une échelle de I à XII. Cette intensité est déterminée par deux choses : l'ampleur des dégâts causés par un séisme et la perception qu'a eu la population du séisme. Il s'agit d'une évaluation qui fait appel à une bonne dose de subjectivité. De plus, la perception de la population et l'ampleur des dégâts vont varier en fonction de la distance à l'épicentre. On a donc avec cette échelle, une échelle variable géographiquement. Mais, à l'époque, on ne possédait pas les moyens d'établir une échelle objective. [2]

L'échelle de **Richter** a été instaurée en 1935. Elle nous fournit ce qu'on appelle la magnitude d'un séisme, calculée à partir de la quantité d'énergie dégagée au foyer. Elle se mesure sur une échelle logarithmique ouverte ; à ce jour, le plus fort séisme a atteint 9,5 sur l'échelle de Richter (Chili). Cette fois, il s'agit d'une valeur qu'on peut qualifier d'objective : il n'y a qu'une seule valeur pour un séisme donné. Aujourd'hui, on utilise un calcul modifié du calcul originel de Richter, en faisant intervenir la dimension du segment de faille le long duquel s'est produit le séisme

Table 1 :Echelle de Mercalli

ÉCHELLE D'INTENSITÉ DE MERCALLI	MAGNITUDE À L'ÉCHELLE RICHTER
I Séisme perçu uniquement par quelques personnes dans des circonstances particulières; détecté seulement par des instruments très sensibles.	2
II Perçu par quelques personnes au repos et se trouvant aux étages supérieurs; balancement d'objets suspendus.	3
III Perçu principalement par des personnes à l'intérieur des édifices. Les automobiles stationnées peuvent bouger.	
IV Perçu par la plupart des gens à l'intérieur des édifices et par certains à l'extérieur; suffisant pour réveiller certaines personnes. Bruits de vaisselle, fenêtres et portes.	4
V Perçu par presque tout le monde; plusieurs personnes sont réveillées. Bris de vaisselle et de fenêtres; les objets instables sont renversés.	5
VI Perçu par tout le monde; plusieurs personnes sont effrayées et courent à l'extérieur; quelques meubles sont déplacés; quelques morceaux de plâtre tombent et quelques dommages aux cheminées. Dommages légers.	
VII La plupart des gens paniquent et courent à l'extérieur; dommages minimes aux constructions conçues pour les zones sismiques, de minimes à moyens chez les bonnes constructions ordinaires, importants chez les mauvaises constructions. Meubles renversés.	6
VIII Dommages légers aux constructions conçues pour les zones sismiques, importants chez les bonnes constructions ordinaires avec des effondrements possibles, catastrophiques chez les mauvaises constructions.	7
IX Dommages considérables aux constructions conçues pour les zones sismiques. Edifices déplacés sur leurs fondations. Fissuration du sol. Bris des canalisations souterraines.	
X Quelques bonnes constructions en bois et la plupart des constructions en maçonnerie sont détruites. Sol fortement fissuré. Plusieurs glissements de terrain se produisent.	8
XI Très peu de constructions en maçonnerie restent debout; rails tordus; ponts détruits. Grandes fissures dans le sol.	
XII Destruction quasi totale. Ondulations visibles à la surface du sol. Objets projetés dans les airs.	9

Le graphique qui suit met en relation, la magnitude des séismes, sur échelle arithmétique, et l'énergie dégagée au foyer, sur échelle logarithmique ; il présente aussi une comparaison entre quelques séismes les plus connus. [2]

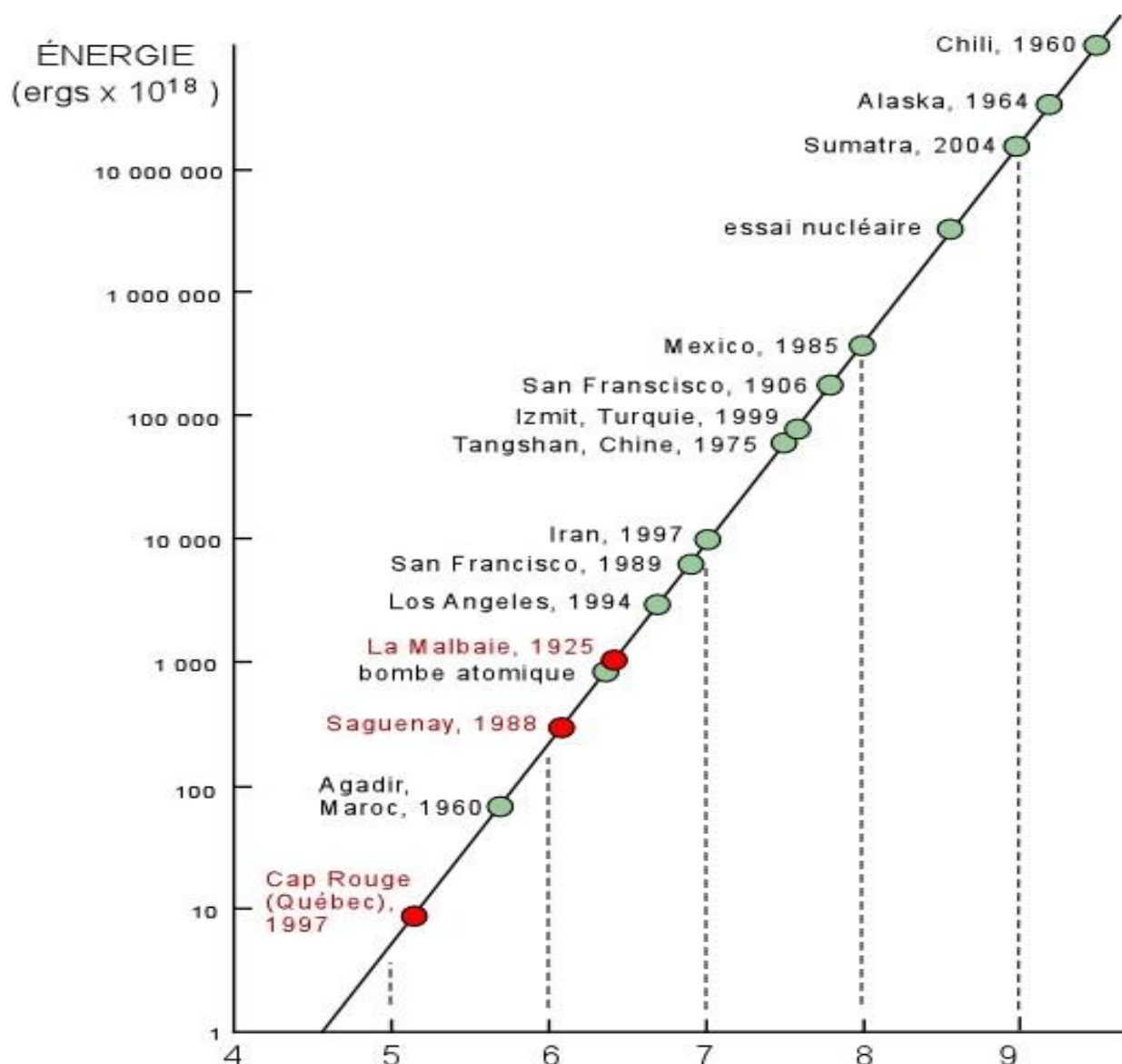


Figure I.4 : magnitude al échelle Richter

Un des grands séismes du Québec est celui de la Malbaie, en 1925. On le place ici avec une magnitude de l'ordre de 7, au même niveau que celui de San Francisco en 1989, mais il faut voir qu'en 1925, l'échelle de Richter n'était pas connue et qu'on ne possédait pas les instruments pour enregistrer l'énergie dégagée au foyer. C'est uniquement par comparaison avec son intensité évaluée à 11 sur l'échelle de Mercalli qu'on suppose que sa magnitude était de cet ordre. Cette courbe nous montre, qu'avec une progression arithmétique de la magnitude, l'énergie dégagée au foyer croît de manière exponentielle.

En clair cela signifie qu'un séisme de magnitude 8, comme celui de Mexico en 1985 n'est pas 25% plus fort qu'un séisme de magnitude 6 comme celui de Saguenay en 1988, mais 1000 fois plus fort.

I.2.3 Localisation d'un tremblement de terre à la surface de la planète :

En moins d'une heure après un tremblement de terre, on nous annonce son épicentre. Comment arrive-t-on à localiser aussi rapidement et avec autant de précision un séisme ?

Les ondes P se propagent plus rapidement que les ondes S; c'est cette propriété qui permet de localiser un séisme. Les ondes sismiques sont enregistrées en plusieurs endroits du globe par des appareils qu'on nomme sismographes. En gros, il s'agit d'un appareil capable de "sentir" les vibrations du roc ; ces vibrations sont transmises à une aiguille qui les inscrit sur un cylindre qui tourne à une vitesse constante. On obtient un enregistrement du type de celui-ci. [2]

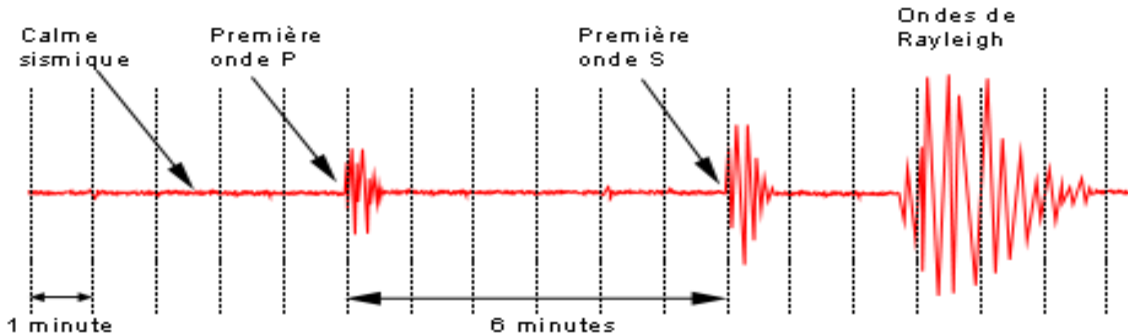


Figure I.5 Sismogramme typique d'un séisme lointain

P, S, L : arrivées des ondes P, S et L respectivement ;
M maximum des ondes de surface.

En un lieu donné, comme les ondes P arrivent en premier, il y aura sur l'enregistrement sismographique un décalage entre le début d'enregistrement des deux types d'ondes ; ici par exemple, il y a un retard de 6 minutes des ondes S par rapport aux ondes P.

Les vitesses de propagation des deux types d'ondes dans la croûte terrestre ont été établies et on possède par conséquent des courbes étalonnées, comme celle-ci.

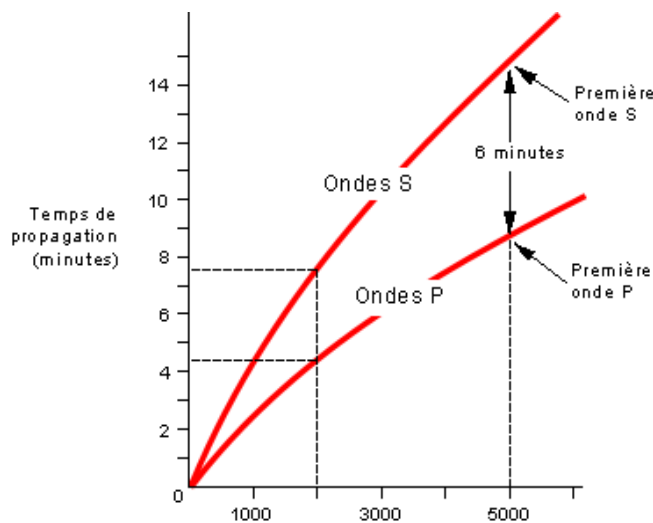


Figure I.6 :distance de l'épicentre

Ce graphique nous dit, par exemple, que pour franchir une distance de 2000 kilomètres, l'onde P mettra 4,5 minutes, alors que l'onde S mettra 7,5 minutes pour parcourir la même distance ; il y a un décalage de 3 minutes. Pour un séisme donné, il s'agit de trouver à quelle distance sur ce graphique correspond le décalage obtenu sur l'enregistrement sismographique ; on obtient alors la distance entre le séisme et le point d'enregistrement. Dans notre exemple, la distance qui correspond à un décalage de 6 minutes est de 5000 km. Ceci ne nous donne cependant pas le lieu du séisme à la surface du globe. Pour connaître ce point, il nous faut au moins trois enregistrements. [2]



Figure I.7 : Localisation du lieu d'un séisme à la surface du globe.

Dans cet exemple, considérons les enregistrements d'un séisme en trois points : Halifax, Vancouver et Miami. Les enregistrements indiquent que le séisme se situe dans un rayon de 560 km d'Halifax, un rayon de 3900 km de Vancouver et un rayon de 2500 km de Miami. On situe donc le séisme au point d'intersection des trois cercles, soit à La Malbaie. En pratique, on utilise évidemment plus que trois points.

I.2.4 Tsunami et raz de marée : catastrophe consécutive à un séisme :

Le tsunami (nom tiré du japonais) engendre un phénomène particulièrement destructeur consécutif à un mouvement du fond sous-marin généré par un séisme, une éruption volcanique ou un glissement de terrain. Il est en quelque sorte sournois parce qu'il peut survenir plusieurs heures après l'événement. Ce schéma illustre la nature d'un tsunami engendré par un soulèvement du fond marin causé par un séisme..[2]

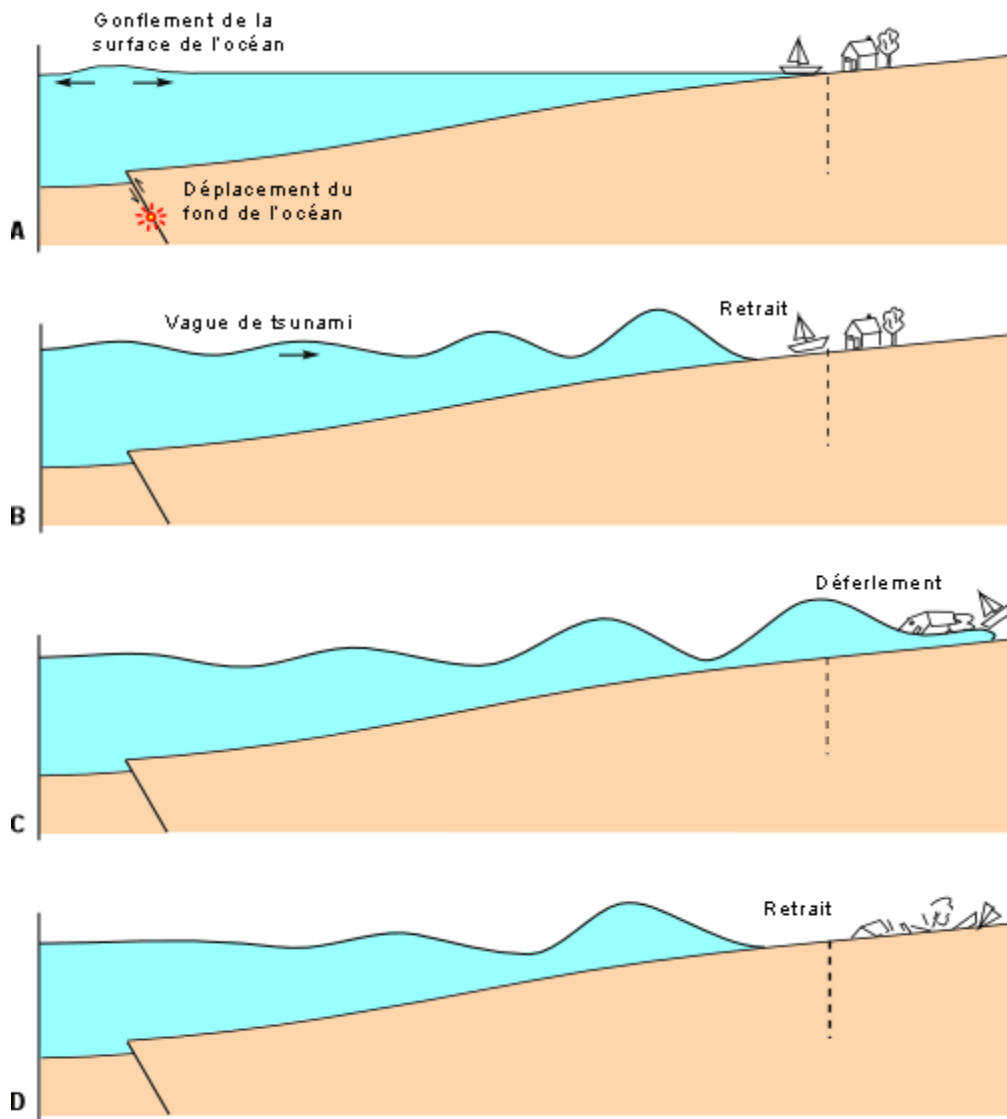


Figure I.8 :Soulèvement du fond marin causé par un séisme

(A) Le soulèvement du fond marin engendre un gonflement de la masse d'eau. Ce gonflement donne lieu à une vague qui en surface de l'océan est à peine perceptible (de quelques centimètres à moins d'un mètre d'amplitude en général), mais qui s'enfle en eau peu profonde pour atteindre des amplitudes pouvant aller jusqu'à 30 m. La vitesse de propagation de ces vagues est de 500 à 800 km/heure en eau profonde (milliers de mètres), diminuant à quelques dizaines de km/heure en eau peu profonde (moins de 100 m). La périodicité des vagues est de l'ordre de 15 à 60 minutes. Ainsi, un tsunami initié par un mouvement du fond marin à la suite d'un séisme qui se sera produit à 1000 km des côtes viendra frapper ces dernières environ 2 heures plus tard. On peut aisément imaginer l'effet destructeur de telles vagues déferlantes sur les côtes habitées et les populations. Le phénomène de la vague déferlante qui balaie tout sur son passage est appelée raz de marée.

(B) À l'approche de la première vague de tsunami, il se produit d'abord un retrait de la mer (ce qui est de nature à attirer les curieux!).

(C) Vient ensuite la première vague.

(D) Celle-ci peut être suivie d'un second retrait, puis d'une autre vague, et ainsi de suite. On compte normalement quelques vagues seulement qui en général diminuent progressivement en amplitude..[2]

Le **26 décembre 2004**, l'île de Sumatra (Indonésie) a connu un des plus grands séismes jamais enregistrés ($M = 9,0$). Ce dernier a engendré un puissant tsunami qui s'est propagé dans tout le golfe du Bengale et dans l'océan indien, causant une destruction indescriptible. Vous trouverez un résumé de ce triste événement en cliquant. [2]

I.3 Les tremblements de terre et la tectonique des plaques :

I.3.1 La tectonique des plaques :

La tectonique des plaques, dont le principe est connu depuis la seconde moitié du XXe siècle, est à l'origine des chaînes de montagne et de phénomènes tels que les séismes et le volcanisme.

La lithosphère (croûte et manteau supérieur) est morcelée en plusieurs fragments, appelés plaques, qui constituent la surface terrestre. En raison des mouvements de convection au sein du manteau, ces plaques sont mobiles les unes par rapport aux autres, avec des vitesses de quelques centimètres par an. Les mouvements des plaques peuvent être divergents (extension), convergents (compression) ou en coulissage (cisaillement). [2]

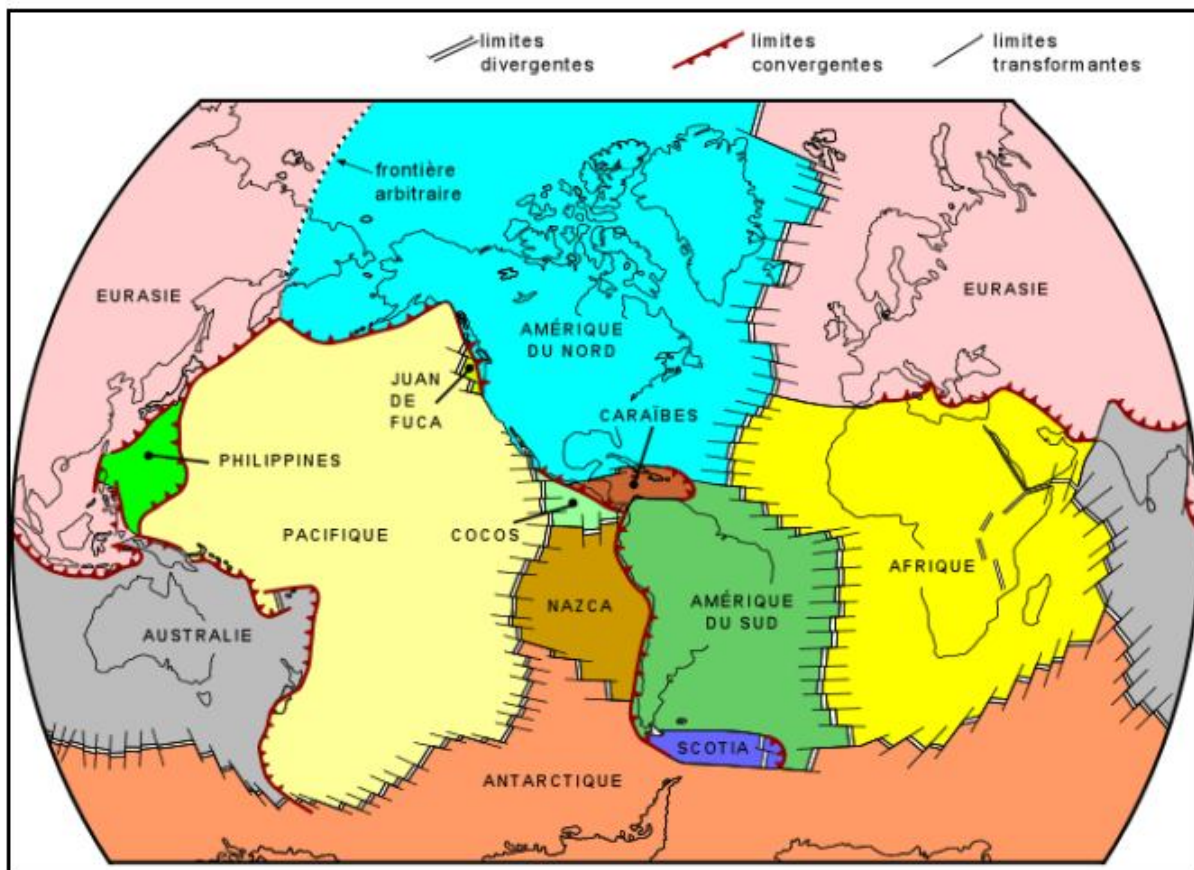


Figure I.9 : Répartition planétaire des plaques lithosphériques

I.3.2 Les tremblements de terre :

Les séismes n'ont pas une répartition aléatoire à la surface de la planète, mais sont répartis selon un patron bien défini. Cette répartition ordonnée vient appuyer la théorie de la tectonique des plaques, particulièrement, en ce qui concerne l'existence de zones de subduction. On retrouve les séismes surtout aux frontières des plaques lithosphériques. De plus, on distingue trois classes de séismes, en fonction de la profondeur où ils se produisent: les **séismes superficiels** qui se produisent en faible

profondeur, soit dans les premières dizaines de kilomètres, et qui se retrouvent autant aux frontières divergentes, c'est à dire le long des dorsales médio-océaniques qu'aux frontières convergentes au voisinage des fosses océaniques; les **séismes intermédiaires** qui se produisent entre quelques dizaines et quelques centaines de kilomètres de profondeur et se concentrent uniquement au voisinage des limites convergentes; les **séismes profonds** qui se produisent à des profondeurs pouvant atteindre les 700 km, soit en pratique la base de l'asthénosphère, et qui se trouvent exclusivement au voisinage de limites convergentes. . [2] A la **convergence de plaques**, les trois classes de séismes se distribuent selon un patron défini. Prenons comme exemple la zone de convergence Kouriles-Japon dans le nord-ouest du Pacifique.

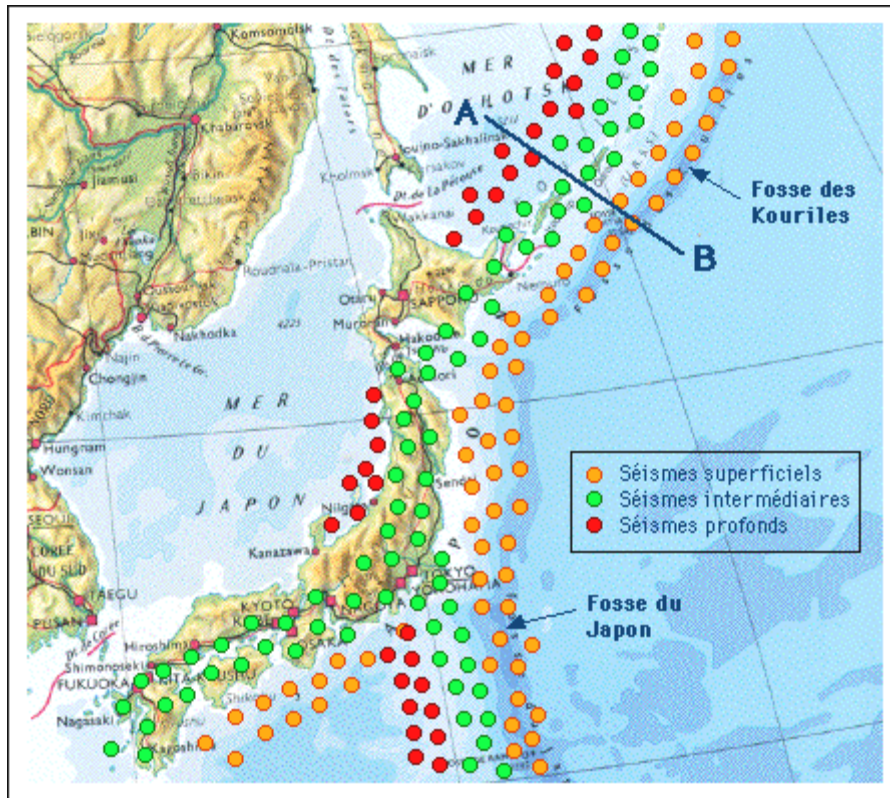


Figure I.10 :Séismes en zone de convergence Kouriles-Japon dans le nord-ouest du Pacifique

On y voit que les trois classes de séismes se répartissent selon des bandes parallèles aux fosses océaniques : d'est en ouest, séismes superficiels, séismes intermédiaires et séismes profonds. Pour comprendre cette répartition, faisons une coupe (A-B) à la hauteur des Kouriles..[2]

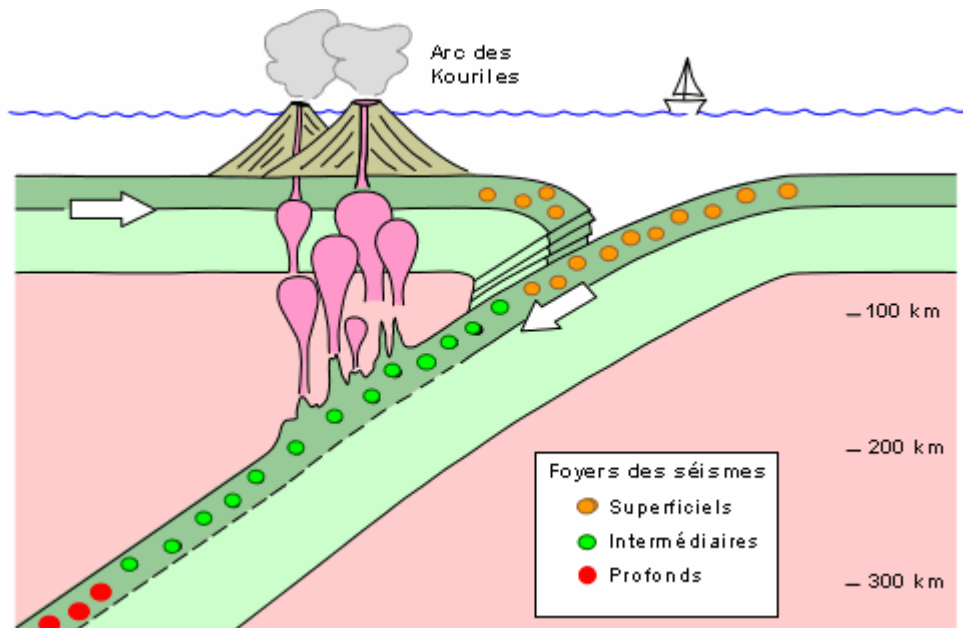
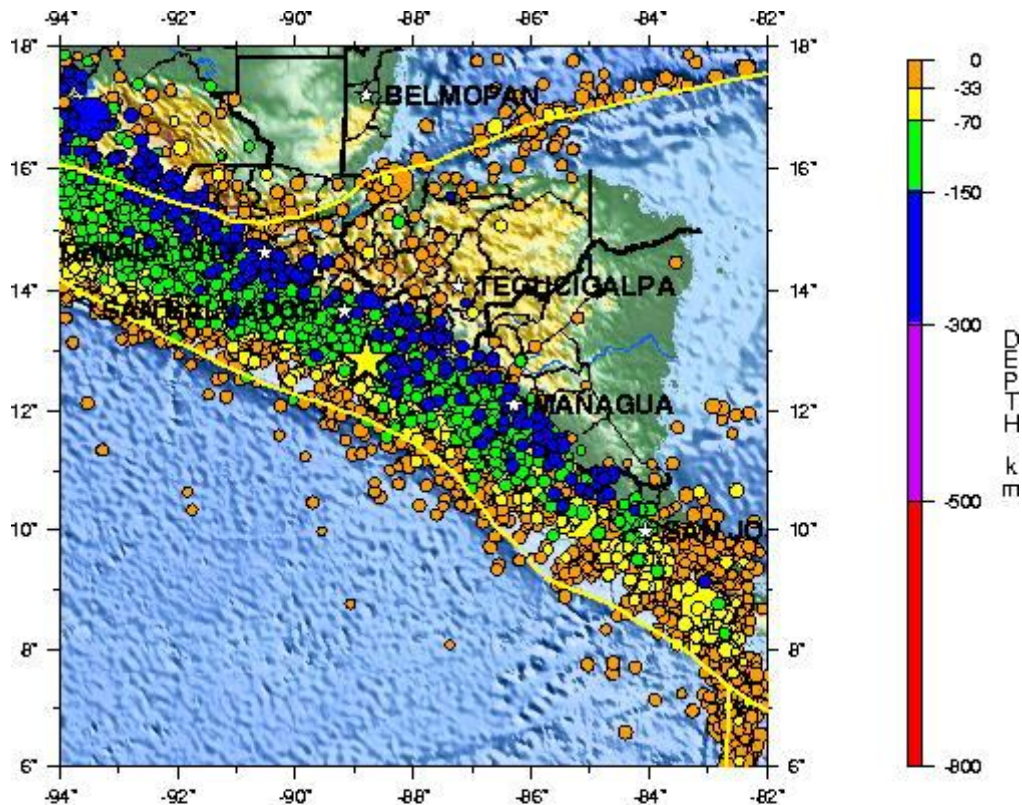


Figure I.11 : Séismes en zone de convergence Kouriles-Japon dans le nord-ouest du Pacifique

Cette coupe montre que la plaque du Pacifique, à droite, vient s'enfoncer sous la plaque eurasienne, à gauche, provoquant le volcanisme qui forme l'arc insulaire des Kouriles. Là où les deux plaques lithosphériques rigides entrent en collision et se courbent, les fractures dans la lithosphère produisent des séismes de faible profondeur. L'enfoncement d'une plaque rigide dans l'asthénosphère plastique ne se fait pas sans ruptures et fractures dans cette plaque, ce qui déclenche des séismes intermédiaires et des séismes profonds. Puisque les séismes ne peuvent être initiés que dans du matériel rigide, cassant, on a ici une belle démonstration qu'il y a bel et bien enfoncement de plaque lithosphérique rigide dans l'asthénosphère, sinon il n'y aurait pas de séismes intermédiaires et profonds. C'est la raison pour laquelle les séismes intermédiaires et profonds sont confinés aux frontières convergentes. La répartition des foyers des trois classes de séismes dans cette plaque qui s'enfonce explique la répartition des épicentres en surface. [2].

Voici une bonne illustration de ce qui vient d'être dit. Cette carte présente l'historique des séismes au El Salvador. Elle est tirée du site <http://neic.usgs.gov/> qui donne beaucoup d'information sur ce séisme du 12 janvier 2001 et que vous êtes invités à visiter. Elle montre la répartition des séismes en fonction de leur profondeur..[2]



OFF COAST OF CENTRAL AMERICA

01/01/13 17:33:29 UTC 12.83N 88.79W Depth: 39.0 km 7.6Mw

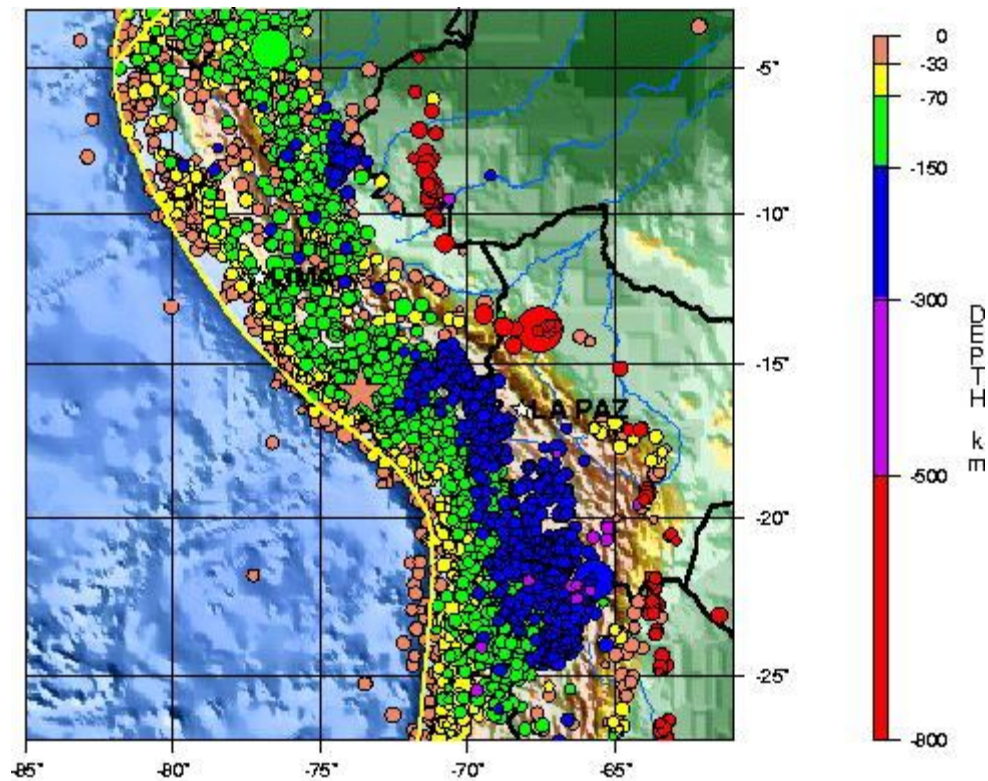
Seismicity 1977 - Present, Plate Boundaries in Yellow

USGS National Earthquake Information Center 01/01/13 22:51:09 UTC

Figure I.12 : tremblement de terre à San Salvador

Pouvez-vous identifier les plaques tectoniques impliquées (il y en a trois, délimitées par les traits jaunes) ?

Cette autre carte, tirée du même site internet, présente l'historique des séismes dans le sud du Pérou. La région d'Arequipa, à quelques 750 km au sud-est de Lima, la capitale a connu, le 23 juin 2001, un séisme qui se classe parmi les plus grands (magnitude de 8,1 sur l'échelle de Richter). Sa localisation est indiquée par l'étoile.



SOUTHERN PERU.

2001 06 23 20:33:15.7 15.906S 73.622W Depth: 33N km 6.5mb 8.2MS

Seismicity 1977 - 1997, Plate Boundaries in Yellow

USGS National Earthquake Information Center

Figure I.13 :tremblement de terre à peru

La carte présente les séismes en fonction de leur profondeur. Comme pour la carte précédente, pouvez-vous identifier les plaques tectoniques impliquées et le contexte tectonique Pouvez-vous expliquer cette distribution des épacentres des séismes

A la **divergence de plaques**, la lithosphère océanique dépasse rarement les 10-15 km, ce qui fait qu'il ne peut y avoir que des séismes superficiels. Les mouvements qui se produisent sous la lithosphère (convection) se font dans une asthénosphère plastique et par conséquent ne peuvent engendrer de ruptures.[2]

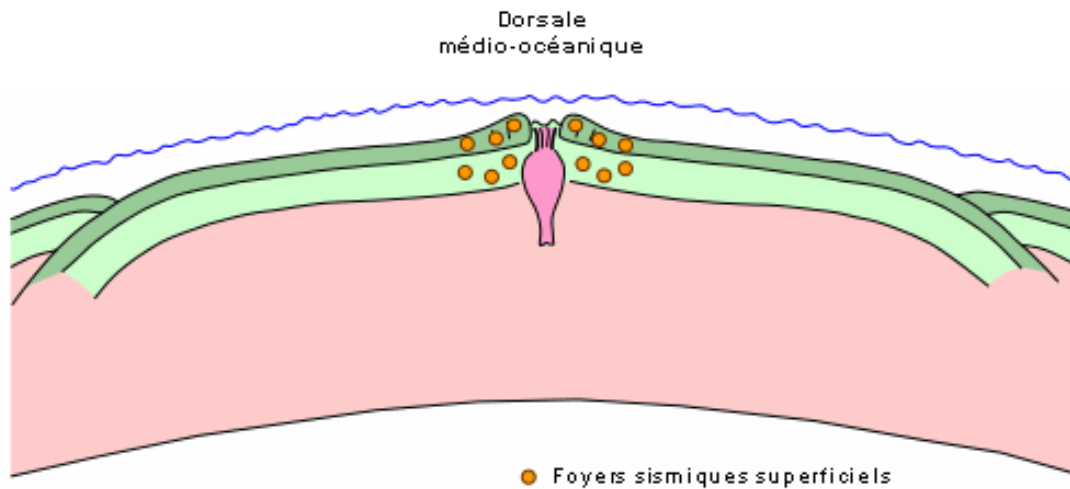


Figure I.14 : foyers sismiques superficiels

Même si la grande majorité des séismes se situe aux frontières de plaques, il n'en demeure pas moins qu'on connaît de l'activité sismique intraplaque, c'est à dire à l'intérieur même des plaques lithosphériques. Par exemple, les séismes associés aux volcans de points chauds sur les plaques océaniques sont communs (voir au point 1.3.2). Il y a aussi des séismes intraplaques continentales, plus difficile à expliquer. Un cas près de nous est la sismicité de la région de Charlevoix, au Québec..[2]

I.4 Type des séismes :

Comme cela a été évoqué précédemment, l'activité sismique est principalement liée à la tectonique des plaques. **Figure I.15**

➤ Les séismes inter-plaques :

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

➤ Les séismes intra-plaque :

Même à l'intérieur des plaques tectoniques, des failles peuvent jouer et occasionner des séismes. Généralement moins violents que les précédents, ils correspondent à des réajustements des pressions dans la croûte terrestre. Ce sont plus particulièrement ces séismes que l'on observe en France métropolitaine.

➤ Les séismes liés à l'activité volcanique :

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

➤ Les séismes liés à l'activité humaine :

Certaines activités humaines peuvent occasionner des séismes, généralement modérés. Il s'agit notamment de la mise en eau des barrages ou d'exploitation des gisements souterrains (gaz, minerais, etc.)

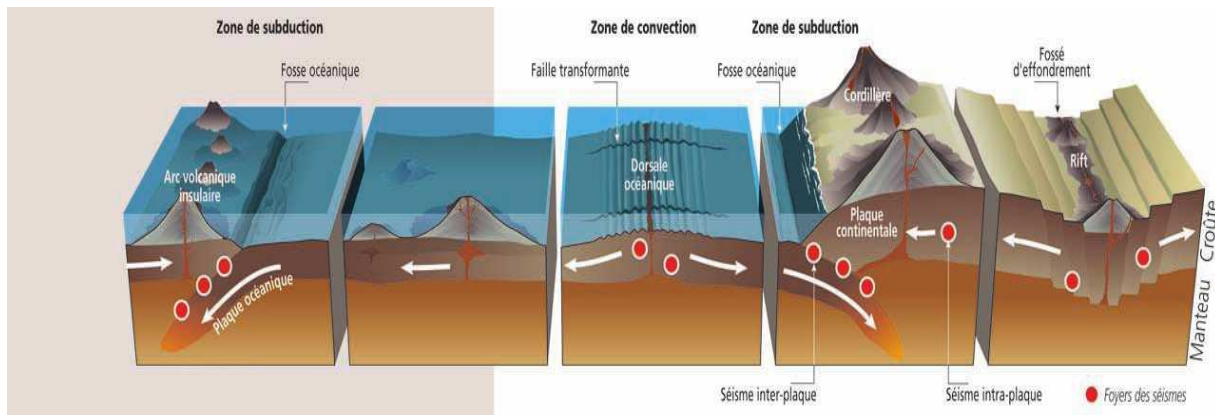


Figure I.15 : Composantes de l'action sismique

I.5 Causes des séismes de terre :

- Il y a certaines raisons qui conduisent aux tremblements de terre et aux perturbations dans les couches de la terre, qui sont le mouvement des sédiments sur une grande surface de la terre en grande quantité, et l'apparition de poids dans cette zone, ce qui provoque des perturbations dans cela. Les couches de la terre et le mouvement des couches de la croûte terrestre, puis les tremblements de terre se produisent.
- La température élevée à l'intérieur de la terre fait fondre les composants des roches, érodant ainsi les couches rocheuses, et elles se déplacent spontanément, puis un tremblement de terre se produit.
- Parmi les causes les plus importantes de tremblements de terre figurent également les éruptions volcaniques, qui affectent négativement les couches de la terre, et donc l'émergence de vibrations.

I.6 Le Risque Sismique :

Le passage de l'aléa au risque suppose la prise en compte des enjeux soumis à l'aléa.

➤ Les préjudices humains :

Les séismes sont des phénomènes naturels pouvant être très destructeurs. Les victimes humaines directes sont pour la plupart concernées par l'effondrement des bâtiments, les mouvements de terrain associés ou les tsunamis dans le cas de séismes sous-marins. Mais les grands séismes destructeurs occasionnent également un grand nombre de victimes indirectes du fait des ruptures de canalisation de gaz et des violents incendies qui s'ensuivent (San Francisco, Tokyo, etc.). Les populations sans abri doivent parfois être déplacées vers des zones moins affectées, ce qui augmente encore le préjudice psychologique des victimes.

➤ Les préjudices matériels :

Les dommages matériels dépendent de l'amplitude et de la durée du mouvement du sol, ainsi que du mode de construction. Il peut s'agir de détérioration des structures (fissuration) ou de destructions (écroulement des bâtiments). Outre les habitations, les séismes ont un impact très fort sur l'économie :

destruction des infrastructures (ponts, routes, voies ferrées, etc.), détériorations de l'outil de production (usines), rupture des conduites d'eau, de gaz et d'électricité pouvant provoquer incendies, explosions, électrocutions.

➤ **Les effets sur l'environnement :**

Les grands séismes peuvent occasionner des désordres dans l'environnement. Pour les séismes les plus forts, le jeu des failles peut faire apparaître des dénivellations ou des décrochements de plusieurs mètres, avec parfois changement total de paysage (vallées barrées par des glissements de terrain et transformées en lacs, rivières déviées, etc.). Des sources peuvent se tarir, de nouvelles peuvent apparaître.

I.7 L'impact des séismes sur les structures :

Après chaque tremblement de terre majeur, les images de désolation se répètent invariablement. Pour cerner la difficulté du problème, il faut comprendre les particularités des sollicitations Sismiques et la raison pour laquelle elles sont si redoutables pour les bâtiments. Un séisme est Un événement violent et extraordinaire qui peut provoquer l'endommagement, voire même L'effondrement, des structures.

Cependant, si les secousses sismiques provoquent des catastrophes, c'est surtout parce qu'elles agissent sur les structures d'une façon très particulière, bien différente de celle des autres charges. [3]

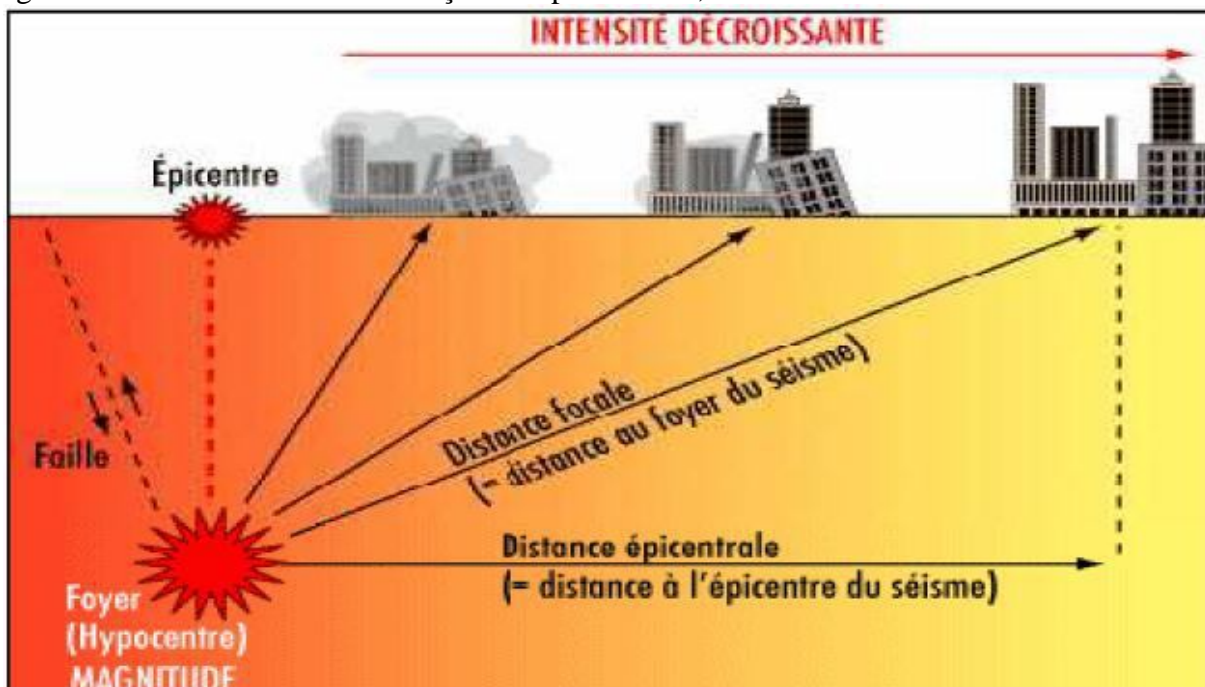


Figure1.16 : Mouvement et caractéristique d'un séisme

I.8 Enregistrement des séismes :

Un sismographe est un appareil que l'on emploie pour enregistrer les chocs et vibrations créés par les tremblements de terre. Un sismographe doit être attaché à la surface de vibration de la Terre et vibre en même temps que cette surface.

Pour mesurer le mouvement vertical, les sismographes emploient une masse lourde supportée par un ressort. Le ressort est attaché au support qui est lui-même connecté à la terre. Lorsque la terre vibre, le ressort se comprime et se décomprime, mais la masse reste presque stationnaire. Pour mesurer le mouvement horizontal, la masse lourde est suspendue comme un pendule - il y a un appareil pour mesurer les mouvements est-ouest et un autre pour mesurer les mouvements nord-sud. Les sismographes modernes sont capables de détecter des vibrations aussi petites que 10-8 centimètre.(OULD NAHI Mohamed lemin2017)

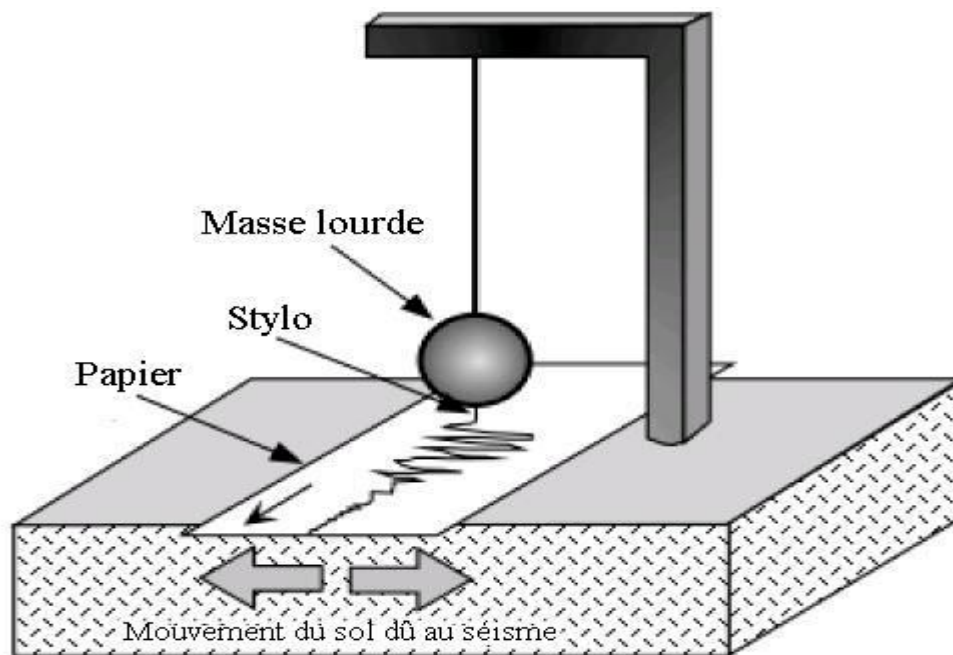


Figure I.17. Schéma simplifié d'un sismographe

I.9 Conclusion :

Un tremblement de terre est un événement bref et soudain qui se produit à la surface de la Terre. Cela se manifeste par des secousses assez violentes, qui peuvent causer des dégâts importants et de nombreuses victimes.

L'intensité du tremblement de terre est déterminée à l'aide de M.S.K. Les courbes égales relient les points qui ont ressenti un tremblement de terre particulier avec la même intensité. Un épicentre est la zone de la surface de la Terre où l'intensité d'un tremblement de terre est la plus grande.

Les zones sismiques présentent des failles de part et d'autre desquelles la terre s'est déplacée. Dans ces zones, en profondeur, les roches sont soumises à de grandes forces. Ces roches emmagasinent ces forces puis se brisent d'un coup : c'est un tremblement de terre. Le point de rupture s'appelle la mise au point.

Au niveau du pôle, des vibrations (ondes sismiques) sont générées. L'énergie libérée au moment de la rupture est mesurée à l'aide de l'échelle de Richter. L'épicentre est situé à l'aplomb du foyer : la première zone atteinte par les ondes.

Les ondes sismiques se propagent dans toutes les directions et peuvent être enregistrées par un sismomètre.

CHAPITRE II
LES SPECTRE DE REPONSE

II.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 :

Faute de pouvoir, et pour longtemps encore sans doute-prévoir ou empêcher les séismes, nous devons nous efforcer d'en limiter les dégâts. Cette démarche commence par la connaissance détaillée de l'action sismique à savoir : la naissance du séisme, la formation et la propagation des ondes, la représentativité des accélérogrammes et des spectres associés, etc. L'aboutissement de toutes ces connaissances nous mèneront certainement à une construction parasismique.

II.2. Mouvement sismique :

Le 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 (Figure II.1). Le mouvement sismique est souvent caractérisé par : [7].

II.2.1. L'énergie E :

Pour évaluer l'énergie émise au cours d'un séisme donné, il suffit en théorie de déterminer l'énergie contenue dans les ondes P et S enregistrées en une station, en tenant compte du mécanisme focal et des propriétés des milieux traversés [7].

La formule qui permet de relier la magnitude à l'énergie s'écrit de la façon suivante :

$$\log E_{\text{joules}} = 4,8 + 1,5 M \quad (2.1)$$

Avec M : Magnitude des séismes superficiels à partir des ondes de surface.

E : C'est l'énergie libérée au foyer (hypocentre)

II.2.2. La Magnitude M :

La notion de 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 situés à des distances quelconques de l'épicentre. [7].

La magnitude est calculée soit à partir de l'amplitude du signal enregistrée 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 un même séisme. [7].

II.2.3. L'intensité I (échelle de MERCALLI) :

L'intensité I est mesurée par l'importance des secousses perçues, donc des dégâts occasionnés, qui varient principalement en fonction de la distance par rapport à l'épicentre et de la profondeur du foyer, mais aussi de la vulnérabilité des constructions [7] (Figure II.1)

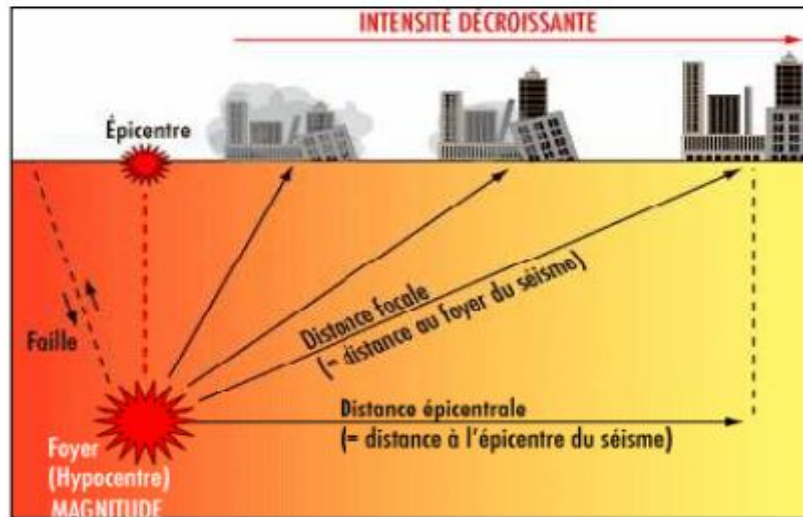


Figure II.1 : Mouvements et caractéristiques d'un séisme

II.3. Représentation de signal sismique :

II.3.1. Notions de période et d'amplitude d'une onde :

La période et l'amplitude caractérisent les phénomènes ondulatoires (figure II.2). Pour les séismes, il peut s'agir de caractériser le déplacement des particules du sol, leur vitesse de déplacement et leur accélération. Les caractéristiques du mouvement ondulatoire dépendent de l'action des ondes sismiques sur les constructions [8].

- **La période** : c'est la durée d'un cycle d'oscillations, ou bien l'inverse de la fréquence, ou bien le nombre de cycles par seconde. La notion de périodicité d'une sollicitation dynamique d'origine sismique sera fondamentale pour la compréhension du comportement dynamique des structures. [8].
- **L'amplitude d'onde** traduit « l'énergie du mouvement ondulatoire ».

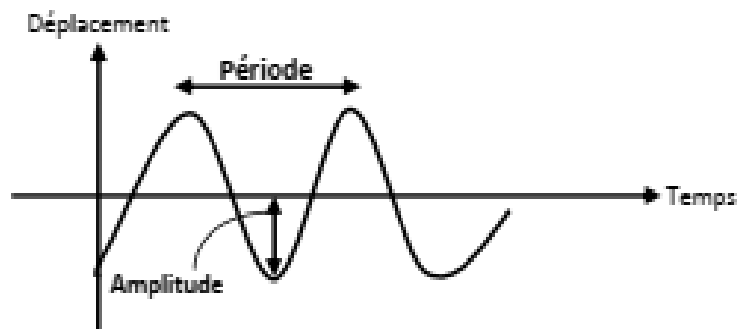


Figure II.2 : Mouvement ondulatoire

II.3.2. Définition du signal sismique :

Le signal sismique est complexe et aléatoire. Il peut être représenté comme la superposition d'ondes (des différents types) de fréquences variées dont l'amplitude est plus ou moins importante [9] (figure II.3).

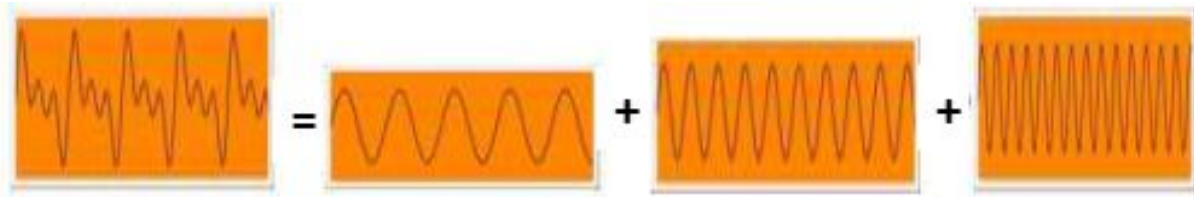


Figure II.3. :L'addition d'oscillations simples plus ou moins énergétiques.

II.3.3. Modification des ondes par les sites :

Le signal sismique parvenant sur chaque site pour un séisme donné est sensiblement

(différent figure II.4). C'est à ce signal (fréquences, amplitudes et durée) que la construction devra résister et pas à une quantité d'énergie dépendant seulement de la magnitude du séisme et de la distance épacentrale [10].

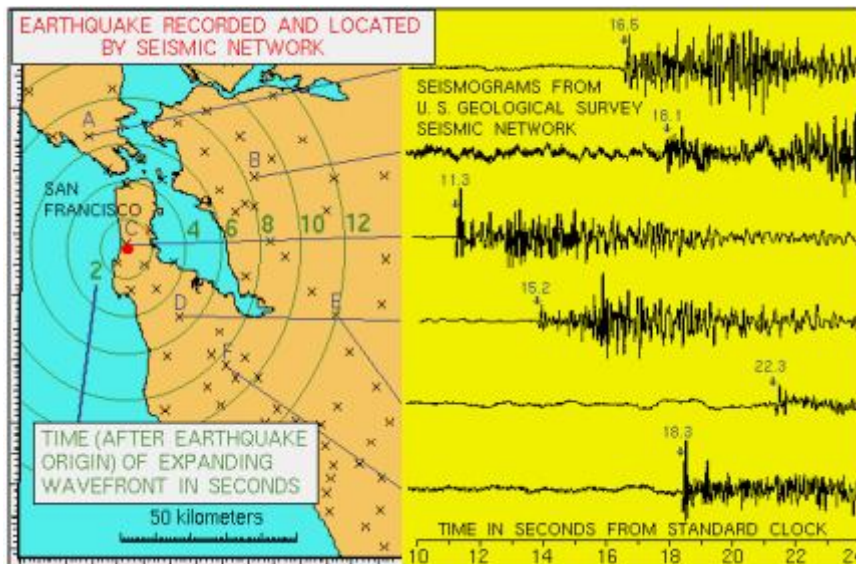


Figure II.4. :Exemple d'enregistrements d'un même séisme en des points différents

II.3.4. 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'inertie 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 [10].

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 cependant 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 (Figure II.5). 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 vibration c'est à dire par un période propre une déformée propre et un coefficient d'amortissement ζ . Le cumul de réponses de ces oscillateurs simples permet d'obtenir la réponse de la structure. [10]

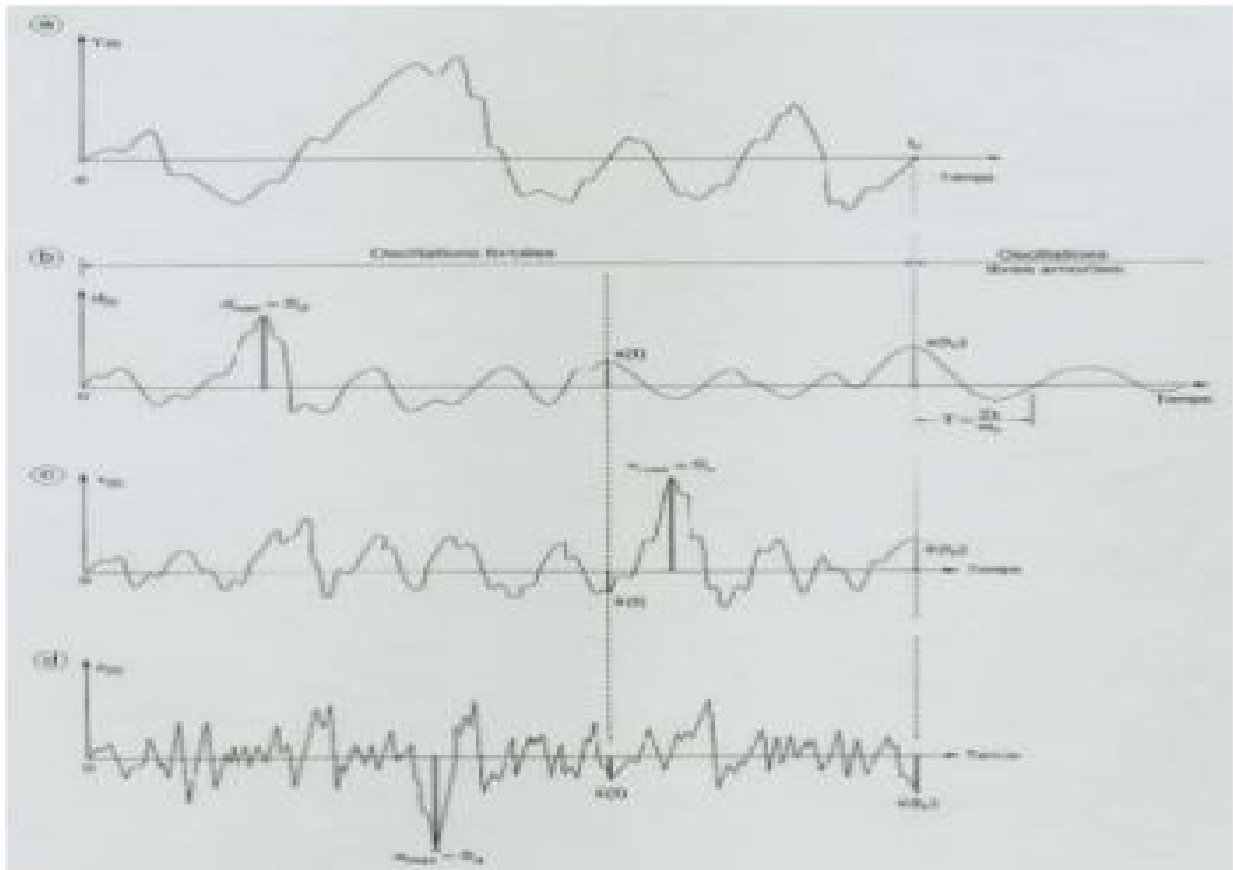


Figure II. 5 : Accélération du sol et réponse de la structure

II.4. Les spectres de réponse :

L'approche commune dans le dimensionnement parasismique courant est de caractériser les effets sismiques par des spectres de réponse, c'est à dire de définir le chargement sismique par une représentation non plus dans le domaine du temps (accélérogramme) , mais dans le domaine des fréquences. Depuis son introduction par Housner dans les années cinquante, le spectre de réponse est devenu un outil indispensable dans le dimensionnement parasismique, adapté par la suite pour l'analyse et le dimensionnement structurel inélastique. Il a été, par ailleurs, reconnu que le comportement inélastique réduit la demande de résistance d'une structure de ce qu'elle devrait être si le comportement est purement élastique.

Ceci est pris en considération dans les clauses réglementaires à travers un coefficient réducteur de force dépendant du niveau de ductilité de la réponse. Actuellement, le spectre de réponse forme la base dans le processus d'évaluation des forces sismiques dans la majorité des codes parasismiques.

CHAPITRE II : LES SPECTRE DE REPONSE

Par définition, le "spectre de réponse" est une interprétation graphique de la réponse maximale (en déplacements, vitesses ou accélérations) d'un oscillateur simple lorsqu'il est soumis à un séisme donné, en fonction de la pulsation ω ou de la période T , ou de la fréquence propre de l'oscillateur (Editerai, 1981) Nous avons vu que l'équation dynamique d'un oscillateur simple amorti soumis à un déplacement

X s sol était de la forme :

$$\ddot{X} + 2\xi\omega\dot{X} + \omega^2 X = -\ddot{X}_s(t) \quad (2.2)$$

Et que la solution de cette équation, pour un système élastique, était donnée par l'intégrale de Duhamel :

$$X(t) = -\frac{I}{\omega} \int_0^t \ddot{X}_s(\tau) \cdot e^{-\xi\omega(t-\tau)} \cdot \sin[\omega(t-\tau)] \cdot d\tau \quad (2.3)$$

Cette relation nous donne la valeur maximale du déplacement relatif X(t):

$$|X_{max}| = \frac{I}{\omega} S_v(\xi, \omega) \quad (2.4)$$

En posant:

$$S_v(\xi, \omega) = \left[\max_t \frac{I}{\omega_d} \left[\int_0^t \ddot{X}_s(\tau) \cdot e^{-\xi\omega(t-\tau)} \cdot \sin[\omega_d(t-\tau)] \cdot d\tau \right] \right] \quad (2.5)$$

On désigne S_v par le terme : "vitesse spectrale" ou "pseudo-vitesse" (De dimension LT^{-1}); On constate que S_v est fonction de ω , de δ et de $\times s(t)$. Pour un accélérogramme donné et pour différentes valeurs de δ , on peut représenter les courbes de variation de S_v en fonction de ω , de T ou de f , qui sont des spectres de réponse (en pseudo-vitesse) pour un séisme donné

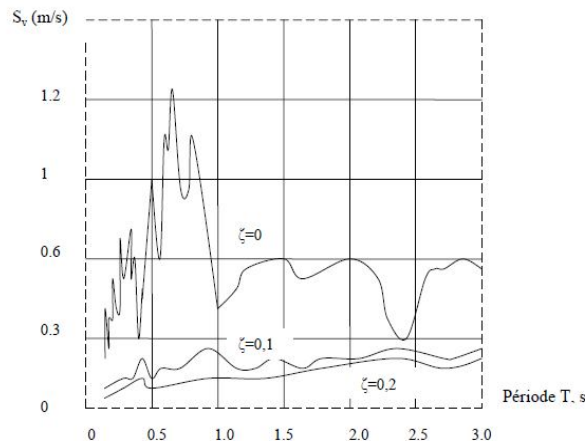


Figure II.6 : Spectre de "pseudo-vitesse" (Taft, N21E, 1952)

Pour chaque valeur de ω , on peut calculer la valeur maximale du déplacement X qu'on notera SD, puisque:

$$S_v(\zeta, \omega) = \omega \cdot S_d(\zeta, \omega) \quad (2.6)$$

SD est appelé le "déplacement spectral" (de dimension L), $S_d = \max |X|$ On peut également définir une "accélération spectrale" ou "pseudo-accélération" (De dimension LT^{-2}) qui sera notée: $S_a(\delta, \omega)$ et qui est liée, par définition, à S_v ou à S_d par les relations:

$$S_a(\zeta, \omega) = \omega \cdot S_v(\zeta, \omega) = \omega^2 \cdot S_d(\zeta, \omega) \quad (2.7)$$

II.4.1. Caractéristiques du specter de response:

II.4.1.1. Coefficient sismique :

Du point de vue calcul sismique de structures, l'intérêt le plus important du spectre de réponse est de pouvoir donner simplement (sans intégration dans le temps de l'équation dynamique) le déplacement maximal et la force maximale développée dans une structure à l'aide des valeurs spectrales S_d , S_v et S_a .

Pour une structure à un seul degré de liberté, cette force élastique maximale, produite par le déplacement max S_d , est égale à:

$$F_{\max} = |K \cdot X_{\max}| = K \cdot S_d = \omega^2 M \cdot S_d = \omega \cdot M \cdot S_v = M \cdot S_a \quad (2.8)$$

C'est pourquoi, dans les abaques logarithmiques du spectre de réponse, on porte souvent la valeur de $\alpha_s = S_a/g$ sur l'axe des accélérations spectrales ; ceci permet d'évaluer directement le coefficient sismique correspondant à un séisme particulier. [10]

II.4.1.2 Effete de l'amortissement :

Un autre avantage du spectre de réponse est de traduire directement l'effet compliqué d'amortissement qui tend à limiter la réponse dynamique des structures soumises aux séismes.

Etant donné que les trois paramètres spectraux sont des fonctions de δ ; à chaque valeur de δ , il correspond un spectre de réponse précis pour un séisme donné. L'effet de l'amortissement -même faible- qui existe dans toutes les structures, se traduit par l'élimination des pics irréguliers que l'on rencontre dans le spectre de réponse des systèmes non-amortis et qui font penser à un comportement moins favorable pour certaines fréquences de la structure. En fait il n'en est rien puisque des études statistiques de spectres de réponse amortis pour un grand nombre de séismes possibles ont abouti à la conclusion qu'il n'y a pas de fréquence dominante sur une large bande de fréquences, l'énergie emmagasinée dans l'oscillateur amorti restant pratiquement constante sur cette bande. En réalité, les pics inhérents au séisme donné correspondent à des résonances locales peu significatives et changeantes de position d'un séisme à l'autre. C'est pour cette raison que dans certains règlements, on ne présente les spectres de réponse que sous une forme simple, après avoir lissé plusieurs spectres possibles (Éditerai, 1981). [10]

II.4.1.3. Asymptotes du spectre de réponse :

L'allure générale du spectre de réponse montre qu'il y a toujours deux asymptotes pour les grandes et les petites valeurs de ω ; autrement dit, le spectre de réponse tend vers une accélération spectrale S_a constante quand la pulsation propre ω augmente et il tend vers un déplacement spectral S_d constant quand ω diminue.

Ces deux caractéristiques limites des spectres de réponse ne dépendent ni de la forme du séisme donné, ni de l'amortissement de la structure et restent valables dans toutes les circonstances. [10]

II.4.1.4. Specter élastique de calcul normalisé :

Les séismes sont des mouvements de sol essentiellement aléatoires. Comme il n'existe pas de méthode exacte valable pour prédire le mouvement particulier sur un site donné, il paraît raisonnable d'utiliser un spectre de réponse de calcul ayant une portée statistique résultant du lissage de plusieurs spectres correspondant à divers séismes d'une ou de plusieurs régions données. [10]

Ce spectre, tel qu'il est proposé par les codes parasismiques, est de configuration simple (composé de segments rectilignes).

Ceci est dû au fait que les maxima locaux des spectres de réponse n'ont pas de signification déterminante (cf. § II-3-6-2). Les détails de construction du spectre de base pour les calculs, sont donnés par New mark et Hall (1973), dans "Procédures and citerai forearthquake résistant design".

Les auteurs suscités ont montré que le spectre de réponse lissé d'un mouvement de sol idéalisé, pouvait être obtenu en amplifiant le mouvement du sol par des facteurs dépendant de l'amortissement du système (tableau II-1). Si le nombre de spectres est suffisant, on calcule pour chaque période T une ordonnée moyenne ; ce qui donne, après lissage, le spectre moyen ou spectre caractéristique ou standard au sens de la théorie probabiliste qui est basée sur la considération d'états limites dont les probabilités d'occurrence doivent être maintenues au cours d'une certaine durée de référence (généralement 50 ans ou la durée de vie si elle dépasse 50 ans). Pour les calculs, on retient la valeur correspondant à la moyenne plus un écart- type, ce qui donne, dans le cas d'une distribution gaussienne, une probabilité de non dépassement d'environ 84 %. Les lignes représentant les maxima des accélérations, des vitesses et des déplacements sont dessinées sur un diagramme logarithmique tripartite (cf. § II-3-5). Le spectre est "normalisé" à une accélération de 1.0 g, une vitesse de 48 in/s (121.92 cm/s) et un déplacement de 36 in (91.44 cm), valeurs correspondant à des mouvements qui sont plus intenses que ceux généralement prévus dans les calculs sismiques.

Les valeurs lues sur le spectre de base normalisé sont corrigées pour l'accélération de sol maximale correspondante (par exemple : 0.32 g pour le séisme d'El Centro) en les multipliant par cette dernière.

Tableau II.1 : Quelques valeurs du facteur d'amplification recommandées par New mark et Hall

Pourcentage d'amortissement	Facteur d'amplification					
	Déplacement		Vitesse		Accélération	
	in	cm	in/s	cm/s	in/s ²	cm/s ²
0	2.5	6.35	4.0	10.16	6.4	16.26
5	1.4	3.56	1.9	4.83	2.6	6.60
10	1.1	2.79	1.3	3.30	1.5	3.81

II.4.2. Spectre de réponse élastique :

La réponse élastique d'un système à un seul degré de liberté (SDOF) est déterminée après avoir digitalisé l'accélérogramme (naturel ou artificiel) d'un séisme donné en assumant des valeurs numériques pour la période et l'amortissement. Le mouvement dynamique est appliqué à la base du modèle (comme une console représentant la structure encastree dans le sol). L'histoire complète de la réponse de ce système élastique peut être calculée. Les valeurs maximales des accélérations, vitesses et déplacements sont alors déterminées. En répétant cette procédure pour un grand nombre de systèmes SDOF pour une valeur spécifique de l'amortissement, le graphe du spectre de réponse est

CHAPITRE II : LES SPECTRE DE REPONSE

obtenu. Pour cause d'effet de Résonance, le spectre a la tendance à amplifier l'action sismique pour une certaine gamme de périodes [11].

Le but de ces spectres est d'introduire cette amplification. Il existe deux manières de représentation du spectre de réponse :

- Tripartite ; la réponse de tous les paramètres ensemble (figure II.7).
- Graphe séparé ; les accélérations, les vitesses et les déplacements, pour une période donnée, sont obtenus par lecture de valeurs correspondantes aux paramètres introduits (voir chapitre III)

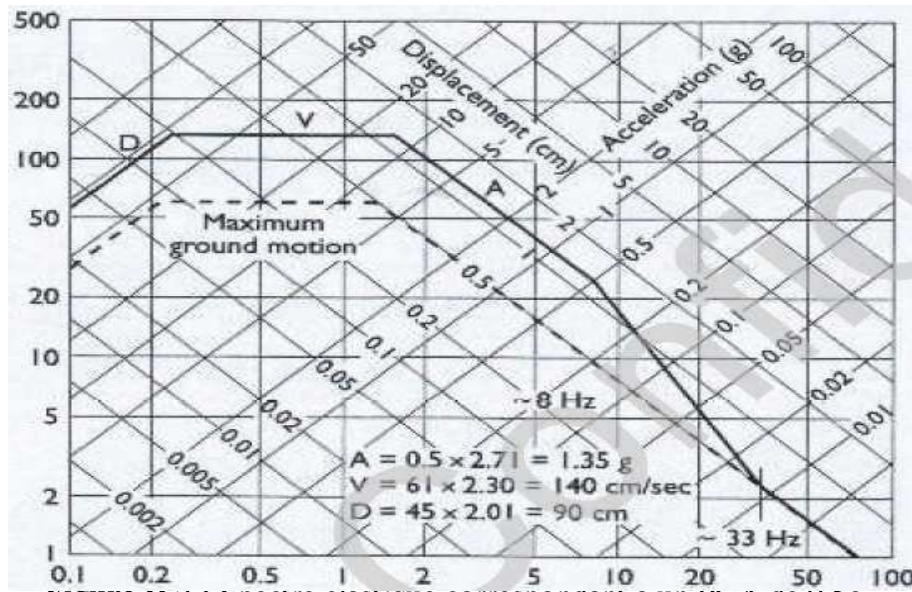


Figure II.7 : Spectre élastique correspondant à un PGA de 0.5g Et 5% d'amortissement (Newmark-Hall 1982)

II.4.2.1. Application du spectre de réponse élastique:

Le spectre de réponse ayant été défini pour un oscillateur simple, il peut être utilisé directement pour évaluer, de manière exacte, la réponse maximale d'une structure à un seul degré de liberté

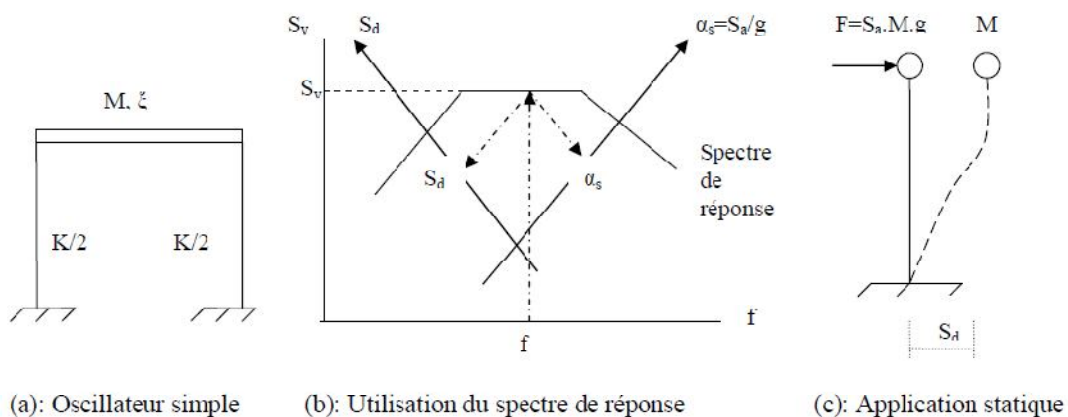


Figure II.8: Application du spectre de réponse à l'oscillateur simple. [10]

Considérons une telle structure, de masse M , de rigidité K et de taux d'amortissement critique ξ . La fréquence propre de la structure est, rappelons-le :

$$f = \frac{1}{T} = \frac{\omega}{2\pi} = \frac{1}{2\pi} \cdot \sqrt{\frac{K}{M}} \quad (2.10)$$

Si la structure est soumise à un séisme dont nous connaissons le spectre de réponse relatif à l'amortissement ξ , sa réponse maximale peut être lue directement sur le spectre pour la valeur d'abscisse f et présentée soit sous forme de déplacement maximal S_d , soit sous forme de force horizontale maximale :

$$F_{max} = a_s \times M \cdot g = K \cdot S_d \quad (2.11)$$

A partir de (S_d) ou (F_{max}) comme données du problème, les sollicitations maximales du système sont déterminées par un calcul classique de statique

II.4.3. Spectre lissé :

Comme le spectre élastique actuel présente beaucoup de pics, il ne pourra, donc, être utilisé dans la pratique, pour cela il devient nécessaire de le lisser (figure II.9). Cette ondulation est lissée par une combinaison de variations linéaires et hyperboliques [11]

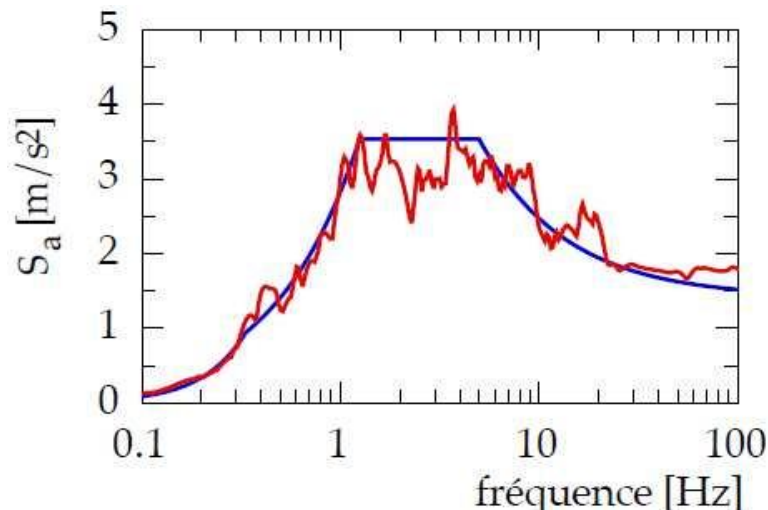


Figure II.9 : Spectre lissé

II.4.4 Spectre normalisé :

Il est d'usage recommandé d'employer un spectre de dimensionnement ou de calcul de forme générale tel qu'indiquée sur la (figure II.10), il est souvent normalisé pour la valeur max de l'accélération du sol.

Le spectre de dimensionnement prend les valeurs max des pseudos accélérations 'Sa' en fonction de la période et d'un coefficient d'amortissement donné. Cependant, il a été constaté qu'adopter un comportement élastique pour une structure, donnera de grandes forces sismiques qui conduiront inévitablement à des coûts très élevés, car nul avantage n'a été tiré de l'aptitude de dissipation d'énergie.

Cette dernière est atteinte à travers le comportement inélastique des matériaux constitutifs, et concrétisée naturellement par l'apparition des fissures et la plastification des aciers.

Dans le but de réduire les forces sismiques induites par la réponse structurelle, cette inélasticité est introduite à travers un amortissement hystérétique reconverti généralement en amortissement visqueux équivalent.

Le spectre d'accélération recommandé par les différents codes pour le dimensionnement de structures parasismiques introduit l'effet de site (S) à travers la période caractéristiques (T1). Le facteur de site désigne effectivement le rapport des réponses d'accélération spectrales dans les plages des moyennes et longues périodes. Il a été introduit afin d'adapter le spectre donné pour un site rocheux aux autres sites, en d'autres termes modifier ce spectre en fonction de la catégorisation de sites [11] (figure II.10).

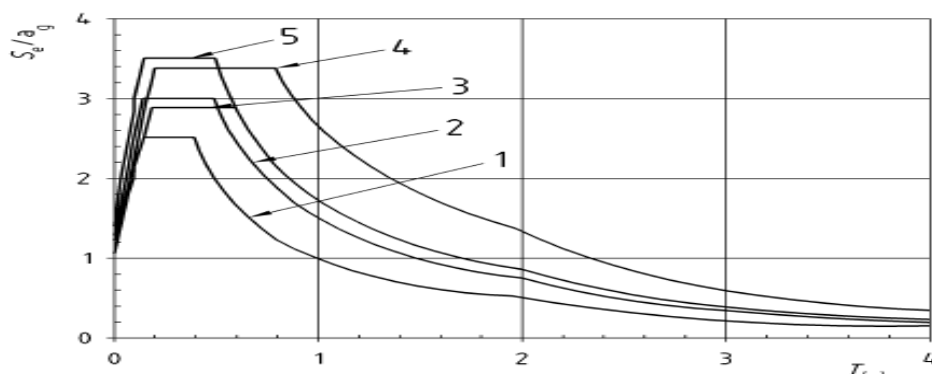


Figure II.10 : Exemple des spectres de réponse élastiques normalisés pour les différents sites de sols (à 5 % d'amortissement).

II.4.5. Spectre inélastique :

Le spectre de réponse élastique est obtenu à partir de l'amplification de la réponse maximale du mouvement du sol exprimé soit en accélération, vitesse et déplacement sous l'effet de la résonance.

Le spectre inélastique est obtenu en réduisant le spectre élastique de calcul afin de tenir compte de la capacité de dissipation d'énergie de la structure.

Ce spectre inélastique peut être obtenu de plusieurs façons :

- En réduisant le spectre de réponse élastique par un coefficient empirique indépendant de la période de vibration de la structure connu aussi comme facteur de comportement R afin de considérer la déformation inélastique de la structure (figure II.11.a). [11].
- En réduisant le spectre de réponse élastique par un coefficient variable en fonction de la période de vibration de la structure connu comme le facteur de comportement (R ou q) afin de considérer la déformation inélastique de la structure (figure II.11.b).
- Le spectre inélastique peut être déterminé directement en utilisant un système élasto-plastique à un seul degré de liberté SDOF sujet à un mouvement du sol (figure II.11.c). Le spectre inélastique dans ce cas prend en considération les conditions locales du site, la période de vibration ...etc. [11].

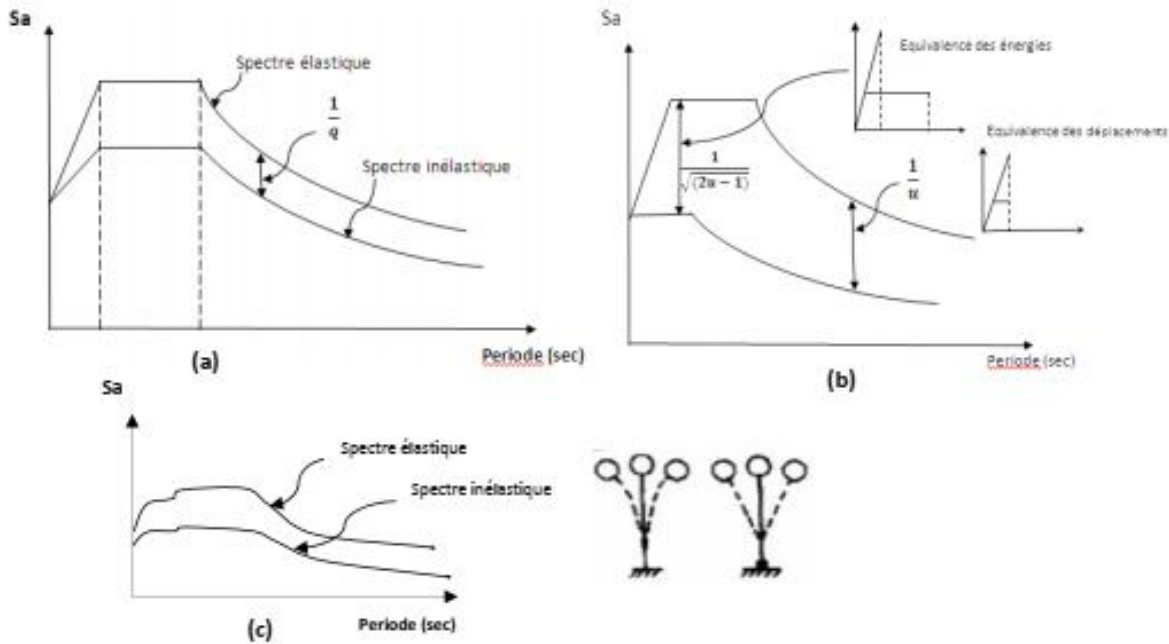


Figure II.11 : Spectres inélastiques en utilisant:(a) R constant, (b) R variable, (c) Détermination directe à travers un système Erato-plastique (Méthode de NEWMARK et HALL)

II.4.6. Spectre de capacité :

L'une des étapes primordiales dans la procédure d'évaluation de la capacité parasismique (performance sismique) des structures, consiste en l'estimation inélastique max « demande » sous un niveau d'excitation sismique donné. Des méthodes simplifiées ont été proposées afin d'éviter l'analyse temporelle non linéaire. Les plus utilisées sont la méthode du spectre de capacité et la méthode du coefficient de déplacement.

Le spectre de capacité est une autre alternative de représentation du spectre inélastique. Au lieu d'utiliser le graphe accélération-période, une courbe force-capacité (accélération-déplacement) est tracée. L'avantage de cette représentation est l'illustration conjuguée de la force et de la demande de déplacement. Pour les forces élastiques la demande du déplacement élastique et la période élastique peuvent être déterminées. [11].

Pour le comportement inélastique la demande du déplacement inélastique est obtenue au niveau de la branche horizontale de la courbe de capacité avec un spectre inélastique réduit ; et la période concordante avec le déplacement inélastique peut être déterminée.

La méthode du spectre de capacité incluse dans la procédure ATC 40 est basée sur la méthode de Linéarisation équivalente, dans laquelle le déplacement inélastique max est évalué en utilisant une méthode itérative nécessitant l'analyse d'une série de systèmes linéaires équivalents.

Simultanément, le document FEMA 273 adopte la méthode du coefficient de déplacement où la déformation inélastique max d'une structure est estimée à partir de la déformation élastique max en utilisant un coefficient modificateur C [11].

II.4.7. Specter de Fourier :

Ce spectre n'étant pas utilisé dans notre thèse, nous n'en donnons ici qu'une définition simple avec quelques remarques : L'analyse par "spectre de Fourier", est une méthode classique permettant de mettre en évidence le rôle de la fréquence dans les accélérogrammes sismiques. Ce spectre est obtenu en représentant graphiquement le « module énergétique » en fonction de ω (ou T ou f).

Le module énergétique n'est autre que la racine carrée du double de l'énergie emmagasinée par unité de masse au temps t

$$\sqrt{\frac{2E(t_s, \omega)}{m}} = \left[\left(\int_0^{t_s} \ddot{X}_s(\tau) \cdot \sin \omega \tau \cdot d\tau \right)^2 + \left(\int_0^{t_s} \ddot{X}_s(\tau) \cdot \cos \omega \tau \cdot d\tau \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.12)$$

Cette relation est obtenue en exprimant l'énergie totale emmagasinée à un instant quelconque dans un oscillateur simple, en fonction de l'intégrale de Duhamel. En effet, en négligeant tout amortissement, la solution du mouvement de l'oscillateur est donnée par l'intégrale bien connue de Duhamel :

$$X(t, \omega) = \frac{1}{\omega} \int_0^t \ddot{X}_s(\tau) \cdot \sin[\omega(t - \tau)] \cdot d\tau \quad (2.13)$$

L'énergie totale emmagasinée à un instant quelconque dans l'oscillateur vaut :

$$E = E_c + E_d = \frac{1}{2} M \cdot \dot{X}^2 + \frac{1}{2} K \cdot X^2 \quad (2.14)$$

Avec : E_c = Energie cinétique

Si \ddot{X} représente l'accélération du sol sous l'effet du séisme de $t = 0$ à $t = t_s$, on retrouve l'expression du "module énergétique" précédemment défini. Tremblement de terre, le spectre de Fourier constitue un moyen de caractériser le séisme. On définit ainsi le séisme, non pas par son déplacement, sa vitesse ou son accélération, mais par l'absorption d'énergie sur un oscillateur simple.

On ne caractérise pas les mouvements du sol lui-même, mais plutôt la réponse énergétique d'une structure, plus exactement, d'un type de structure en fonction de sa fréquence propre qui dépend directement des rigidités (**Smainidouya2021**)

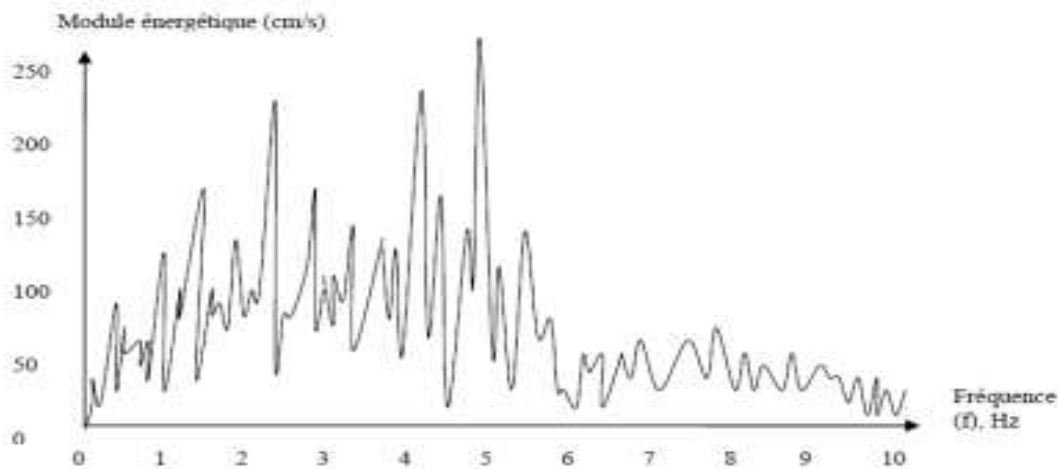


Figure II.12 : Spectre d'amplitude de Fourier (El Centro, N-S, 1940).

Les sommets du spectre représentent les fréquences pour les quelles une quantité relativement grande d'énergie doit être absorbée par la structure. Un défaut de la représentation de Fourier est que le module énergétique est calculé à la fin de l'excitation, c'est à dire à la fin de l'enregistrement du séisme, au temps $t = t_s$. Le spectre de Fourier traduit ainsi un état énergétique $E(t_s, w)$ à la fin de l'excitation. Or, la valeur maximale de l'énergie emmagasinée apparaîtra probablement à un temps $t < t_s$. Du point de vue de l'ingénieur, l'énergie maximale a plus d'importance que l'énergie finale, parce qu'elle correspond à des valeurs maximales de certains déplacements et par conséquent à des valeurs maximales de certains efforts internes de la structure. Aussi, est-il préférable d'utiliser un autre type de représentation, plus significatif du point de vue résistance d'une structure : le "spectre de réponse" (Editerai, 1981).

II.4.8. Spectre de réponse non-linéaire :

Considérons un oscillateur simple de masse M , de rigidité K et d'amortissement C , excité par Un mouvement X_s du sol (Figure II.13.).

(a): Oscillateur simple (b): Comportement élastique (c): Comportement élasto-plastique parfait

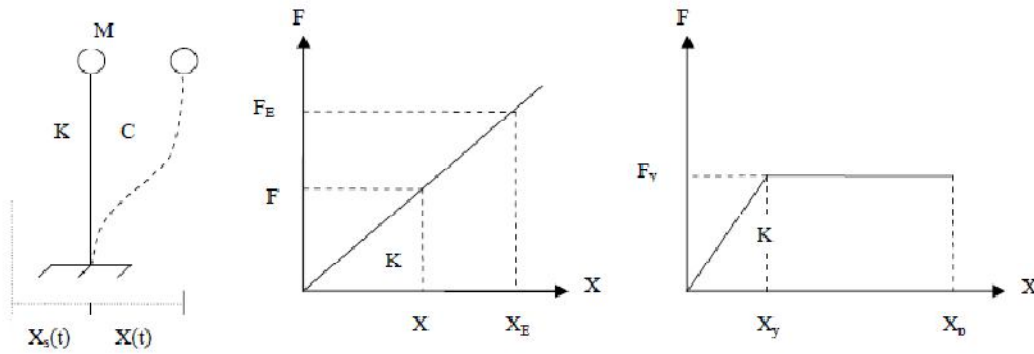


Figure II.13 : Comportements élastique (b) et élasto-plastique (c) d'un oscillateur simple (a) Nous avons vu en (§ I-2-5) que l'équation du mouvement s'écrivait dans ce cas comme suit :

$$M \cdot \ddot{X}_t(t) + C \cdot \dot{X}(t) + K X(t) = 0 \quad \text{avec: } X_t = X + X_s \tag{2.15}$$

Comme il a été vu précédemment (§II-3-4), si le système répondait élastiquement au mouvement X_s du sol (figure 2-18b), son déplacement relatif X prendrait la valeur maximale X_E à un instant t_E et l'équation dynamique s'écrirait :

$$M \cdot \ddot{X}_{t_E} + K X_{t_E} = 0 \tag{2.16}$$

Parce que :

$$\ddot{X}_{t_E}(t_E) = \ddot{X}_{t_E}, \quad \dot{X}(t_E) = 0 \quad \text{et} \quad X(t_E) = X_E \tag{2.17}$$

La définition des valeurs spectrales en (§II-3-4) a conduit aux relations :

$$S_d = |X(t_E)| = X_E, \quad S_a = |\ddot{X}_{t_E}(t_E)| \tag{2.18}$$

CHAPITRE II : LES SPECTRE DE REPONSE

Sa = ω2. Sd qui représente la relation de base des spectres de réponse en élasticité

Supposons maintenant que l'oscillateur réagit à cette excitation dans le domaine élasto-plastique parfait, caractérisé par K, Xy et Fy, tels que

A l'instant tp, le déplacement relatif X du système atteint la valeur maximale Xp, telle que :

$$\ddot{X}(t_p) = \ddot{X}_p, \quad \dot{X}(t_p) = 0 \quad (2.19)$$

X (tp)=Xp= déplacement élasto-plastique maximal et nous avons (d'après l'équation d'équilibre à l'instant tp)

$$M \cdot \ddot{X}_p + K X_p = 0 \quad (2.20)$$

Cela est réalisé par l'introduction du facteur de ductilité μ, défini en (2.21), comme le rapport entre le déplacement maximal de l'oscillateur pour ce séisme et son déplacement élastique limite :

Au-delà de Xy, le système répond au mouvement du sol en faisant appel à ses réserves de déformations plastiques, et la force élastique reste égale à sa valeur maximale (Fy = K.Xy).

La définition d'un spectre de réponse en élasto-plasticité pour un séisme donné nécessite le choix d'un facteur permettant de classer la ductilité des oscillateurs simples.

$$\mu = \frac{|X_p|}{X_y} \quad (2.21)$$

Ainsi, par définition, le spectre de réponse élasto-plastique pour un séisme donné représente la réponse sismique maximale d'un oscillateur simple, ayant un comportement élasto-plastique de ductilité μ et un taux d'amortissement critique δ, en fonction de sa fréquence propre élastique f.

Dès l'instant où l'on cherche à déterminer un spectre de réponse élasto-plastique caractérisé par des valeurs fixées du taux d'amortissement critique δ, (comme en élasticité) et du facteur de ductilité μ, il est clair que cette détermination ne peut être directe, le déplacement maximal (fonction du déplacement élastique limite) devant être conforme à la ductilité choisie ;

Pour cette raison, un calcul itératif sur Xy sera nécessaire. Sous cette réserve, pour un accélérogramme donné, une famille de spectres de réponse peut être envisagée pour différentes valeurs de μ et de δ.

Reste à savoir si une interprétation identique à celle du spectre de réponse élastique est concevable en élasto-plasticité. D'après l'équation d'équilibre à l'instant tp, nous avons :

$$|\ddot{X}_p| = \omega^2 X_p = \omega^2 \cdot \frac{1}{\mu} X_y \quad (2.22)$$

On peut en déduire que le rapport de ω2, qui existait en élasticité entre le déplacement maximal XE et l'accélération correspondante tE X, est divisé maintenant par le facteur de ductilité μ pour les valeurs correspondantes en élasto-plasticité Xp et tp X&&. Par conséquent, le déplacement max Xp ne peut pas être interprété avec l'accélération correspondante tp X&& sur le même spectre de réponse élasto-plastique en diagramme tripartite comme en élasticité.

Néanmoins, on peut constater qu'en élasto-plasticité, le rapport de ω^2 est toujours disponible entre l'accélération \ddot{X}_{tp} et le déplacement élastique limite X_y . Aussi, en élasto-plasticité, en gardant la même définition qu'en élasticité pour l'accélération spectrale S_{ap} :

$$S_{ap} = \left| \ddot{X}_{tp} \right| \quad (2.23)$$

Affecte-t-on, par convention, le terme de déplacement spectral S_{dp} au déplacement élastique limite X_y . La notion de déplacement spectral doit ainsi s'interpréter aussi bien en élasticité qu'en élasto-plasticité comme un déplacement élastique maximal.

En élasticité :

Accélération spectrale :

$$S_{aE} = \left| \ddot{X}_{tE} \right| \quad (2.24)$$

Déplacement spectral $S_{dE} = X_E \text{ max}$

En élasto-plasticité :

Accélération spectrale

$$S_{ap} = \left| \ddot{X}_{tp} \right| \quad (2.25)$$

Déplacement spectral $S_{dp} = X_y = X_E \text{ max}$

Alors, le spectre de réponse élasto-plastique, pour μ et δ définis, peut être interprété sur des abaques à quatre échelles logarithmiques, par l'intermédiaire de quatre paramètres spectraux :

- 1) f (fréquence propre élastique de l'oscillateur):

$$f = \frac{1}{T} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{K}{M}} \quad (2.26)$$

- 2) S_{dp} (déplacement spectral qui est égal au déplacement élastique limite, ou max, X_y du système :

$$S_{dp} = X_y = X_{E \text{ max.}} \quad (2.27)$$

Cette valeur spectrale peut également nous fournir le déplacement élasto-plastique maximal X_p du System:

$$\left| X_p \right| = \mu \cdot X_y = \mu \cdot S_{dp} \quad (2.28)$$

- 3) S_{ap} : accélération spectrale qui représente l'accélération absolue \ddot{X}_{tp} du système lorsqu'il est déformé au maximum:

$$S_{ap} = \left| \ddot{X}_{tp} \right| = \omega^2 \cdot S_{dp} = \omega^2 \cdot X_y \quad (2.29)$$

4) S_{vp} : vitesse spectrale définie par :

$$S_{vp} = \omega \cdot S_{dp} = \omega \cdot X_y, \quad (2.30)$$

A noter que la vitesse spectrale en élasto-plasticité possède la même signification physique qu'en élasticité ; elle représente une vitesse fictive maximale intervenant dans l'énergie cinétique équivalente à l'énergie maximale élastique emmagasinée dans l'oscillateur

$$\frac{1}{2} M \cdot S_{vp}^2 = \frac{1}{2} M \cdot \omega^2 \cdot S_{dp}^2 = \frac{1}{2} M \cdot \frac{K}{M} \cdot S_{dp}^2 = \frac{1}{2} K \cdot S_{dp}^2 = \frac{1}{2} K \cdot X_y^2 = \frac{1}{2} K X_{ELIMAX}^2 = E_{el} \max \quad (2.31)$$

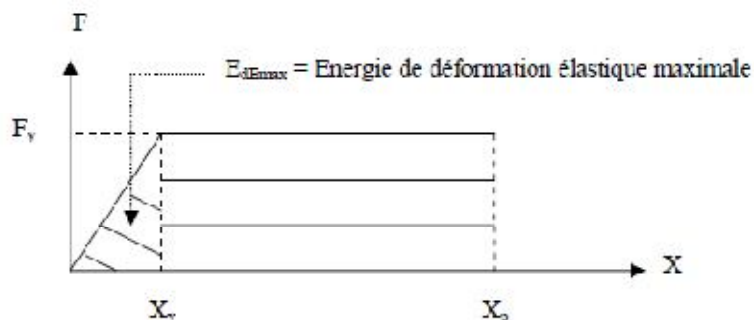


Figure II.14 :Energie de déformation dans un comportement élasto-plastique.

II.4.8.1 Application du spectre de réponse élasto-plastique:

Dans le cas de structure à un degré de liberté, le spectre de réponse élasto-plastique peut-être appliqué de manière directe.

Considérons un portique simple, de masse M , de rigidité K et de taux d'amortissement critique δ . Selon la capacité de déformation des sections, un certain facteur de ductilité, μ peut être adopté pour caractériser cette structure. La réponse élasto-plastique maximale du système à un séisme donné peut être lue directement sur le spectre de réponse du séisme, correspondant aux valeurs de δ et μ définies précédemment, à partir de la fréquence propre élastique du système :

$$f = \frac{1}{T} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{K}{M}}$$

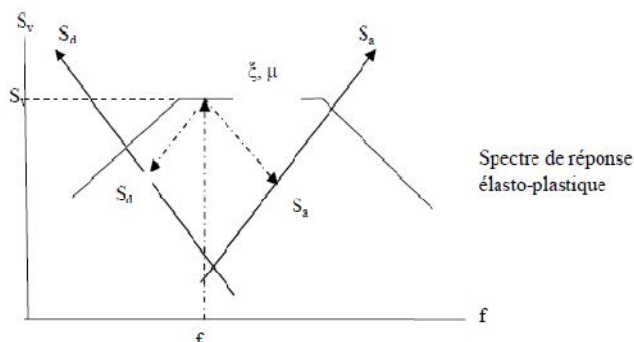


Figure II.15: Utilisation du spectre de réponse Erato-plastique.

Le spectre de réponse fournit les informations suivantes :

- a) le déplacement élastique limite : $X_y = S_d$
- b) la force élastique limite : $F_y = M \cdot S_a = K \cdot S_d$
- c) le déplacement élasto-plastique maximal : $X_p = \mu \cdot X_y = \mu \cdot S_d$

Les sollicitations maximales dans les structures, soumises à la force horizontale F_y , peuvent ensuite être déterminées par un calcul élastique statique, et l'on doit s'assurer que ces sollicitations sont au plus égales aux niveaux de résistance élastique des éléments. Toutefois, pour optimiser le dimensionnement de la structure, on peut modifier les résistances élastiques limites des sections, suivant les sollicitations maximales obtenues. Ces modifications doivent rester compatibles avec les valeurs de K et de μ choisies au départ, sinon une deuxième analyse sera indispensable. Le cas des structures à plusieurs degrés de liberté est plus complexe.

II.4.9. Spectre de dimensionnement :

Bien que la tentation d'utiliser directement les spectres de réponse anélastiques soit grande, elle se heurte aux difficultés introduites par le fait que les principes de proportionnalité et de superposition ne sont plus valables. En effet, par ex, le spectre relatif à l'excitation $\alpha.\gamma(t)$ ne s'obtient pas en multipliant par α les ordonnées du spectre relatif à $\gamma(t)$. A cela s'ajoutent les incertitudes du calcul anélastique direct (dues à l'intervention des modes supérieurs pour les oscillateurs multiples, aux effets du second ordre, etc...) et le volume important de ce calcul (dû au Procédé itératif introduit par le facteur de ductilité fixé d'avance). Par ailleurs, on dispose souvent de spectres élastiques relativement simples et représentatifs.

Ceci amène, en pratique, à remplacer la structure réelle par une structure fictive capable de rester indéfiniment dans le domaine élastique quelle que soit l'intensité de l'excitation, en admettant que les maxima des déformations de la structure réelle restent égaux aux maxima de celles de la structure fictive (critère de l'égalité des déplacements) ou que l'énergie maximale de déformation emmagasinée est la même pour les deux structures (critère de l'égalité des énergies). Les sollicitations s'exerçant sur les différents éléments de la structure s'en déduisent. Néanmoins, certains règlements, en particulier les Règles Parasismiques Algériennes (2003), admettent que les sollicitations post-élastiques sont égales à celles développées dans le modèle élastique fictif divisées par un certain coefficient réducteur (supérieur à l'unité) unique pour l'ensemble de la structure et dépendant des propriétés de cette dernière. Ce coefficient est connu sous le nom de "facteur de comportement" fait apparaître les modifications le plus souvent applicables au spectre d'accélération normalisé pour le transformer en spectre de "dimensionnement" : le remplacement de la branche inclinée AB par le palier A'B correspond à l'amplification des déplacements introduite par le comportement post-élastique dans cette gamme de fréquences et aux incertitudes qui affectent le calcul des périodes propres dans cette partie. Le relèvement de la branche CD en CD' correspond au fait que la réduction des sollicitations due à la ductilité est moins importante dans la partie centrale du spectre que dans la gamme des basses fréquences. Il tient aussi, forfaitairement, compte des non-linéarités géométriques qui ne soient pas trop prononcées. Enfin, il rend compte de l'intervention des modes supérieurs en "analyse modale" (De speyroux, 1985)

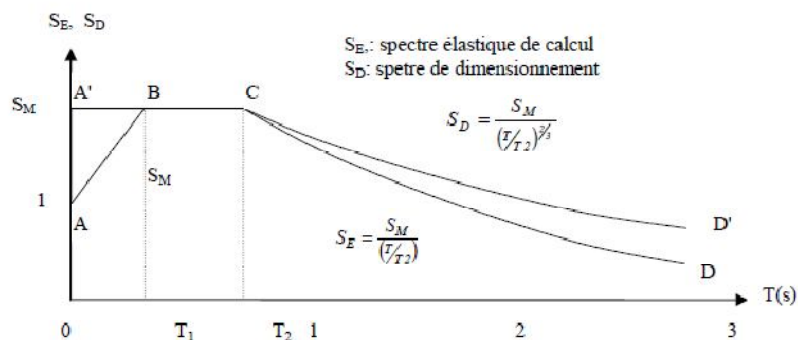


Figure.II.16 : Spectres normalisés ($\xi = 5 \%$).

II.5. Nature des structures et leur comportement :

II.5.1. Types des structures :

II.5.1.1. Structures parfaitement raides – ($T = 0$) :

Chaque point de la structure a le même déplacement absolu que le sol, donc la même accélération. 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 ($t = 0$). En conséquence, une masse m attachée à cette structure lui communique une force d'inertie: $F = m \cdot \gamma(t)$

II.5.1.2. Structures parfaitement souples – ($T = \infty$) :

Le déplacement absolu des masses de la structure en dehors de celles directement liées au sol 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. I.

II.5.2. Nature des structures et leur :

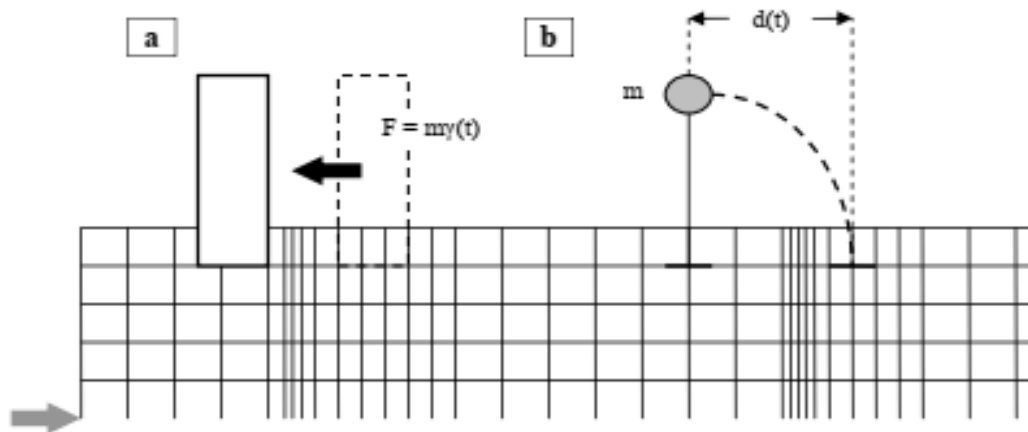


Figure.II.17: Types de structures a) Oscillateur parfaitement raide ; b) Oscillateur parfaitement souple.

Le déplacement absolu des masses de la structure par rapport à celui du sol n'est ni nul ni égal. On rencontre aussi des structures comportant à la fois des parties souples et des parties raides, extrêmement contrastées.

II.6. Comportement des bâtiments à l'action sismique :

- Les tremblements de terre ne constituent pas une charge extérieure, ils sollicitent les bâtiment [12]
- Dans les ouvrages courants les valeurs de la rigidité et de l'amortissement dépendent justement de la valeur finale de la déformation qui peut être du type «flexion» pour les murs et / ou de type «cisaillement» pour les portiques (**Figure.II.18.**) [12]
- Le nombre de ces sollicitations et les périodes de leurs cycles correspondent au nombre et aux périodes des oscillations de la structure. [12]
- Pour presque la totalité des structures la valeur de la période des cycles se trouve dans l'intervalle $T = 0.2$ à 2 s.
- La durée de la variation des oscillations de 0 à la valeur maximale pendant chaque cycle est $t' = \frac{T}{2} = 0.1$ à 1 s. (2.32)

Les forces d'inertie qui apparaissent pendant l'action sismique dans un élément donné résultent des actions transmises par les liaisons de cet élément avec le reste de la structure.

Ces forces d'inertie ne peuvent donc être supérieures à la capacité de résistance en termes de forces de ces liaisons; les déformations qui leur correspondent peuvent par contre atteindre un niveau inacceptable, qui entraîne une ruine inévitable par instabilité plastique. [12]

a) réponse en cisaillement (portiques) ; b) réponse en flexion (murs porteurs)

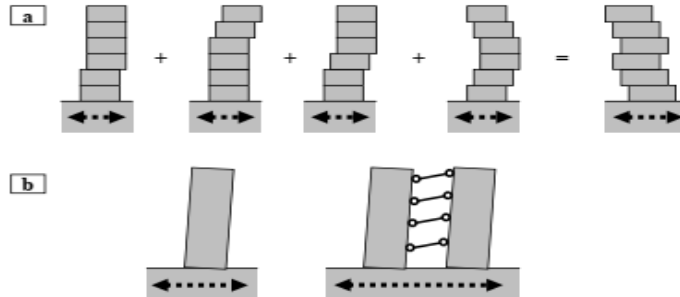


Figure.II.18 : Comportement des structures sous l'action sismique:

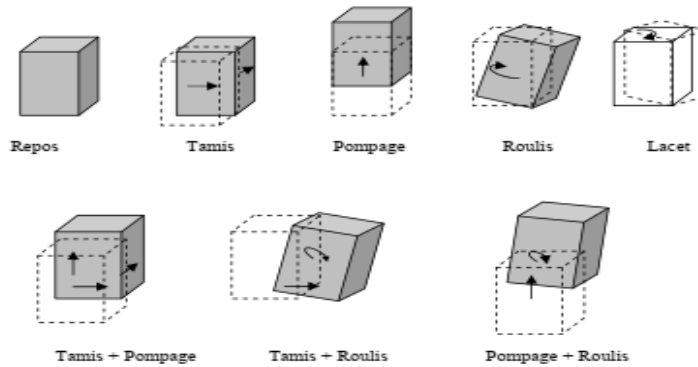


Figure.II.19 : Réponses d'un ouvrage rigide aux mouvements provoqués par l'action sismique

II.7. Calcul Sismique des Structures :

Pour le calcul sismique des structures l'ingénieur peut recourir à l'une des trois méthodes suivantes (RPA99) :

➤ **La méthode statique équivalente :**

qui est fréquemment utilisée si ses conditions d'application telles que décrites dans le RPA99 sont satisfaites. C'est une méthode d'usage relativement simple et qui a la sanction de plusieurs décennies d'expérience.

➤ **Les méthodes dynamiques qui comprennent :**

La méthode modale spectrale qui consiste à appliquer un spectre de réponse réglementaire à une structure donnée après avoir déterminé ses valeurs et formes propres. Celle-ci est en général la méthode la plus utilisée lorsque la méthode statique équivalente n'est pas applicable mais elle a l'inconvénient de ne pas pouvoir indiquer le temps pour lequel a eu lieu soit la réponse maximale soit une réponse donnée. De plus cette technique, nécessite des combinaisons modales et directionnelles pas toujours évident.

Les méthodes d'intégration pas à pas des équations de mouvement et qui font aussi appel à un accélérogramme.

➤ **La méthode de superposition :**

Modale qui utilise un accélérogramme tout en nécessitant un calcul modal.

II.8 Réponse dynamique :

II.8.1 Equation du mouvement :

Le chargement dynamique appliqué au système produit non seulement certains mouvements, mais associe également certains efforts, contraintes, réactions, etc... La réponse limite d'un système indique tous les effets indiqués ci-dessus produits par le chargement dynamique.

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, qui sont :

- ✓ Les forces de rappel élastique (proportionnelles au déplacement relatif) ;
- ✓ Les forces de freinage ; proportionnelles à l'amortissement et la vitesse relative

Les forces d'inertie développée dans le sens contraire à l'accélération $\gamma(t)$, de l'actionsismique, ces forces caractérisent la résistance qu'opposent les masses à leur mise en mouvement ou à leur freinage, elles sont donc opposées aux forces élastiques ; Si la force externe est nulle, le système est en vibration libre; dans un tel cas et en présence d'un amortisseur le système subit une vibration libre amortie. En l'absence d'un amortisseur le système est en vibration libre non amortie. Le mouvement du sol est connu à posteriori par son accélérogramme $\gamma(t) = \ddot{U}_s(t)$ enregistré lors d'un séisme.

II.8.2. Dans le cas d'un oscillateur simple:

De masse m et de raideur k et un coefficient d'amortissement c , la masse m qui occupe la position déformée définie par $u(t)$, il est soumis aux forces horizontales suivantes (**Figure. II.20**):

Une force de rappel:

$$F_1 = -k \times u(t) \quad (2.33)$$

- Une force d'amortissement (ou de freinage):

$$F_2 = -c \times u'(t) \quad (2.34)$$

- Une force d'inertie :

$$F = -m \times [\ddot{U}_s(t) + \ddot{u}(t)] \quad (2.35)$$

- En écrivant l'équilibre des forces, on obtient :

$$F_1 + F_2 = -F(t) \quad (2.36)$$

- On en déduit l'équation du mouvement :

$$m\ddot{u}(t) + c\dot{u}(t) + ku(t) = m\ddot{u}_s(t) \quad (2.37)$$

- L'équation du mouvement peut s'écrire sous la forme :

$$\ddot{u}(t) + 2\omega\zeta\dot{u}(t) + \omega^2u(t) = \ddot{U}_s(t) \quad (2.38)$$

- La solution est donnée par l'intégrale de Duhamel, on obtient le déplacement relatif :

$$u(t) = \frac{1}{\omega_D} \int_0^t \gamma(\tau) \cdot \exp[-\zeta\omega(t-\tau)] \sin \omega_D(t-\tau) d\tau \quad (2.39)$$

$u'(t), \ddot{u}(t)$: Vitesse et accélération de la masse m par rapport au sol

$\omega = \sqrt{\frac{k}{m}}$: pulsation du système non amorti

$f = 2\pi\omega$: fréquence (Hz);

$T = 1/f$: période (s) ;

L'amortissement ;

$$\xi = \frac{c}{2\sqrt{mk}} \quad (2.40)$$

τ : variable d'intégration; Où: $\omega_D = \omega\sqrt{1-\xi^2}$ (2.41)

Pseudo – pulsation des oscillations libres amorties.

CHAPITRE II : LES SPECTRE DE REPONSE

Les structures ayant toujours des amortissements très faibles, on peut considérer que $\omega_D = \omega$, les composantes du mouvement sismique deviennent:

Le déplacement relatif:
$$u(t) = -\frac{1}{\omega_0} \int_0^t \gamma(\tau) \cdot \exp[-\xi\omega(t-\tau)] \cdot \sin \omega(t-\tau) d\tau \quad (2.42)$$

La vitesse relative:
$$\dot{u}(t) = -\int_0^t \gamma(\tau) \cdot \exp[-\xi\omega(t-\tau)] \cdot \cos \omega(t-\tau) d\tau \quad (2.43)$$

La pseudo accélération :
$$\ddot{u}(t) = -\omega^2 \int_0^t \gamma(\tau) \cdot \exp[-\xi\omega(t-\tau)] \cdot \sin \omega(t-\tau) d\tau \quad (2.44)$$

$$\ddot{u}(t) = -\omega^2 u(t) \quad (2.45)$$

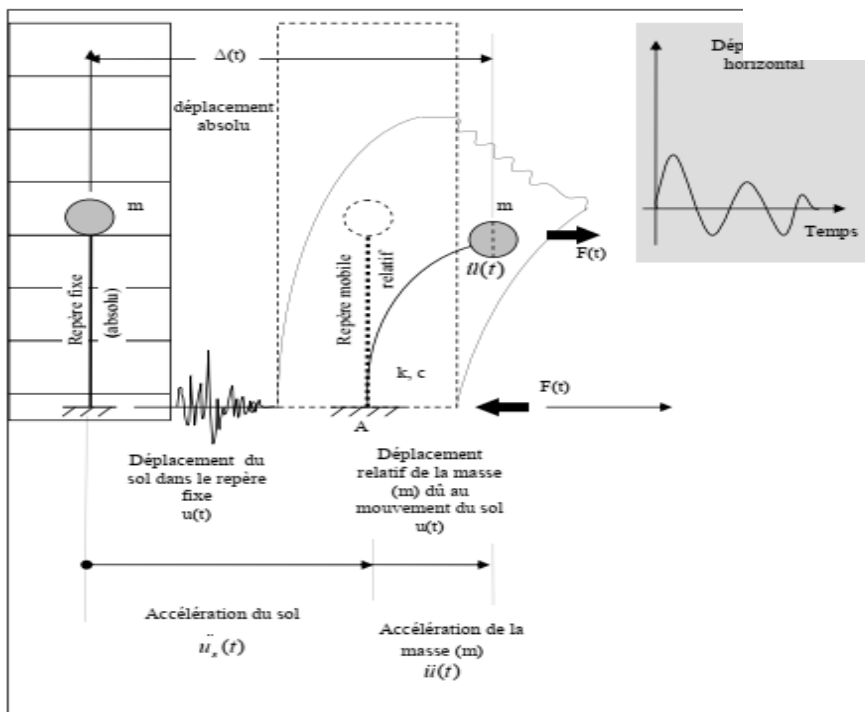


Figure.II.20 : Oscillateur simple

II.9 Conclusion :

Le genie parasismique étudie les seismes et leurs actions sur les constructions dans le but de réaliser des ouvrages susceptibles de meilleures résistances contre les seismes [10].

Les spectres de réponse constituent un outil très pratique pour les ingénieurs de quantifier les exigences du mouvement du tremblement de terre sur la capacité des bâtiments à résister aux tremblements de terre. Les données sur le mouvement du sol passe généralement sous la forme d'enregistrements d'historique de temps obtenus à partir d'instruments placés sur différents sites qui sont actives en détectant le mouvement du sol d'un tremblement de terre. Les enregistrements du mouvement peuvent être exprimés en termes d'accélération, de vitesse et de déplacement. [13]

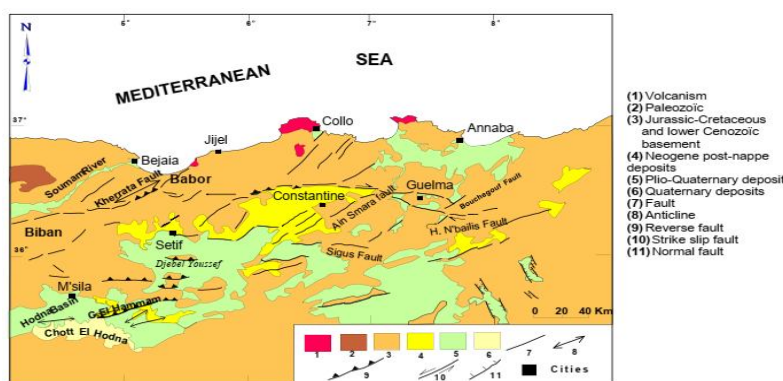
**CHAPITRE III
PRESENTATION DE
LA REGION
D'ETUDE**

III.1 Introduction :

L'analyse de la sismicité du Nord-Est de l'Algérie, établie à partir de la compilation de données sismiques vérifiées et corrigées, confrontée au dispositif structural (**Figure III.1**) m'a permis de mettre en évidence quatre zones sismogènes (**Figure III.2**) dans l'Atlas Tellien, une autre de moindre importance (du point de vue sismique) dans l'Atlas Saharien, une sixième à la limite des deux Atlas et enfin une septième le long de la bordure septentrionale de l'Atlas Tellien, la frange côtière. Cette dernière zone n'est en fait pas claire sur la figure III.2 qui représente la sismicité de magnitude supérieure ou égale à quatre mais est perceptible sur la carte car il s'agit en fait d'une zone à sismicité faible à modérée. Toutefois, il est bien clair que la sismicité se répartit dans la quasi-totalité de la partie septentrionale de l'Algérie. Cette répartition qui suit deux tendances majeures, l'une Est-Ouest parallèlement à la côte et l'autre NE-SW concorde parfaitement avec les accidents tectoniques connus dans la région d'étude. Les courbes isoséistes des séismes majeurs suivent aussi la même tendance (Benhallou, 1985 ; Benouar, 1993 ; Mokrane et al., 1994 et cette présente étude). L'analyse de la sismicité est le premier pas vers la mise en évidence des accidents actifs qui l'ont engendré. Nous avons vu au chapitre I que l'identification des structures actives faisait appel à la confrontation d'une multitude de données d'où la nécessité de faire en plus des études de sismicité des études tectoniques, néotectoniques, géomorphologiques, microtectoniques, géophysiques, géodésiques etc. Cependant, le travail que je présente ici a pour objectif premier celui de « défricher » un terrain encore vierge, pour des travaux futurs focalisés sur des zones sismogènes ciblées de plus petite envergure afin d'en cerner au mieux le problème de risque sismique. C'est ainsi qu'un travail regroupant les premiers résultats a été publié (Harbiet al., 1999). Dans cette publication, nous avons présenté une carte sismotectonique (**Figure III.3**) faite sur la base des catalogues et bulletins de sismicité existants.

En tenant compte d'un certain nombre de données notamment la sismicité confrontée au dispositif structural (Figure III.1) (bassins, failles, etc.), les zones sismogènes de Guelma, Constantine, Kherrata, M'sila et Mansourah ont été distinguées. Le catalogue de sismicité revu, corrigé et présenté en annexe III m'a permis de l'enrichir et de la mettre à jour (voir plus loin). En ce qui concerne la tectonique de la région, quelques nouveaux éléments sont apportés tel la faille de Tazmalt-Mechadallah, dans la région de la Soummam, mise en évidence par modélisation numérique de terrain par Boudiaf (1996) selon qui elle serait active. J'examinerai, dans ce qui suit plus ou moins dans le détail, le lien sismicité-failles actives de la région d'étude. Pour ce faire, des histogrammes de fréquence des séismes ont été établis pour chaque zone sismogène (cf. Annexe V) pour évaluer au mieux le caractère sismique de la région.

La présente étude donne une vision globale de la sismotectonique de la région. En effet chacune des zones mises en évidence gagnerait à être minutieusement étudiée en confrontant tous les types de



données possibles.

Figure III.1: Carte géologique du Nord-Est Algérien (D'après Kieken, 1962; Vila, 1980 et Meghraoui, 1988)

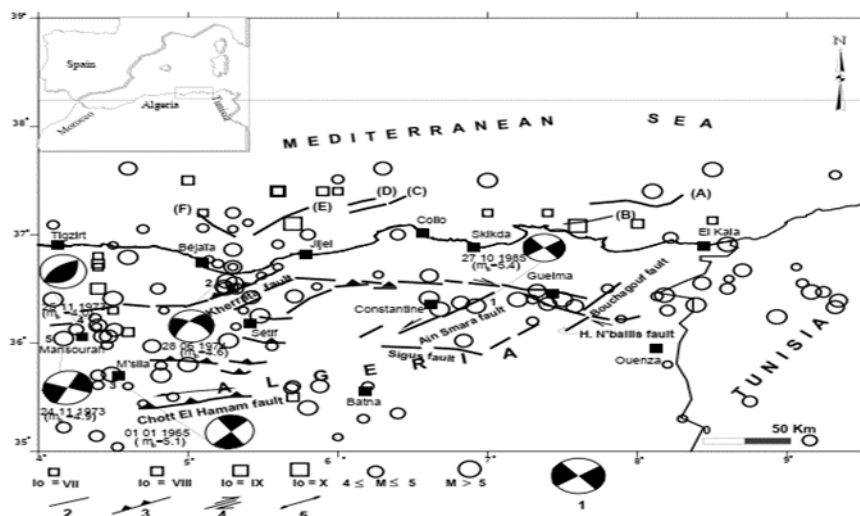


Figure III.2: Carte sismotectonique du nord-est algérien (Harbi et al., 1999)

III.2 La sismicité en Algérie :

III .2.1 introduction :

Le nord algérien est caractérisé par une sismicité qui est causée par l'affrontement des plaques Africaine et eurasiatique : Cette sismicité se matérialise généralement par des séismes modérés à faibles quoique parfois des séismes violents puissent se produire. Ces séismes génèrent bien souvent des catastrophes telles qu'à savoir les séismes d'El Asnam du 10/10/1980, et de Boumerdes du 21/05/2003.

Dans le nord de l'Algérie, l'activité sismique qui résulte de cette convergence se concentre principalement dans la chaîne Tellienne où des événements modérés à forts se sont produits. La région la plus active reste la partie côtière de la chaîne dans la jonction avec la partie offshore. De nombreux événements importants sont mentionnés dans les catalogues comme événement d'Oran de 1790, les événements d'Alger de 1365, 1716, l'événement d'Jijel de 1856 et le dernier de Boumerdes en 2003.

La sismicité au nord de l'Algérie trouve donc son origine dans le contexte géodynamique de la région ouest méditerranéenne. [14]

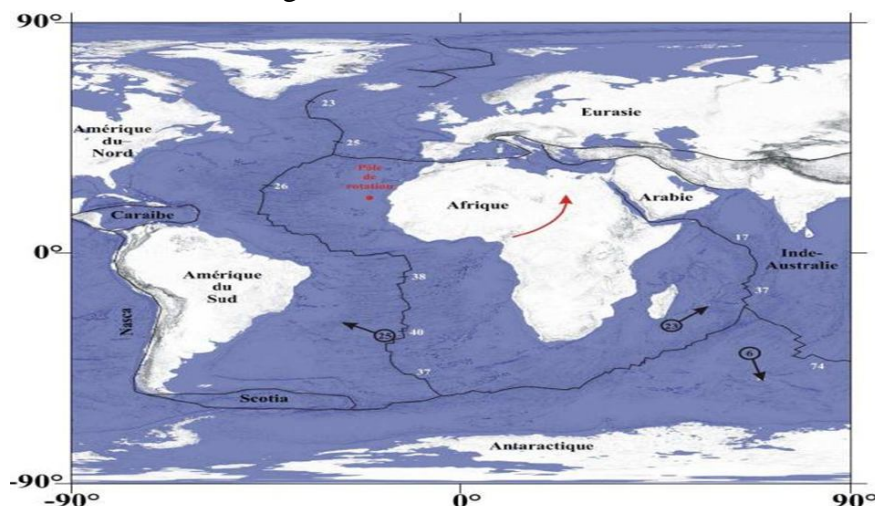


Figure III.3 : Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord, Amérique Du Sud, Afrique et Eurasie (modifié d'après Nocquet, 2002)

III.2.2 Sismicité historique :

La sismicité algérienne est principalement située dans la partie nord de l'Algérie. Une partie de ces tremblements de terre s'est produite dans la partie offshore indiquant que la marge algérienne est également active. Les hauts plateaux sont marqués par une faible sismicité, car aucun des événements sismiques ont été rapportés. L'Algérie a connu plusieurs séismes de forte magnitude, qui a généré parfois des pertes humaines et matérielles importantes. Le plus ancien séisme recensé par les études historiques remonte au le 2 janvier 1365, date à laquelle s'est produit le séisme d'Alger. En Algérie, actuellement, les principales failles actives montrent une activité associée à des chevauchements (cas de la faille de Chélif, de Tipaza, Boumerdes-Zemmouri).

L'étude de quelques séismes recensés, exemple; Constantine, 1985 ; Tipaza, 1989 ; ont permis de préciser les caractéristiques des séismes qui se produisent en Algérie. Ces séismes sont produits généralement par des plis, plis failles ou failles inverses de direction NNE-SSW témoignant un raccourcissement, comme l'indiquent les différents mécanismes au foyer. Les études de sismicité historique montrent que les séismes les plus violents, voire les plus meurtriers, sont ceux qui se sont produits dans la région littorale, particulièrement dans la région d'Alger en 1716 et en 1755, à Blida en 1825, à Djidjel en 1856 et à Gouraya en 1891.

Au cours de la première moitié du XXe siècle, l'Algérie a été touchée par deux autres séismes importants : celui de Sour-El-Ghozlane (24 juin 1910, Ms = 6,4) et celui d'Orléans ville (9 septembre 1954, Ms = 6,7).

Après l'indépendance de l'Algérie, Roussel (1973 a, 1973 b) a édité un catalogue qui a été précisé, y compris les paramètres d'un séisme tels que l'amplitude, la profondeur ... Il a été suivi plus tard par les catalogues publiés après le tremblement de terre El Asnam (10 octobre, 1980).

Le catalogue de Mokrane et al. (1994) a complété les précédents en incluant tous les événements survenus entre 1365 et 1992. Benouar en 1996 a publié un catalogue de la période entre 1900 et 1990, en utilisant toutes les sources sismiques, en donnant des détails sur tous les grands événements. Boudiaf en 1996 a édité un nouveau catalogue de la région d'Alger en essayant de combiner tous les événements sismiques rapportés dans le catalogue de la sismicité Méditerranéenne.

Un nouveau catalogue a été publié récemment par Yelles et al. (2002) portant des informations sur l'activité sismique survenant entre 1992-2001. [14]

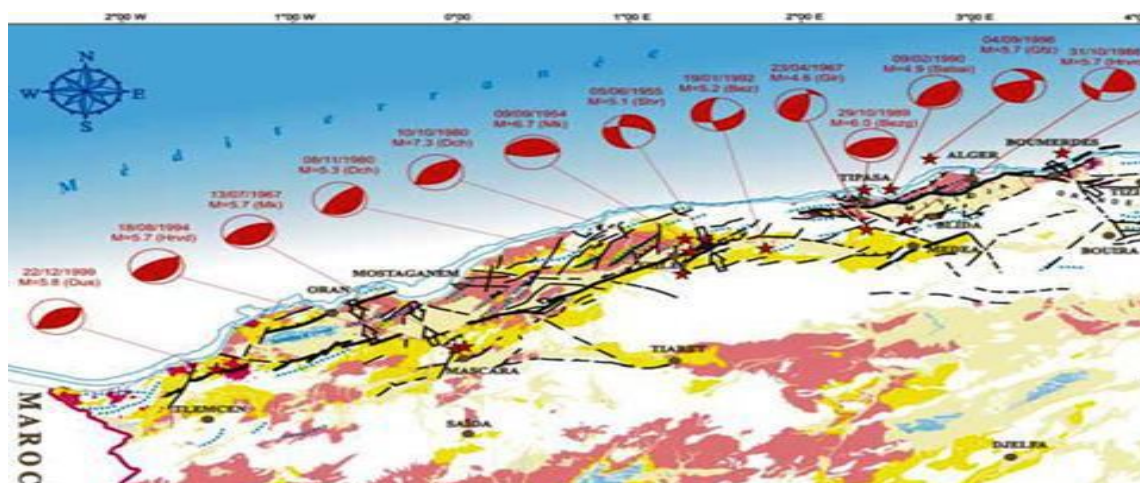


Figure III.4 : Carte sismotectonique du Nord d'Algérie. Mécanismes au foyer des principaux séismes ayant secoués l'Algérie et structures actives du nord algérien (Carte inédite établie par le laboratoire sismotectonique du CRAAG), [14]

Chapitre III PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

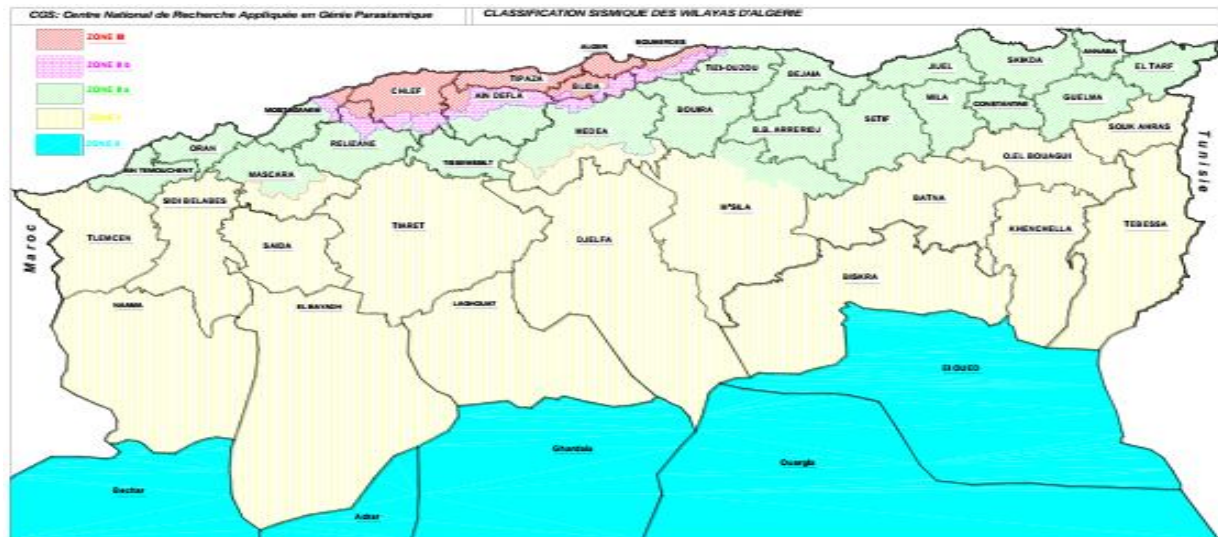


Figure III.5 : Carte de zonage sismique du territoire nationale (d'après CGS 2003).

Tableau III. 1 : Principaux séismes d'Algérie (1365 2003)

Lieu	Date	I/ M	M	Victimes
Sitifis (Setif)	419			Destruction
Alger	03.01.1365	X		Plusieurs
Alger	10.03.1673			
Mitidja	03.02.1716	X		20 000
Oran	09.10.1790	X		2000
Blida	02.03.1825	X		7000
Djidjelli	22.08.1856	X		-
Aures	16.11.1869	IX		30
Gouraya	15.01.1891	X		38
Orleansville	09.09.1954	X	6.7	1243
El Asnam	10.10.1980	X	7.3	2633
Constantine	27.10.1985	VIII	5.9	10
Tipaza	29.10.1989	VIII	6.0	22
Mascara	18.08.1994	VII	5.7	175
Alger	04.09.1996	VII	5.7	
Temouchent	22.12.1999	VII	5.7	25
B.Ouartilane	10.11.2000	VII	5.4	04
Boumerdes-Alger	21.05.2003	X	6.8	2300

III.2.3 Caractéristiques de la sismicité algérienne :

De par les informations fournies par la sismicité historique et par les études de sismotectonique, de sismologie, de paléo sismologie, d'aléa sismique, nous possédons aujourd'hui des indications importantes sur l'activité sismique en Algérie du Nord.

L'Algérie se trouve sur la plaque africaine laquelle est en collision avec la plaque eurasienne (voir tectonique des plaques, Annexe 1, le séisme). Les deux plaques étant limitées par une longue zone sismique qui s'étend des Açores à la Turquie en passant par Gibraltar, le Maghreb, l'Italie, la Yougoslavie, la Grèce ... (CRAAG)

Le mouvement de la confrontation entre la plaque eurasienne et la plaque africaine a donné naissance à de gigantesques fracturations sous formes de failles géologiques dont la conséquence la naissance du relief important de l'Algérie du nord. Les vitesses de rapprochement entre la plaque africaine et eurasienne varient de 0.5 à 1 cm/an en méditerranée occidentale, à 2.5 cm/an en méditerranée orientale (BADDARI, K ; DJEDDI, M 2002) [15]. Ces vitesses sont déduites des vecteurs déplacements obtenus à partir de l'expansion océanique dans l'atlantique.

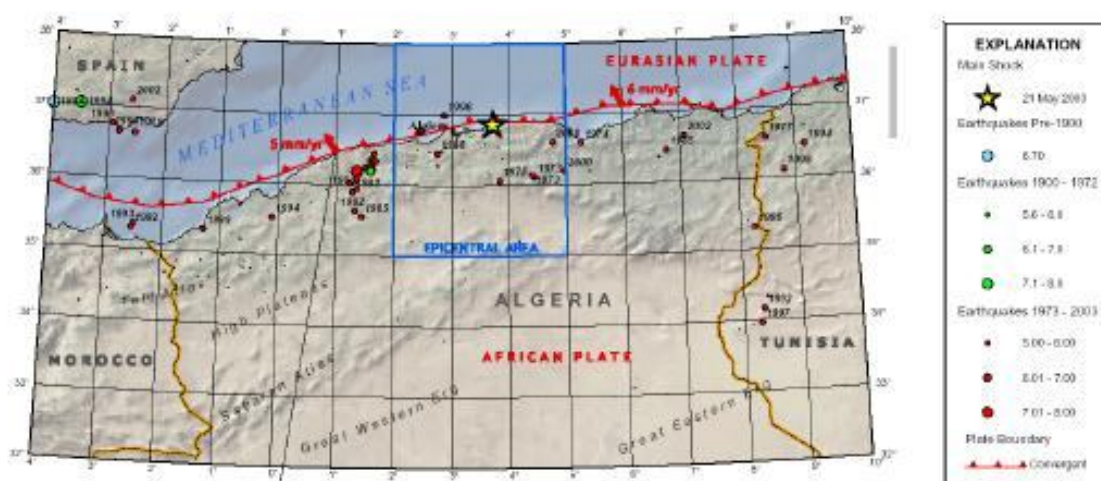


Figure III.6: Carte sismotectonique de l'Algérie du Nord.

Les principales structures compressives récentes dans la chaîne tellienne sont :

- Le pli-faille d'el Asnam
- Le pli-faille de Bou Kadir
- Le pli-faille de Dahra
- Le pli-faille de Ténès-Abou el -Hassan
- Le pli-faille de Sahel D'Alger
- Le pli-faille de Murdjadjo.

Les séismes qui se produisent en Algérie s'expliquent par une accumulation des contraintes autour des failles actives qui au-delà d'un seuil 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 (CRAAG 2006)[16]. Les failles actives de l'Atlas tellien sont : la faille D'el Asnam, la faille du Dahra, la faille de Ténès Abou el -Hassan (Ouled Abdallah), la faille du Sahel d'Alger, la faille Murdjadjo, la faille de Chott El hammam et la Faille de Kherrata. Les autres régions sismoactives d'Algérie sont : la région de Mascara, la région de l'Atlas de Blida-Médéa, la région de Jijel, la région de Guelma et la région de Constantine (BADDARI, K ; DJEDDI, M 2002)[17].

Nous pouvons ainsi dire que cette activité se concentre essentiellement dans la région Nord du pays, quoique de façon très épisodique, quelques micro secousses sont enregistrées dans la partie saharienne. Dans la région Nord, la région tellienne est la plus active. Le zonage effectué indique que les régions d'El Asnam, Oran et Alger sont les régions les plus menacées puisque dans ces zones, les séismes les plus importants se sont produits.

L'analyse de la carte de sismicité de la région maghrébine montre que la sismicité est localisée principalement dans les zones côtières, en mer d'Alboran au Nord d'Oran et sur l'ensemble de la marge méditerranéenne. Cette sismicité est liée aux mouvements tectoniques complexes de convergence de la plaque africaine au Sud et de la plaque européenne au Nord. Elle est essentiellement marquée par des séismes superficiels (voir annexe 1, le séisme, classification des séismes) -profondeur inférieure à 20 km- qui causent des dégâts considérables dans les zones épacentrales.

Jusqu'au 21 mai 2003, cette activité était localisée dans les régions de l'Ouest algérien, d'Ech Cheliff et de la Mitidja à l'Ouest d'Alger. La région de l'Est algérois, reconnue sismotectoniquement active depuis 1988 (M.H.A.T 2004) [18] a été sérieusement affectée le 21 mai 2003 par un tremblement de terre de Magnitude $M_I = 6,8$ causant d'importants dégâts humains et matériels. Les autres régions du pays sont caractérisées par une sismicité diffuse localisée dans les zones, tectoniques et bassins quaternaires des régions des Babors, du Hodna et du Constantinois.

Une importante activité sismique se trouve localisée dans les zones côtières et en mer Méditerranée. Dans cette région de la Méditerranée occidentale, le contact entre les plaques africaine et [18] eurasiennne, a souvent été simplifié et souvent associé à la direction linéaire Est-Ouest que décrit la sismicité depuis l'arc de Gibraltar à l'Ouest jusqu'à l'arc Calabro-sicilien à l'Est. Cependant, «ce contact est beaucoup plus complexe et correspond à une juxtaposition de blocs continentaux et océaniques, plus ou moins mobiles et déformables» (BADDARI.K ; DJEDDI.M 2002) [19].

Cette situation est marquée par la confrontation des deux domaines stables et rigides formés par les plates-formes européenne et africaine. L'étude des séismes récents a permis de préciser considérablement les caractéristiques des séismes qui se produisent en Algérie. C'est ainsi, que nous pouvons affirmer que les séismes qui se produisent dans notre région sont en général faibles à modérés atteignant parfois la magnitude 6.0 (P.C.A 2007)[20].

Dans certains cas, ils peuvent être violents comme ce fut le cas à El Asnam ; ce séisme est d'ailleurs considéré comme le plus important qu'ait connu la Méditerranée Occidentale. Toutefois, les séismes algériens sont d'autre part superficiels (P.C.A 2007)[21] ne dépassant pas en profondeur les 15 km, ce qui les rend plus perceptibles par la population et donc plus dangereux.

Tous les séismes récents ont souvent mis en relief des structures actives non connues précédemment, indiquant la complexité de l'identification des structures actives profondes. Il est donc important de noter que des efforts importants doivent être réalisés pour localiser de nouvelles structures actives.

III.2.4 Classification sismique des wilayas d'Algérie :

La classification sismique effectuée pour chaque wilaya de l'Algérie est faite selon les manifestations sismiques historiques. Cependant, il existe des zones en collision directes avec les deux plaques 'africaine et eurasiennne' et ils n'ont pas connu jusqu'à présent un séisme important mais susceptible d'être des foyers sismiques potentiels, tels que la région orientale. Bref, c'est toute la côte Algérienne qui est soumise à une éventuelle catastrophe sismique qui est désormais ignorée.

Tableau III. 2 : Classification sismique des wilayas d'Algérie

Wilaya	ZONE 0	ZONE I	ZONE II		ZONE III
			ZONE II a	ZONE II b	
1. ADRAR	X				
2. CHLEF					X
3. LAGHOAT		X			
4. OUM EL BOUAGHI		X			
5. BATNA		X			
6. BEJALA			X		
7. BISKRA		X			
8. BECHAR	X				
9. BLIDA					X
10. BOUIRA			X		
11. TAMENRASET	X				
12. TEBESSA		X			
13. TLEMCEN		X			
14. TIARET		X			
15. TIZI OUZOU			X		
16. ALGER					X
17. DJELFA		X			
18. JIJEL			X		
19. SETIF			X		
20. SAIDA		X			
21. SKIKDA			X		
22. SIDI BELABBIS		X			
23. ANNABA			X		
24. GUELMA			X		
25. CONSTANTINE			X		
26. MEDEA				X	
27. MOTAGANEM			X		
28. M'SILA			X		
29. MASCARA			X		
30. OUARGLA	X				
31. ORAN			X		
32. EL BAYADH		X			
33. ILLIZI	X				
34. BORDJ BOU ARRERIDJ			X		
35. BOUMERDES					X
36. EL TAREF			X		
37. TINDOUF	X				
38. TUSSEMSILT			X		
39. EL OUED	X				
40. KHENCHELA		X			
41. SOUK AHRAS		X			
42. TIPAZA					X
43. MILA			X		
44. AIN DEFLA			X		
45. NAAMA		X			
46. AIN TEMOUCHEM			X		
47. GHARDAIA	X				
48. RELIZANE					X

III.2.5 Les règles parasismiques Algériennes (RPA) :

Après les séismes d'El Asnam 1980, RPA doit réviser en 1981 puis une révision en 1983. après le séisme de Constantine 1985 doit réviser en 88 et le séisme de Tipaza –Alger 1989 .Le RPA fait une révision du zonage sismique qui exprimer dans le RPA 99 ou Mascarade 1994 et Ain Benian 1996, après le séisme de Ain Témouchent 1999, Il se fait la Révision du RPA 99, Puis la révision de RPA 2003, Après le séisme de Boumerdes 2003. [22]

III.2.6 Généralité sur les règles parasismique algériennes (RPA99 /version 2003) :

III.2.6.1 L'objectifs :

Les règlements visent à assurer une protection des vies humaines et des constructions vis-à-vis des effets des actions sismiques par une conception et un dimensionnement appropriés. Pour des ouvrages courants, les objectifs ainsi visés consistent à doter la structure :

✓ D'une rigidité et d'une résistance suffisante pour limiter les dommages non structuraux et éviter les dommages structuraux par un comportement essentiellement élastique de la structure face à un séisme modéré, relativement fréquent.

✓ D'une ductilité et d'une capacité de dissipation d'énergie adéquates pour permettre à la structure de subir des déplacements inélastique avec des dommages limités et sans effondrement, ni perte de stabilité face à un séisme majeur, plus rare.

Pour certains ouvrages importants, la protection visée est encore plus sévère puisqu'il faudra que l'ouvrage puisse demeurer opérationnel immédiatement après un séisme majeur.

L'objectif principal des règles parasismiques consiste à sauvegarder le plus grand nombre possible de vies humaines. Il s'agit de concevoir, de dimensionner des structures capables de résister aux actions sismiques sans effondrement local ou général de celle-ci. La structure doit en quelque sorte se conserver au maximum dans son intégralité afin d'éviter toute chute de celle-ci ou partie de celle-ci [22]

III.2.6.2 Les Domaines d'applications :

Les règlements sont applicables à toutes les constructions courtes. Par contre, elles ne sont pas directement applicables aux constructions telles que :

✓ Constructions et installations pour lesquelles les conséquences d'un dommage même léger peuvent être d'une exceptionnelle gravité : centrales nucléaires, installation de fabrication et de stockage des produits inflammables, explosifs, toxique, ou polluants... ouvrage d'art (barrage, Ouvrages maritimes, pont, tunnels...).

✓ Réseaux et ouvrages enterrés. Structure en plaques et encoques minces. Pour ces types de construction, il y a lieu de se référer à des règles ou recommandations spécifiques. [22]

III.2.6.3 Les Conditions d'applications :

Les constructions auxquelles s'appliquent les règles doivent satisfaire concomitamment aux règles de conception, de calcul et d'exécution applicables.

Par ailleurs, au cas où les sollicitations issues d'un calcul aux effets de vent sont plus défavorables, ce sont ces dernières qu'il y a de prendre en considération pour la vérification de la résistance et de la stabilité de l'ouvrage, mais en même temps les dispositions constructives des règles RPA doivent être respectées [6].

III.2.6.4 Classification des zones sismique :

III.2.6.4.1 Les zones sismogènes du Nord-Est Algérien.

III.2.6.4.1.1 Le bassin de Guelma ou zone 1 :

-La sismicité: La région de Guelma a été frappée, durant la période historique, par un séisme d'intensité maximale VI MSK (cette présente étude). Le plus fort séisme connu de la région est celui du 10 février 1937 d'intensité maximale VIII MSK et de magnitude $M_s = 5.2$. Le catalogue de sismicité compte 58 séismes dans la zone 1 (cf. histogramme en annexe V) dont neuf (09) sont de magnitude $4.2 \leq M_s \leq 5.2$ (un seul est de magnitude supérieure à 5).

-La tectonique: Les études géologiques menées dans le bassin de Guelma montrent que c'est un bassin Néogène coïncé entre deux décrochements et limité à l'est et à l'ouest par une série de failles normales N-S à NNW-SSE (Meghraoui, 1988, Aoudia et al., 2000).

-On notera, particulièrement dans ce bassin les failles de Bouchegouf et de Hammam N'Bailis qui ont attiré l'attention des géologues. Ces failles affectent les dépôts quaternaires et sont reliées à des sources hydrothermales d'où leur activité durant cette période (Vila, 1980).

III .2.6.4.1.2 Le bassin de Constantine ou zone 2 :

- La sismicité: 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 $M_s = 5.2$, 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 $M_s = 5.7$. Je signalerai aussi la crise sismique (33 séismes) de janvier à avril 1925 qui aurait selon Mme Hée frappé la ville de Constantine. Le catalogue de sismicité compte 258 séismes pour la zone 2 (cf histogramme in annexe V) dont 14 sont de magnitude $4.0 \leq M_s \leq 5.7$ et 4 (parmi ces 14) sont de magnitude $M_s \geq 5$

- La tectonique: En comparaison avec les différents bassins intra-montagneux du Tell, le bassin de Constantine semble perché à des altitudes importantes. Cette caractéristique est attestée par la géomorphologie qui montre un resserrement de vallées profondes à pentes raides. Les dépôts plio-quaternaires (conglomérats et calcarénites) sont décrochants sur un substratum constitué de flyshs. Ces dépôts sont alignés suivant une direction NE-SW rappelant la direction de la faille d'Ain Smara active lors du séisme de Constantine du 27 octobre 1985 (Bounif et al., 1987). D'autre part, l'existence de failles néotectoniques affectant la plio-quaternaire (Ain Smara, Sigus et Constantine orientées respectivement NE-SW, E-W et N-S, Vila, 1980) particulièrement reliées à des sources hydrothermales suggère la présence d'une activité tectonique. Le caractère décrochant de la faille d'Ain Smara attesté par le mécanisme focal du séisme de Constantine du 27 octobre 1985 (Bounif et al., 1987) est en corrélation avec la direction des traces de surface observées.

Dans cette zone de l'Atlas, la déformation active semble régie par un mouvement transcurrent dextre.

III .2.6.4.1.3 L'Atlas saharien ou zone 3 :

La sismicité : Cette zone à sismicité plus ou moins faible englobe la région des Aurès et sa capitale Batna, l'oasis de Biskra et celle de Bousâada située à la limite sud du bassin du Hodna. On y délimite aussi une zone de faible importance à la limite des deux Atlas, dans l'axe Tebessa Ouenza. Les Aurès ont connu deux séismes forts tout le long de leur histoire sismique : le séisme de N'Gaous du 17 janvier 1885 (à 50 km de Batna) d'intensité maximale $I_{max} = VII$ MSK et le séisme de Mac Mahon du 16 mars 1924 d'intensité maximale IX MSK et de magnitude $M_s = 5.4$. On retiendra pour Biskra, le séisme du 16 novembre 1869 d'intensité maximale VIII MSK et de magnitude $M_s = 5.2$. La région de Bousâada, en plus du fait qu'elle ressent souvent les séismes du bassin Hodna, est connue pour son séisme du 7 septembre 1865, d'intensité maximale VI MSK et de magnitude $m_b = 4.4$. La zone 3 a été frappée par 80 séismes (cf histogramme in annexe V) dont 21 sont de magnitude $4.0 \leq M_s \leq 5$ et 3 (parmi ces 21) sont de magnitude $M_s \geq 5$.

Dans la zone Ouenza-Tebessa seuls 5 séismes ont été enregistrés dans la région dont 3 sont de magnitude $4 \leq M \leq 4.6$.

La tectonique : La frontière entre les Atlas méridionaux algériens et le Sahara, est une ligne structurale constituée de différents tronçons qui n'ont ni la même signification, ni la même orientation, ni le même âge (Kazi-Tani, 1990). Dans le nord est Algérien cet accident borde vers le sud les Aurès et les Monts du SE constantinois. Ce dernier domaine est structuré en plis et chevauchements durant les temps Mésozoïque et Cénozoïque et même jusqu'au Pléistocène. L'activité tectonique actuelle est difficilement perceptible.

Néanmoins, un certain nombre de travaux confirme l'existence d'une tectonique récente dans cette partie de l'Atlas. En effet, Zerdazi (1990) met en évidence dans la zone est de l'Atlas saharien septentrional, à l'aide d'études aéromagnétiques, une grande faille NESW s'étendant de l'anticlinal de Khenchela jusqu'au nord de l'Ouenza passant au sud de Mesloul [23] et qui aurait joué depuis le

Turonien jusqu'au Quaternaire (Vila, 1980). De plus l'établissement de la carte gravimétrique résiduelle lui permet de mettre en évidence le fossé de Terraguelt et d'en préciser les contours (cité par Vila, 1980).

D'autre part les terrasses alluviales les plus élevées observées par Lafitte (1938) situées le long de l'Oued El Abiod (dans les gorges de M'chouneche) témoignent de cette activité. Cependant, l'absence de datation précise dans les dépôts Quaternaires ne permet pas de préciser la continuité de cette tectonique jusqu'à l'actuel. Concernant l'accident sud atlasique, les travaux de différents auteurs (Lafitte, 1939, Aissaoui (1984), Kazi-Tani, 1986) montrent qu'il ne s'agit pas d'un accident unique, mais d'une bande formée d'une série de flexures, de plis failles et de failles inverses, se relayant d'ouest en est. Les derniers rejeux observés dans le NE Algérien (Aurès) sont post-pliocène. Busson 1970 (In Aissaoui, 1984) est partisan d'un rajeunissement de l'âge de cette structure dans la région de Biskra, il serait aussi post-pliocène. Lafitte (1939) distingue deux phases tectoniques majeures au cours de sa structuration ; une phase Eocène supérieur et une autre post-burdigalien qui se poursuivrait jusqu'au pliocène et même au quaternaire. Cette dernière observation est attestée par la présence de conglomérats d'âge pliocène, systématiquement basculés vers le sud de 40° à 60° et formant même des replis par endroits qui seraient d'âge pliocène et quaternaire. Ainsi l'activité sismique dans cette région de l'Atlas est en faveur d'un processus de tectonique actuelle [23].

III .2.6.4.1.4 Le bassin du Hodna et les Bibans ou zone 4 :

La sismicité : Le lecteur a sûrement constaté au chapitre II lors de l'étude macrosismique de certains séismes que la région de Bordj Bou Arréridj (BBA) si elle n'est elle-même le siège d'épicentres de séismes, ressent fortement les séismes de M'sila et vice versa. Dans les Bibans, la région de Mansourah semble être plus active. Elle est connue pour son séisme du 13 novembre 1974, d'intensité maximale VII MSK et de magnitude $M_s = 5.1$ mais elle a connu de plus forts avant ; celui du 8 janvier 1887 d'intensité maximale VIII MSK et celui du 24 mars 1959 d'intensité maximale VIII MSK, de magnitude $M_s = 4.8$.

Dans le bassin du Hodna, la région de M'sila située à la frontière des Atlas tellien et saharien est assez fortement sismique. Elle est connue pour le séisme du 03 décembre 1885 d'intensité maximale IX MSK et particulièrement par celui plus récent du 01 janvier 1965 d'intensité maximale VII MSK et de magnitude 5.5. La zone 4 a été frappée par 976 séismes (cf histogramme in annexe V) dont 115 sont de magnitude $4.0 \leq M_s \leq 5.9$ et 26 (parmi ces 115) sont de magnitude $M_s \geq 5$.

La tectonique : Dans une représentation des principaux effets de la néotectonique, Vila, 1980 schématise dans la région des Bibans la faille du Nord de Djemila, l'anticlinal quaternaire du djebel Tella et la faille du Djebel Youceff [24]. Ces structures affectent selon le même auteur les dépôts quaternaires et sont reliées à des sources actuelles ou à hydrothermalisme actif. De plus, bien que peu importantes selon Savornin, 1920, les terrasses édifiées dans les Bibans, par l'Oued Sellam dans le plateau sétifien, le réseau de Guergour près de Guenzet et l'Oued Ksob sont surélevées et inclinées. Elles attestent d'une activité tectonique récente dans la région. Le bassin du Hodna limite les Bibans au sud. C'est un bassin néogène caractérisé par des reliefs assez importants comme celui de Djebel Mâadid (1863 m) (Boudiaf, 1996) qui correspond à la terminaison occidentale des monts du Hodna et qui est aussi bien mis en évidence par la gravimétrie que la vaste dépression du Hodna (Zerdazi, 1990). Le bassin du Hodna montre des similitudes avec les bassins néogènes actifs de l'Atlas tellien (Cheliff, Alger). On y distingue une série d'anticlinaux affectant les dépôts récents orientés dans une direction NE-SW rappelant les autres structures actives du Tell. L'aspect tectonique étudié par les différents auteurs (Greandjean et al., 1966 ; Guiraud, 1971, 1973 ; Vila, 1980 ; Meghraoui, 1988) montre une géométrie de pli-faille. L'exemple du pli-faille de Chott El Hammam-Boutaleb est édifiant. En fait, la faille inverse de Chott El Hamam qui limite le flanc SE de l'anticlinal de Boutaleb est à vergence sud. Cette faille de 30 km aurait généré le séisme de

M'siladu01.01.1965. De plus, la présence de dépôts pléistocène plissés sur le pli de Chott ElHammam est significative de son activité récente. [24].

17 février 1949 d'intensité maximale VII MSK et de magnitude $M_s = 4.7$ qui a généré des traces de surfaces, mettant ainsi en évidence, la faille active de Kherrata et enfin celui de Darguinah du 25 février 1968 d'intensité maximale VII MSK et de magnitude $M_s = 4.5$.

En ce qui concerne la vallée de la Soummam caractérisée aussi par de petites crises sismiques, on retiendra la sismicité de Maillot (Mechdallah) dans les années vingt ainsi que celle d'El Kseur. La sismicité de cette région est modérée et caractérisée par des crises sismiques qui frappent aussi bien Kherrata, Darguinah, Takitount (pour la période d'avant 1900) que Tizi N'bechar et ce jusqu'à ces dernières années. La zone 5 a été frappée par 554 séismes (cf histogramme in annexe V) dont 43 sont de magnitude $4.0 \leq M_s \leq 5.9$ et 13 (parmi ces 43) sont de magnitude $M_s \geq 5$.

La tectonique: Les monts des Babors correspondent au prolongement nord oriental de la chaîne des Bibans. Ils comprennent notamment le massif calcaire de Kherrata connu pour être le siège d'une sismicité quasi permanente (cf. catalogue, annexe III). D'autre part, le séisme de Kherrata du 17 février 1949 qui a généré des traces de surface a permis à Rothé (1950) d'observer et de cartographier un pli-faille N070. Pour beaucoup d'auteurs, ce pli-faille serait responsable de l'activité sismique dans cette zone des Babors. La terminaison occidentale des Babors est marquée par la vallée de la Soummam; c'est un bassin néogène s'orientant NE-SW puis E-W (Figure III.1) plus au nord. L'activité sismique y est modérée et continue (Figure II.24). D'après Boudiaf, (1996) l'analyse du modèle numérique de terrain (MNT) et des photos aériennes de la région montre des structures tectoniques récentes. Dans la région Tazmalt-M'chedallah, les terrasses alluviales sont nettement déformées par des escarpements tectoniques affectant la glaciaire quaternaire. Ces mouvements quaternaires sont visibles aussi dans la région de Sidi Aich. Notons également que le Pliocène est largement déformé dans tout le bassin de la Soummam.

III .2.6.4.1.5. L'offshore ou zone 5 :

En réalité, on ne peut différencier cette zone de celles continentales. L'une est la continuité de l'autre. Il est vrai que cette sismicité peut être induite par des accidents purement marins mais elle pourrait tout autant être générée par des accidents continentaux actifs qui se prolongeraient en mer.

La sismicité : la carte représentant toute la sismicité (Figure II.24) montre une sismicité active dans le golfe de Bougie et tout le long de sa côte ouest et une autre au nord de Skikda. En effet, pas moins de 86 séismes sont offshore dont 42 sont franchement marins.

Le séisme marin le plus connu reste celui de Djidjelli du 22 août 1856. On notera aussi celui localisé au Nord de Philippeville (Skikda) le 19 septembre 1935, d'intensité VI MSK et de magnitude $M_s = 4.9$ puis celui du NE d'El Kala d'intensité VI MSK et de magnitude $M_s = 5.0$

La tectonique : L'identification de structures marines actives est une tâche assez ardue. Je me limiterais ici à celles néotectoniques et potentiellement actives citées dans Harbi et al., 1999 et reprises dans la carte sismotectonique présentée ici (Figure III.5). J'ajouterai à celle-là les failles continentales qui pourraient se prolonger en mer tel que la faille du cap Rosa à l'ouest d'El Kala, celle de Djebel Safia à l'est de Skikda et celle d'Azzemordans le massif de Collo.

Le territoire national est divisé en cinq (04) zones de sismicité croissante, définies sur la carte des zones de sismicité qui précise cette répartition par wilaya et par commune, soit :

Zone O : sismicité négligeable.

Zone I : sismicité faible.

Zone IIa et IIb : sismicité moyenne.

Zone III : sismicité élevée [25].



Figure III.8 : Carte de la province de Jijel

III.3.2. Le séisme de Jijel à 22 août 1856 :

En ce jour de 1856, un violent séisme de terre frappa l'État de Jijel, le séisme de terre a complètement détruit la ville et ils n'y ont pas survécu. Vers dix heures du soir, les gens ont ressenti un violent tremblement de terre accompagné d'un bruit de tonnerre dans le sol. Toutes les maisons furent ébranlées par ce premier choc, la mosquée et la vieille tour génoise s'étaient effondrées, et un grand nombre de maisons firent grand bruit. La secousse dura une seconde fois, et la population turbulente se précipita hors des murs, effrayée, s'attendant à de nouveaux chocs, et heureusement aucun autre désastre ne fut causé. Certaines personnes ont péri sous les décombres.

Il commença à s'affaïsser, vers midi, et un tremblement accompagné d'explosions, qui se produisait dans les fissures profondes de la terre, et dans l'agitation de la mer. Terre à nouveau. Le tremblement de terre qui a mis fin au tremblement de terre était terminé.²⁴ (Figure II.2) Et l'immoralité de la tranquillité est revenue. Le sauvetage et la rénovation de la ville ont été réalisés en construisant des maisons en bois à l'extérieur d'Al-Surim sur le site des jardins. Matin, matin, matin et régulier, matin, air frais Copié du livre de (Charles Ferro sur l'histoire de Jijel)

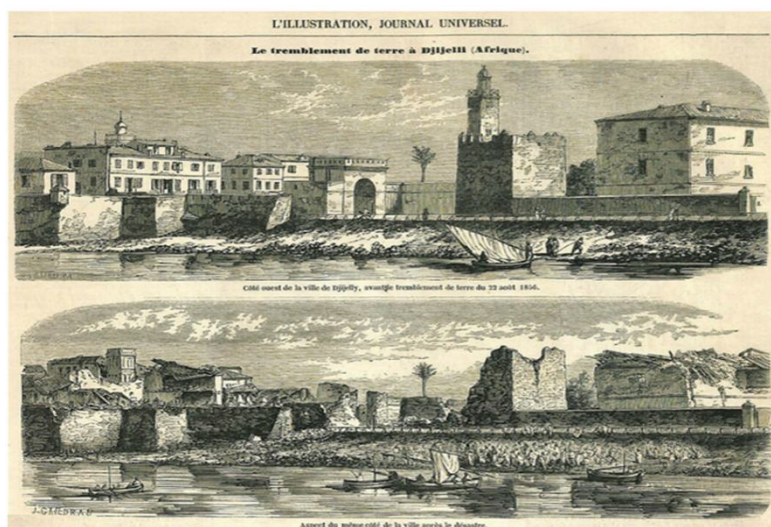


Figure III.9 : séisme de terre de Jijel dans la zone du château avant et après le tremblement de terre en 1856

Tableau III. 3: Tremblement de terre Jijel il y a 22 ans

intensité du tremblement de terre	Emplacement
5	Tremblement de terre Jijel il y a 2 ans (à 34,72km de) (13/07/2019 09:56:35 UTC - 13ص 11:56:35 ,2019/7/)
3,8	Tremblement de terre Jijel il y a 4 ans (à 65,84km de) (27/07/2017 07:04:15 UTC - 27ص 9:04:15 ,2017/7/)
3,8	Tremblement de terre Jijel il y a 4 ans (à 65,84km de) (27/07/2017 07:04:15 UTC - 27ص 9:04:15 ,2017/7/)
2,5	Tremblement de terre Jijel il y a 22 ans (à 92,36km de) (25/06/1999 17:39:02 UTC - 25م 7:39:02 ,1999/6/)

III.4 Conclusion :

La méthode proposée dans cette étude pour des bâtiments réguliers en élévation a été comparée avec succès à une approche analytique complète. Cette méthode a été construite sur la base d'une approche par spectre de réponse linéaire ou linéarisée. Sa formulation s'inspire de celles présentes dans les principaux codes ou guides parasismiques actuels. Tout en restant facilement applicable, elle permet d'appréhender les phénomènes mécaniques mis en jeu. L'exemple traité montre que la formulation proposée permet d'obtenir des valeurs.

CHAPITRE IV : CONSTRUCTION DES SPECTRES DE REPONSE

IV. 1. Introduction :

Le séisme ou le tremblement de terre est un phénomène naturel qui attaque les structures, Des secousses plus ou moins violentes imprimées au sol et qui peuvent causer d'importants dégâts dans les constructions si ces dernières ne sont pas conçues pour résister à ces effets. Ce dernier provoque des effets horizontaux importants qui peuvent abîmer ou effondrer la Structure.

IV.2. La modélisation de la structure :

L'analyse se fera automatiquement par un logiciel de calcul "ETABS 9.7.0 " après discrétisation de la structure en élément fini ; ce logiciel offre la possibilité de faire un calcul plus exact et plus simple avec la possibilité d'une étude statique et dynamique toutes en même temps.

IV.2.1 Pourquoi l'ETABS :

Nous avons fait appel au logiciel (ETABS) pour déterminer :

- Les périodes propres.
- Les coefficients de participation modale α_i .
- Les déplacements des planchers.
- Les forces sismiques.

IV.2.2. Modélisation des éléments structuraux :

La modélisation des éléments structuraux est effectuée comme suit :

- Les voiles ont été modélisés par des éléments coques « Shell » à quatre nœuds.
- Les dalles sont modélisées par des éléments dalles qui négligent les efforts membranaire

IV.2.3. Modélisation de la masse :

La masse des planchers est calculée de manière à inclure la quantité βQ RPA99/Version 2003 (dans notre cas $\beta = 0.2$) correspondant à la surcharge d'exploitation. La masse des éléments modélisés est introduite de façon implicite, par la prise en compte du poids volumique correspondant à celui du béton armé à savoir $2.5t/m^3$.

IV.2.4. Nombre de mode à considérer :

D'après les RPA99/Version2003 (article 4.3.4 -a) :

La somme des masses modales effectives pour les modes retenus soit égale à 90% au moins de la masse totale de la structure.

Où que tous les modes ayant une masse modale effective supérieure à 5% de la masse totale de structure soient retenus pour la détermination de la réponse totale de la structure. Le minimum de modes à retenir est de trois (03) dans chaque direction considérée.

IV.3. L'analyse dynamique de la structure par ETABS :

IV.3.1. Spectre de réponse de calcul :

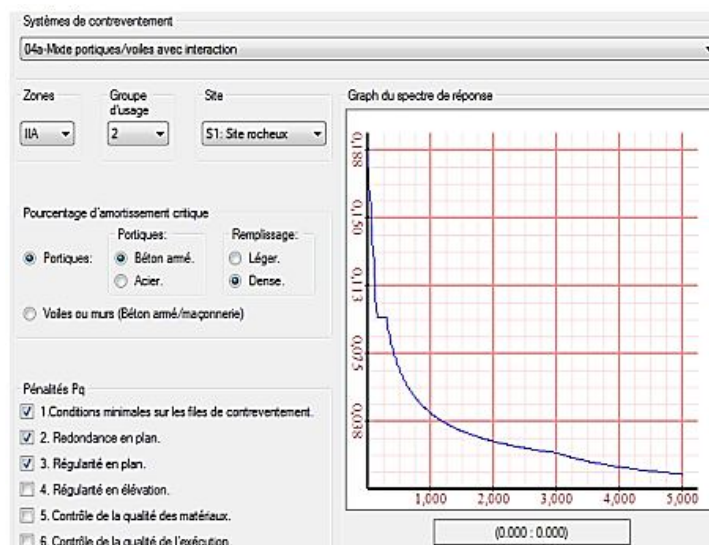


Figure. IV.1. Le spectre de réponse 1.

CHAPITRE IV CONSTRUCTION DES SPECTRES DE REPONSE

Coefficient de comportement global de la structure R :

$$R = 3,5.$$

Le facteur de qualité de la structure Q :

Sa valeur est déterminée par la formule :

$$Q = 1 + \Sigma Pa$$

$$\text{Donc : } Q = 1,15$$

Facteur de correction d'amortissement :

$$\text{Alors : } \eta = 0,8819$$

Coefficient dynamique (Site : S3) :

$$T1 = 0,15 \text{ sec} ; T2 = 0,30 \text{ sec}$$

$$\eta = 0,8819 T_x = 0,78 \text{ s donc } T2 \leq T \leq 3 \text{ s} \rightarrow D_y = 1,16.$$

$$\eta = 0,8819 T_y = 0,88 \text{ s donc } T2 \leq T \leq 3 \text{ s} \rightarrow D_y = 1,07.$$

Calculs de la résultants des forces sismiques « Vbs »:

$$V = (A \times D \times Q / R) \times W$$

$$V_x = 0,15 \times 1,16 \times 1,15$$

$$3,5 \times 78875,87 = 4509,44 \text{ KN.}$$

$$V_y = 0,15 \times 1,07 \times 1,15$$

$$3,5 \times 78875,87 = 4159,57 \text{ KN.}$$

$$\checkmark 0,8 V_{xs} = 3607,55 \text{ KN.}$$

$$\checkmark 0,8 V_{ys} = 3327,66 \text{ KN.}$$

Selon le RPA99, il faut avoir : $V_{dynamique} \geq 80\% V_{Statique}$

Story	Load	V _x	V _y
Story 1	G+Q+E MAX	2841,30	3387,71

Effort calculé par la méthode dynamique : $V_t = 2841,30 < 3607,55 \dots \dots CNV.$

Remarque : $V_t \leq 0,8V$ il faudra augmenter tous les paramètres de la réponse (forces, déplacement, moments) dans le rapport $0,8 \times V / V_t$

→ calcule le rapport $0,8 \times V / V_t = 3607,55 / 2841,30 = 1,27.$

Effort calculé par la méthode dynamique : $V_t = 3387,71 > 3327,66 \dots \dots CV$

A : coefficient d'accélération de zone.

η : Facteur de correction d'amortissement

R : coefficient de comportement de la structure.

T1, T2 : périodes caractéristiques associées à la catégorie de site.

Q : facteur de qualité.

IV.3.2.Méthode du spectre de réponse :

Dans le cas le plus simple, le comportement d'un bâtiment sous sollicitation sismique est assimilable à celui d'un oscillateur harmonique caractérisé par sa masse m , sa constante de raideur ou rigidité k et une constante d'amortissement visqueux c .

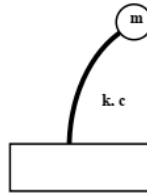


Figure IV. 1 : Oscillateur à un degré de liberté

L'équation du mouvement à laquelle obéit l'oscillateur est la deuxième équation de Newton (appelé également relation fondamentale de la dynamique) :

$$\sum F_{ext} = m x_a$$

Avec F_{ext} les forces extérieures agissant sur le corps m la masse, x_a l'accélération absolue

soit $-c\dot{x} - kx = m\ddot{x}_a$

avec $f = -c\dot{x}$ force de frottement et $F = -kx$ force de réaction du ressort (ou de la structure) pour le cas d'un oscillateur simple linéaire.

L'équation devient dans les cas de l'oscillateur harmonique :

$$m\ddot{x} + c\dot{x} + kx = -m\ddot{x}_g \quad (1)$$

avec $x = x_a - x_g$ le déplacement relatif et x_g le déplacement du sol (sollicitation sismique).

IV.3.3. Construction du spectre de réponse :

En résolvant l'équation (1) pour un accélérogramme de référence $x_g(t)$, la valeur déplacement relatif (x) est établie à chaque instant.

$$F(t) = -kx(t) = -m\omega^2 x(t) = -m\beta(t) \text{ avec la pulsation } \omega = \left(\frac{k}{m}\right)^{1/2}$$

Le résultat $x(t) = -\beta(t)$ est équivalent à l'équation d'un oscillateur harmonique soumis à une pseudo-accelération. La valeur maximale de $\beta(t)$ est alors reportée sur un diagramme (βT) ,

(T avec βT) (= max βt pour une valeur de période propre T donnée) (soit une masse m et une rigidité k données). On fait varier la valeur propre de l'oscillateur

$T = 2\pi/\omega$ et on obtient le spectre de réponse de l'accélération (diagramme (βT) , (T)).

VI.4. l'accélérogramme de jijel , Kherrata et texanna :

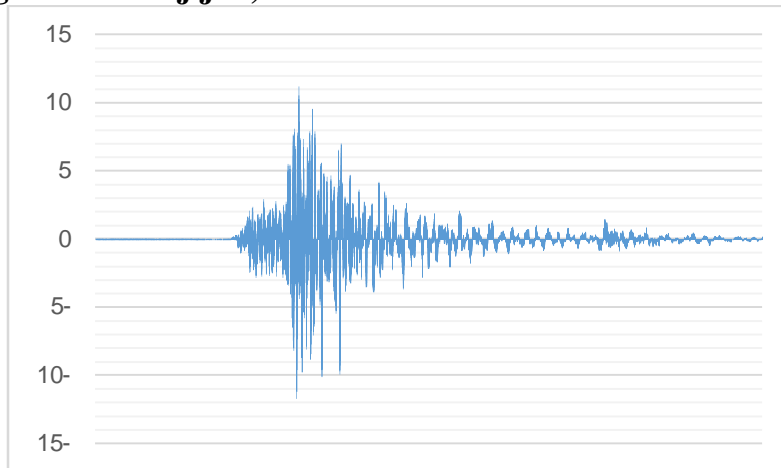


Figure IV. 2 : L'accélérogramme de Jijel.

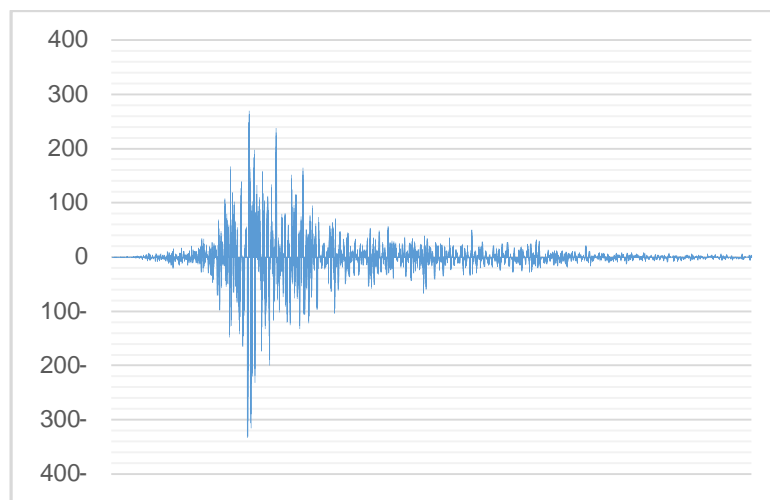


Figure IV.3 : L'accélérogramme de Kherrata.

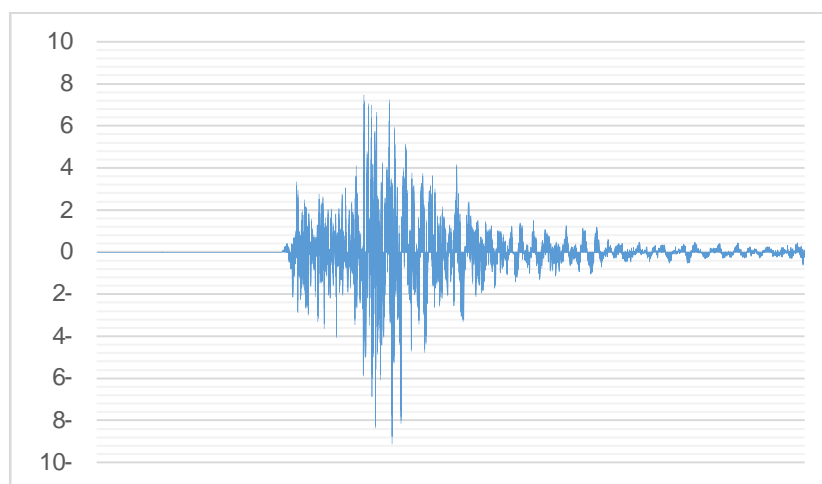


Figure IV. 4 : L'accélérogramme de texanna.

VI.5. Les calculs :**VI.5.1. Spectre calculé et spectre moyen:***Tableau IV.1: Accélérations spectrales (S_a).*

t	acc1	acc2	acc3
0,01	0,62	0,6	1,43
0,03	0,84	1,4	1,91
0,14	0,93	1,42	3,45
0,16	1,11	1	3,49
0,18	1,09	0,67	2,92
0,2	0,8	0,63	3,48
0,3	0,63	0,81	1,27
0,4	0,6	0,55	1,12
0,5	0,27	0,43	0,82
0,6	0,26	0,33	0,51
0,7	0,24	0,34	0,43
0,8	0,23	0,34	0,39
0,9	0,21	0,34	0,38
1	0,2	0,33	0,38
1,5	0,19	0,25	0,45
2	0,15	0,18	0,28
3	0,09	0,1	0,11

acc1

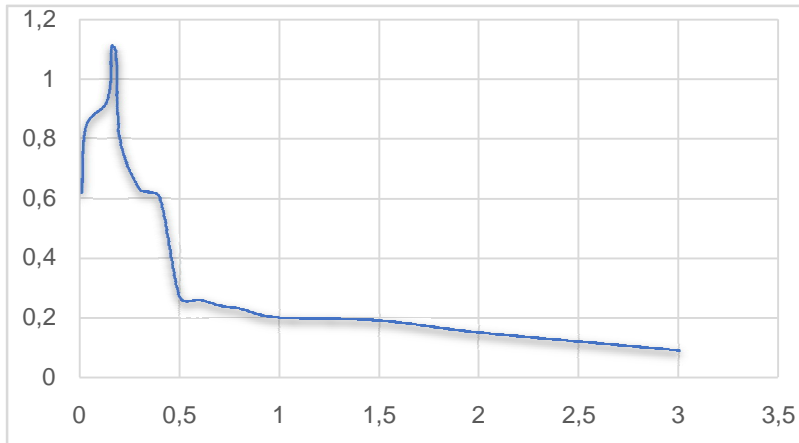


Figure IV. 5: Spectre de dimensionnement de Jijel.

acc2

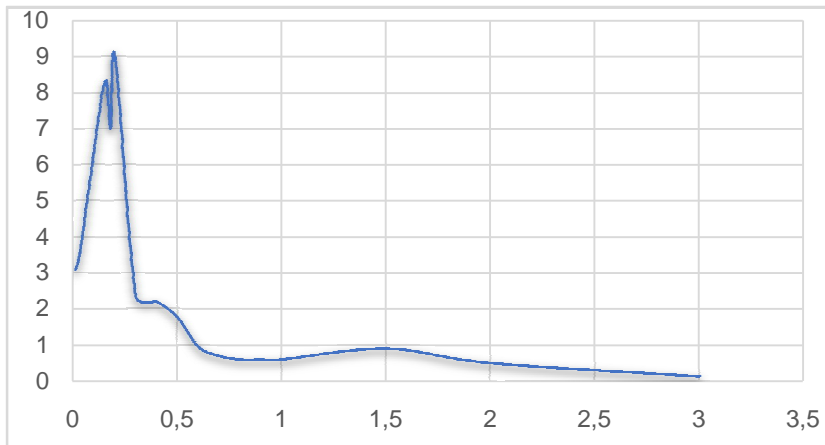


Figure IV. 6: Spectre de dimensionnement de Kherrata

acc3

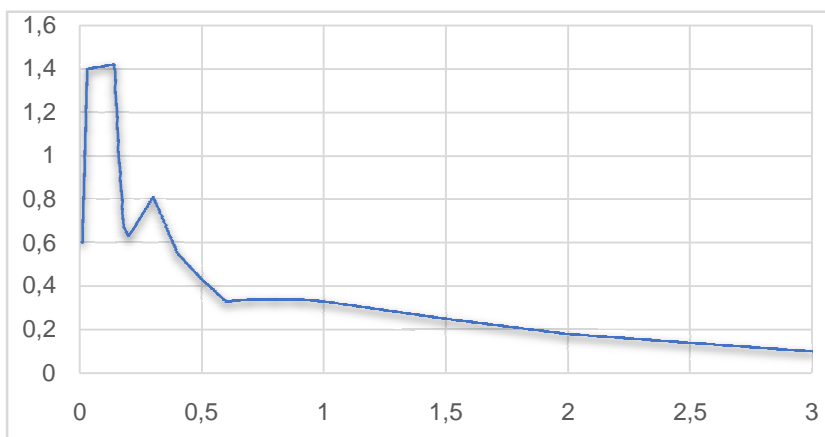


Figure IV.7: Spectre de dimensionnement de Texanna

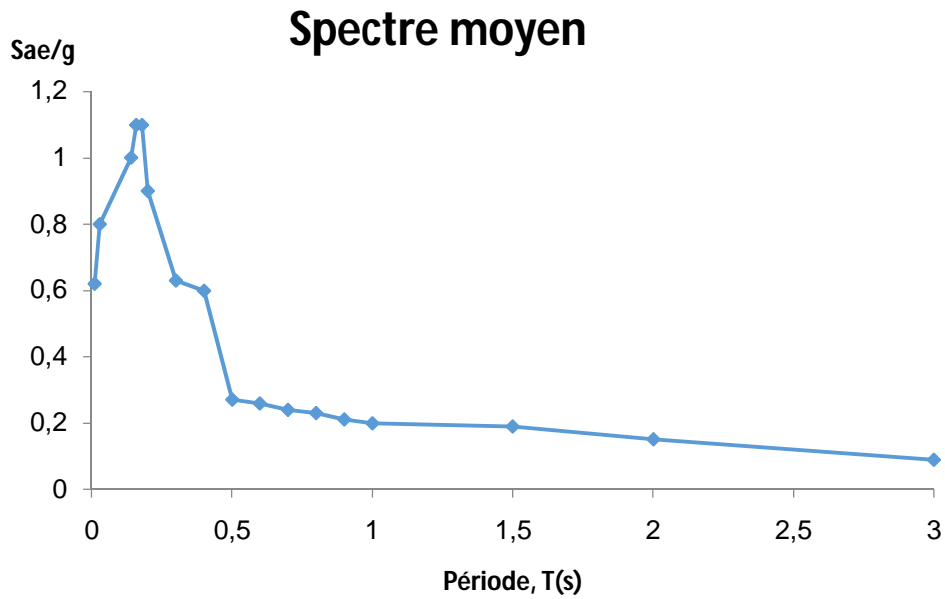


Figure IV. 8 : Spectre moyen .

VI.5.2. spectre de dimensionnement (ou de calcul) :

Le spectre de calcul est donné sous la forme $S_a/g=f(T)$

Avec :

S_a : accélération spectrale

g : accélération de la pesanteur ($g=9.81 \text{ m/s}^2$)

T : période de la structure en seconde

Ce spectre est obtenu après lissage du spectre moyen .

Ainsi, on obtient le graphe suivant :

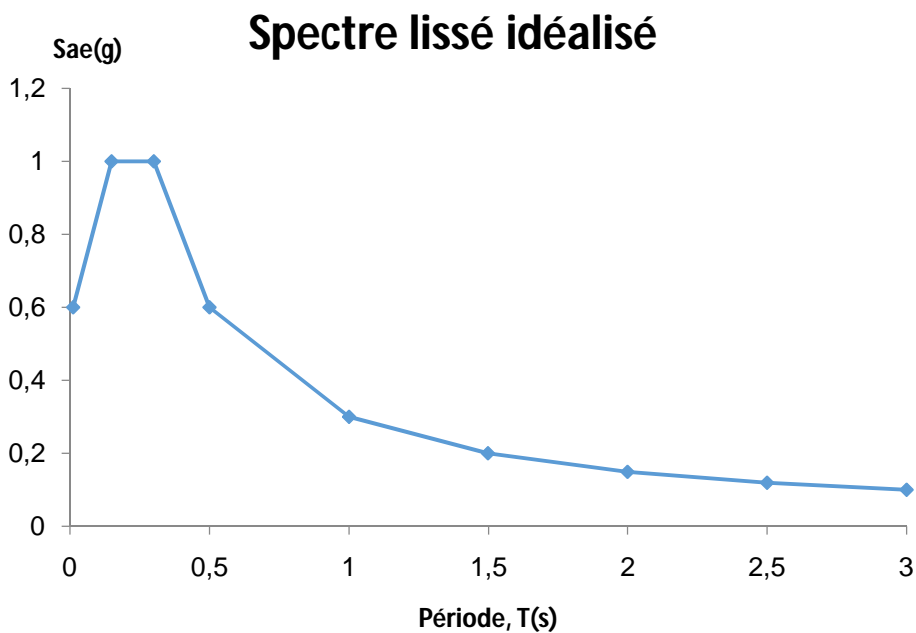


Figure IV. 9: Spectre de dimensionnement.

VI.5.3. Formules correspondant à ce spectre :

$$\frac{S_{ae}}{g} = \begin{cases} 2.67.T + 0.6 & 0 \leq T \leq 0.15 \text{ s} \\ 1 & 0.15 \text{ s} \leq T \leq T_2 \\ \frac{T_2}{T} & T \geq T_2 \end{cases}$$

T₂ est donné par le Tableau 4.7 du règlement RPA, en fonction du type de sol.

Par ex ici, T₂ = 0.3 s pour un sol de type S1

Il faut donc tracer le spectre pour les 4 types de sol sur un même graphe

VI.6. Conclusion :

Le présent chapitre a été consacré au pré dimensionnement et la définition des charges auxquelles est soumise une structure. Ces informations combinées avec la méthodologie d'analyse dynamique des structures nous permettent de déterminer les efforts internes dans la structure.

« CONCLUSION GENERALE »

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'étude menée dans cette thèse nous a permis de mieux comprendre et d'approfondir certaines notions déjà acquises durant mon cursus universitaire, notamment en Dynamique des Structures (accélérogramme, calcul dynamique, spectre de réponse, ...).

Elle a également permis de tirer les conclusions suivantes :

La région de Jijel est caractérisée par une forte instabilité de ces terres due aux glissements de terrain.

Jijel a également une morphologie de pentes raides et de pentes de terrain faible

Nous avons également discuté de la gestion des risques naturels par des mesures de prévention et de précaution liées soit au danger soit au problème afin de limiter ses effets catastrophiques, ainsi la création d'une carte des risques qui donne des instructions pour ces mesures est d'une grande importance.

Et de me familiariser avec l'outil informatique La conclusion principale qu'on peut tirer de cette étude est la suivante : L'établissement de spectres de réponse régionaux est possible et simple, sous réserve de disposer d'un nombre suffisant d'accélérogramme, Le manque d'enregistrements sismiques locaux peut être comblé par des séismes artificiels simulés numériquement à défaut de simulation réelle sur table sismique.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

[1] MAZARS, J (2008). Les risques sismiques les séismes et leur effet-la conception parasismique » ». Op.cit. p Imographes

[2] <http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s1/seismes.html>

[3] <http://www.seismoatschool.ethz.ch>

[4] Meghraoui M.1988 géologie des zones sismique du nord de l'Algérie ,pali sismologie , tectonique active et synthèse sismotectonique , Thèse de doctorat ,université de paris , Orsay,France

[5] Abdelghani S. séisme de Boumerdes du 12 mai 3003 pathologie de construction et dommage sismique .séminaire organisé par savoir plus ,26 -27 Juin à Béjaia

[6]. RPA99 (2003), Règles Parasismiques Algériennes version 2003

[7] Mémoire du magister dpt de génie civil, UMMTO présenté par leyla BOUZID

« Caractérisation des sols et leurs influences sur la vulnérabilité du bâtiment existant».

[8]. Patricia BALANDIER (élément de sismologie appliquées la construction à l'usage destechiciens du bâtiment.

[9]. Document d'information à l'usage du constructeur –(VOLUME 1)Conçu par Mme Patricia BALANDIER « LE SEISME ET LES SITES CONSTRUCTIBLES ».

[10].H. HOUARI ET M. CHAOUR MEMOIRE DE MAGISTER Construction des spectres de réponse pour la région de Constantine

[11]. Thèse de doctorat présenté par DJEBBAR Nabil « Contribution à l'étude de la performanceParasismiquedes éléments linéaires en béton ».

Davidovici : "La construction en zone sismique", Le Moniteur, Paris, 1999. ts à travers les mouvements de sol. [12]

[13] M.BADAOU ET B.BENAHMED ET H.TAREK MAA ET D.HAMZA
MEMOIRE DE MAGISTER Effets de caractéristiques sismiques sur les spectres de réponse 2017

[14] Meghraoui M.1988 géologie des zones sismique du nord de l'Algérie, palisismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique , Thèse de doctorat ,université de paris , Orsay, France

[15] BADDARI. K ; DJEDDI.M (2002) : Les séismes et leur prévision. Ed : OPU. Alger, p : 255,pp : 42-44.

[16] CRAAG : les séismes en Algérie de 2002 à 2006

[17] BADDARI.K ; DJEDDI.M (2002) : Op.Cit. p : 42-44

[18] M.H.A.T (2004) : Rapport Risque sismique et redéploiement des activités et de l'urbanisation.

[19] BADDARI.K ; DJEDDI.M (2002) : Op.Cit.Pp : 35-45

[20] Service des Risques Naturels, Protection civile d'Alger « *Hydra, Parado* » (2007) : *Les séismes en Algérie*

[21] *Idem*

[22]. [3 RPA99 (2003), Règles Parasismiques Algériennes version 2003

[23] Cette faille n'est pas cartographiée mais représentée par une anomalie aéromagnétique.

[24] Cette structure est aussi soulignée par la gravimétrie, Zerdazi, 1990.

[25] Meghraoui M.1988 géologie des zones sismique du nord de l'Algérie, palisismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique , Thèse de doctorat ,université de paris , Orsay,France

[26] ar.wikipedia.org

ANNEXES

Notation	Définition
Ac	Activité des sols
C _p	Potentiel d'affaissement
C _u	Coefficient d'uniformité
C _c	Coefficient de courbure
C _{pn}	Potentiel d'affaissement du sol non traité
C _{pt}	Potentiel d'affaissement du sol traité
D _r	Densité relative
D _x	Diamètre à travers lequel passe x% du sol
e	Indice des vides
e'	Charge d'un électron ($1.6 \cdot 10^{-19}$ C)
e ₀	Indice des vides initial
e ₁	Indice des vides au début de saturation
e ₂	Indice des vides à fin de saturation
e _L	Indice des vides à la limite de liquidité
E _c	Nombre de coups
Δe _c	Variation de l'indice des vides à l'état inondé
ES	Equivalent de sable
g	Accélération de la pesanteur
G _s	Densité spécifique
h	Hauteur de chute
h _c	Hauteur d'ascension capillaire
hr	Humidité relative
H _c	Variation de la hauteur après mouillage
H ₀	Hauteur initiale de l'échantillon
I _c	Indice de consistance
I _D	Indice de densité
II	Indice de liquidité
I _p	Indice de plasticité
I _w	Indice de maniabilité
K	Coefficient d'affaissement
K _b	Constante de Boltzmann
m	Masse du mouton
M	Masse molaire de l'eau
M ₀	Masse de pycnomètre
M ₁	Masse de pycnomètre + grains solides

Index des symboles et notation

Index des symboles et notation

M_2	Masse de pycnomètre + grains solides + eau
M_3	Masse de pycnomètre + eau
n	Nombre de coups
n_i	Nombre d'ion/m ³
P	Pression partielle de vapeur
P_0	Pression de vapeur saturante à la température T
P_c	Pression capillaire
P_{cn}	Pression de l'affaissement à la teneur en eau naturelle
P_{cs}	Pression de l'affaissement lorsque le sol est saturé
pf	Pourcentage des fines
r	Rayon du tube capillaire
R	Constante des gaz parfait
S_r	Degré de saturation
T	Température absolue
u_a	Pression de l'air au-dessus de l'interface
u_w	Pression de l'eau en dessous de l'interface
v	Volume du matériau avant de compactage
V	Vitesse ultrasoniques
V_s	Volume des grains solides
W	Teneur en eau naturelle
W_0	Teneur en eau initial
W_{opt}	Optimum de Proctor
W_{sat}	Teneur en eau à l'état de saturation
W_l	Limite de liquidité
W_p	Limite de plasticité
σ	Contrainte effective
ρ_d	Masse volumique sèche
γ_w	Poids volumique de l'eau
γ_d	Poids volumique sec
γ_h	Poids volumique humide
γ_s	Poids volumique des grains solides
Z_i	Valence de l'ion
ψ	Potentiel électrique
ψ'	Succion totale
α	Angle de mouillage
δ_k	Tassement relatif à Gcr
δ_w	Tassement relatif