

*Méthodes de simulation des mouvements forts
par Fonctions de Green Empiriques pour
l'évaluation de l'aléa sismique - Etat de l'art*

mars 1998
R 39850



*Méthodes de simulation des mouvements forts
par Fonctions de Green Empiriques pour
l'évaluation de l'aléa sismique - Etat de l'art*

Soazig Le Bégat

mars 1998
R 39850



Mots-clés : Fonctions de Green Empiriques, mouvements forts.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

S. Le Bégat - Méthodes de simulation des mouvements forts par Fonctions de Green Empiriques pour l'évaluation de l'aléa sismique - Etat de l'art - 40 pp., 22 fig. 1 ann.

© BRGM, 1998, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM

Synthèse

Les fonctions de Green empiriques (FGE) sont constituées d'enregistrements de séismes de faible magnitude, qui décrivent la propagation des ondes sismiques dans la croûte terrestre. La méthode des fonctions de Green empiriques consiste à sommer ces enregistrements de petits séismes, pour simuler les mouvements du sol que provoquerait une source sismique plus étendue. La prise en compte implicite des effets de site constitue le principal intérêt de la méthode pour les études d'aléa sismique. En effet, si la FGE a été enregistrée sur des matériaux de faibles caractéristiques géomécaniques, le sismogramme simulé contiendra également la réponse sismique de ces sols superficiels. Cette méthode est particulièrement bien adaptée à l'évaluation des mouvements sismiques dans les régions à sismicité modérée comme la France, où les enregistrements de forts mouvements du sol font défaut.

Le présent travail bibliographique, réalisé dans le cadre du projet de recherche R202 "Risques Naturels", aboutit à une synthèse des différentes variantes de la méthode des fonctions de Green empiriques, ainsi que leurs qualités et leurs limites pour la spécificité des applications de l'ingénierie sismique. L'analyse se concentre d'une part sur la manière d'introduire des hétérogénéités dans le processus de rupture pour correctement reproduire le contenu haute fréquence du sismogramme, et d'autre part sur la manière d'effectuer la sommation des FGE. Elle montre par ailleurs que la méthode est basée sur des hypothèses fortes et parfois restrictives.

Sommaire

Synthèse	3
1. Introduction	9
2. Principes et hypothèses de la méthode	11
2.1. Principe.....	11
2.2. Hypothèses.....	11
2.3. Lois de similitude	11
2.4. Moments sismiques	13
2.5. Utilisation.....	14
3. Les méthodes de source	15
3.1. Le modèle en "Omega carré".....	15
3.2. Modèles dynamiques et cinématiques.....	16
3.3. Modèles "simples"	16
3.4. Modèles composites	17
3.4.1. Variation de la chute de contrainte.....	17
3.4.2. Perturbation de la vitesse de rupture	17
3.4.3. Perturbation de la dislocation et de la rupture	19
4. Sommation des fonctions de Green Empiriques	23
4.1. Formulation dans le domaine temporel.....	23
4.2. Formulation dans le domaine fréquentiel.....	27
4.3. Contraintes imposées sur la sommation.....	27
4.4. Limites et domaine de validité de la méthode	30
4.4.1. Champ lointain	30
4.4.2. Mécanisme au foyer	30
4.4.3. Magnitude	30
4.4.4. Autres paramètres de source	31
5. Conclusions	35
Bibliographie	37

Liste des figures

- Fig. 1 - Rapport entre moment sismique et dimension de la faille. La totalité des séismes se situe dans la zone grisée sauf deux points isolés correspondant aux séismes du Chili en 1960 et d'Alaska en 1964 (d'après Madariaga & Perrier, 1991).
- Fig. 2 - Spectres en déplacement d et en accélération a pour un modèle en ω^2 .
- Fig. 3 - Définition du temps de montée τ de la dislocation D . $f(t)$ est la fonction temporelle de glissement.
- Fig. 4 - Plan de faille dont la propagation de la rupture est décrite par un front ondulant, d'après Bour (1993).
- Fig. 5 - Distribution de sous-failles circulaires sur le plan de faille dans le modèle à barrières de Papageorgiou & Aki (1983).
- Fig. 6 - Différents comportements de la rupture pour une sous-faille circulaire (à gauche), une aspérité (à droite), un mélange des deux (au centre) d'après Boatwright
- Fig. 7 - Plan de faille avec distribution de barrières se comportant comme des sources secondaires après le passage du front de rupture, d'après Bour (1993).
- Fig. 8 - Distribution auto-similaire de sous-failles circulaires de tailles différentes, à l'intérieur de la surface du choc principal (cercle externe). Deux niveaux sont ici représentés en a et b par Frankel, 1991.
- Fig. 9 - Distribution auto-similaire de sous-failles rectangulaires de tailles différentes, composée de 3 tailles de sous-événements, d'après Irikura & Kamae (1994).
- Fig. 10 - Distribution fractale de sous-événements chevauchants répartis aléatoirement sur la faille, d'après Zeng & al. (1994).
- Fig. 11 - Modèle cinématique et stochastique, avec un temps de montée de la dislocation constant (haut), dépendant de la taille des sous-événements (milieu), et à vitesse de rupture variable (bas), d'après Bernard & al. (1996).
- Fig. 12 - Contributions de la mise en place de la dislocation, de la propagation de la rupture, et de la propagation des ondes, aux décalages temporels entre les FGE,
- Fig. 13 - Spectre obtenu par la méthode de sommation stochastique de Wennerberg (1990) comparé au spectre en ω^{-2} recherché.
- Fig. 14 - Comparaison d'un spectre analytique avec deux spectres simulés à partir de petites failles de 50 m (pic parasite à 30 Hz) et de 20 m de rayon (pic parasite à 80 Hz), d'après Bour (1993).

- Fig. 15 - Spectres de Fourier de la fonction source apparente, pour 3 valeurs de division du temps de montée de la dislocation, ayant pour effet de rejeter les pics secondaires vers les hautes fréquences, d'après Bour (1993).
- Fig. 16 - Spectres de Fourier théorique en déplacement pour le gros et le petit séisme (en haut), et fonction source apparente (en bas).
- Fig. 17 - Spectre simulé par sommation aléatoire de N^3 FGE par Joyner & Boore (1986).
- Fig. 18 - Méthode de sommation de Dan & al. (1989). La FGE (s) est tout d'abord sommée N fois pour obtenir la dislocation totale en un point (p,q), puis N^2 sommations sont appliquées pour obtenir le séisme cible (l).
- Fig. 19 - Variation de l'accélération maximale avec la profondeur de la source, chaque courbe correspondant à une distance hypocentrale. D'après Reipl & al. (1993).
- Fig. 20 - Modélisation du séisme de Loma Prieta (1989) à la station Anderson Dam Downstream, à partir de différentes répliques de magnitudes 3.7 à 4., d'après Frankel (1995).
- Fig. 21 - Mise en évidence des variations de l'accélération simulée avec le sens (haut) et la vitesse de propagation de la rupture (bas), d'après Bour (1993).
- Fig. 22 - Spectres de réponse en accélération (amortissement de 5%) pour 100 scénarii envisagés par Hutchings & al. (1996).

1. Introduction

Notre objectif est d'estimer le mouvement sismique susceptible d'être généré en un point donné en cas de fort séisme, et par conséquent de tenir compte à la fois de la complexité du processus de rupture, des hétérogénéités du milieu dans lequel se propagent les ondes, et des effets de site.

Différentes techniques existent pour estimer les mouvements forts. Une première approche, dite statistique, se base sur l'exploitation des banques de données accélérométriques. Des relations empiriques sont alors établies, à partir d'un grand nombre d'enregistrements sur une région donnée, sous forme de lois d'atténuation de l'accélération du sol en fonction de la magnitude et de la distance entre la source et le point observé. Le nombre encore insuffisant de données enregistrées (notamment pour les forts séismes) limite cependant l'utilisation de cette technique pour l'évaluation de l'aléa sismique régional.

L'approche stochastique se base sur le constat que la majorité du signal accélérométrique semble être de nature aléatoire. De plus, le spectre correspondant présente une amplitude constante au-delà de la fréquence coin (Brune, 1970). Les méthodes spectrales proposent donc de convoluer un spectre théorique de Brune avec un bruit blanc afin de reproduire le comportement stochastique des accélérogrammes. L'inconvénient de cette approche est sa limitation à prendre en compte la complexité de la rupture et les effets de site.

Un troisième approche consiste à estimer le mouvement sismique de façon purement théorique, impliquant une très bonne connaissance du mécanisme à la source du séisme et de la structure géologique de la zone étudiée. Cette approche (complexe et coûteuse) s'avère très rapidement limitée et inexploitable pour une utilisation par l'ingénieur, qui cherche à simuler un mouvement fort dans une large gamme de fréquences indispensable aux applications dans le domaine du génie parasismique (0.5-20 Hz).

La dernière approche, semi-empirique, permet d'exploiter les informations contenues dans l'enregistrement de petits séismes afin de modéliser des mouvements plus forts. L'idée de base de la méthode développée par Hartzell (1978) est de s'affranchir des effets de parcours entre la source et le récepteur ainsi que d'une partie des effets de source, en utilisant des petits séismes (précurseurs ou répliques) comme fonctions de Green empiriques (FGE). Seul le processus de rupture de la source doit alors être modélisé théoriquement. Après avoir énoncé quelques hypothèses, il est ensuite possible de sommer les petits événements pour obtenir des simulations réalistes de gros tremblements de terre.

Dans ce rapport, nous étudierons les différentes variantes de la méthode des fonctions de Green empiriques, ainsi que leurs qualités et leurs limites dans le cas d'applications à l'ingénierie sismique.

2. Principes et hypothèses de la méthode

2.1. PRINCIPE

La méthode des fonctions de Green empiriques (FGE) introduite par Hartzell (1978) suppose que si les répliques ont lieu très près de l'évènement principal et sont enregistrées au même endroit, elles subissent les mêmes effets de site et de propagation que ce choc principal. Si elles sont de plus enregistrées par le même appareil, elles contiennent également la même réponse instrumentale.

Si l'on considère que la fonction source temporelle de ces petits événements est assez brève par rapport au gros séisme pour être assimilée à un Dirac temporel, leur signal enregistré à la surface représente la réponse impulsionnelle du milieu traversé. Ces petits séismes sont alors appelés fonctions de Green empiriques.

Hartzell (1978) a donc proposé de découper la surface de faille associée à un gros séisme en un certain nombre de points sources qui sont caractérisés par la plus proche réplique enregistrée sur cette faille. Le mouvement fort est alors calculé en sommant les fonctions de Green empiriques sur le plan de faille.

2.2. HYPOTHESES

L'utilisation de cette méthode nécessite de disposer d'un ensemble de données de bonne qualité: petits événements de faible magnitude enregistrés en champ lointain au même site, et de même mécanisme au foyer que le choc principal à simuler. La méthode se base également sur l'hypothèse que la terre se comporte comme un système linéaire, et que le milieu est homogène dans la région de la source. Le mouvement correspondant au gros séisme peut alors s'écrire comme une somme de FGE, leur nombre étant estimé à partir de lois de similitude.

2.3. LOIS DE SIMILITUDE

Afin de déterminer le nombre de petits événements nécessaires pour reproduire le gros séisme souhaité, les lois de similitude entre séismes doivent être respectées, définissant ainsi une première contrainte de la méthode. L'hypothèse de similarité entre les déplacements du sol provoqués par un gros tremblement de terre et des déplacements générés par des sources plus petites a été développée par Aki (1967).

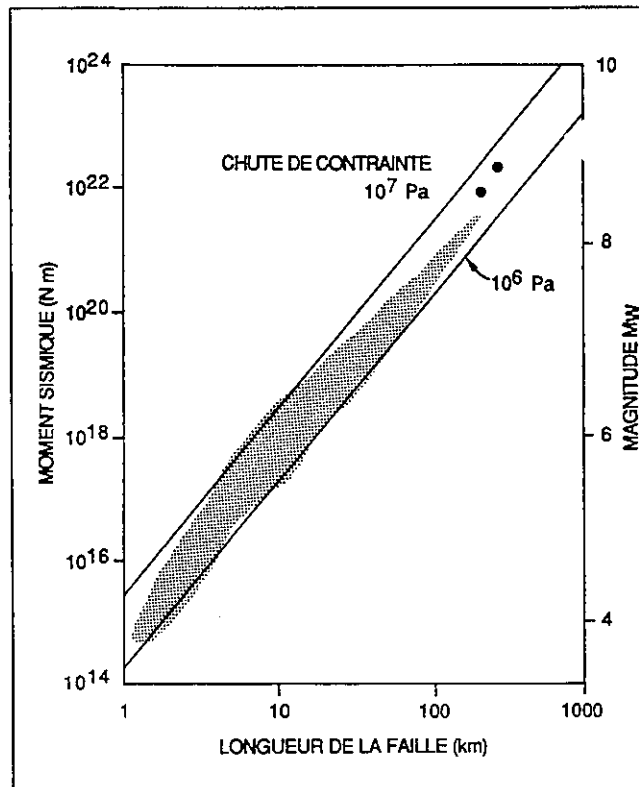


Fig. 1 - Rapport entre moment sismique et dimension de la faille. La totalité des séismes se situe dans la zone grisée, sauf deux points isolés correspondant aux séismes du Chili en 1960 et d'Alaska en 1964 (d'après Madariaga & Perrier, 1991).

La représentation sur une même figure du moment sismique en fonction de la longueur caractéristique de la faille de centaines de séismes met en évidence une relation simple entre ces deux quantités (Figure 1), connue sous le nom de loi d'échelle des tremblements de terre:

$$M_0 \propto L^3.$$

Cette relation signifie que seule la longueur de la faille détermine les propriétés physiques des tremblements de terre (Madariaga et Perrier, 1991). Des séismes qui se produisent sur des failles de même longueur dans différentes régions de la planète sont alors auto-similaires. Ceci ne veut pas dire qu'ils sont identiques, mais que les différences de rayonnement, de géométrie, de vitesse de rupture qui les caractérisent sont secondaires par rapport à la longueur de la faille. La chute de contrainte moyenne est alors constante pour des séismes de différentes tailles, et est comprise entre 10 et 100 bars. Il est à noter que la chute de contrainte locale est cependant très variable en raison des hétérogénéités du glissement sur le plan de faille.

2.4. MOMENTS SISMIQUES

Les moments sismiques du gros M_0 et du petit m_0 événements sont définis par la relation (Aki, 1967) :

$$\begin{aligned}M_0 &= \mu D S, \\m_0 &= \mu d s,\end{aligned}$$

où μ est la rigidité du milieu, D et d les déplacements ou dislocations moyennes sur les failles de surface S et s du fort et du petit séisme, respectivement.

D'autre part, le glissement le long de la faille est lié à la chute de contrainte moyenne $\Delta\sigma$ sur l'aire de la faille par

$$\Delta\sigma = C \mu D/L,$$

où C est un facteur de forme et L la longueur de la faille.

A partir de ces définitions et de l'hypothèse de similitude, on a alors

$$\Delta\sigma \propto D/L \propto d/l,$$

le facteur de proportionnalité dépendant de la géométrie de la faille.

Si la grande faille est divisée en N^2 éléments, la condition de chute de contrainte constante implique que la dislocation d sur un élément de la faille doit être N fois inférieure à la dislocation totale D sur la grande faille :

$$L/l = D/d = N.$$

Les moments sismiques sont par conséquent liés par le facteur N^3 :

$$M_0 = N^3 m_0,$$

ce qui signifie que N^3 enregistrements doivent être sommés pour estimer correctement le mouvement sismique associé à la grande faille. Dans un cas général, le nombre de sommations est donné par

$$N_L \times N_W \times N_D = N^3 = M_0/m_0,$$

où N_L est le nombre de sous-événements sur la longueur de la faille, N_W le nombre de sous-événements sur la largeur de la faille, et N_D le nombre de petites dislocations nécessaires pour reconstruire la dislocation totale D .

2.5. UTILISATION

Le concept de similitude est largement vérifié pour les séismes modérés, mais est cependant remis en question pour les événements très forts qui fracturent la lithosphère dans sa totalité, ainsi que pour les tout petits séismes. La méthode des FGE devra alors être utilisée avec précaution pour des magnitudes inférieures à 3 ou supérieures à 7.

Les conditions d'utilisation des fonctions de Green empiriques sont donc les suivantes:

- Connaitre le mécanisme et l'étendue de la faille à l'origine du séisme à modéliser;
- Estimer l'histoire de la rupture sur la faille;
- Disposer d'un ou plusieurs petits séismes assimilables à des FGE, et donc
 - * de faible magnitude ;
 - * enregistrés au même site que le gros séisme ;
 - * de même mécanisme au foyer que le gros séisme ;
 - * enregistrés avec un bon rapport signal sur bruit pour une large gamme de fréquences ;
- Connaitre le rapport des moments sismiques pour estimer le nombre de sous-événements à sommer.

3. Les modèles de source

L'une des premières étapes de la méthode des FGE consiste à choisir un modèle spatio-temporel de source, dont dépend le mode de sommation des petits événements sur le plan de faille.

3.1. LE MODELE EN "OMEGA CARRE"

Le modèle le mieux adapté à la description des sources sismiques dans un grand intervalle de magnitudes est le modèle en "oméga carré" décrit par Aki (1967). Il repose sur l'observation du contenu spectral de nombreux sismogrammes, et se caractérise par une décroissance de l'amplitude spectrale en ω^{-2} du spectre en déplacement au-delà d'une certaine fréquence (figure 2).

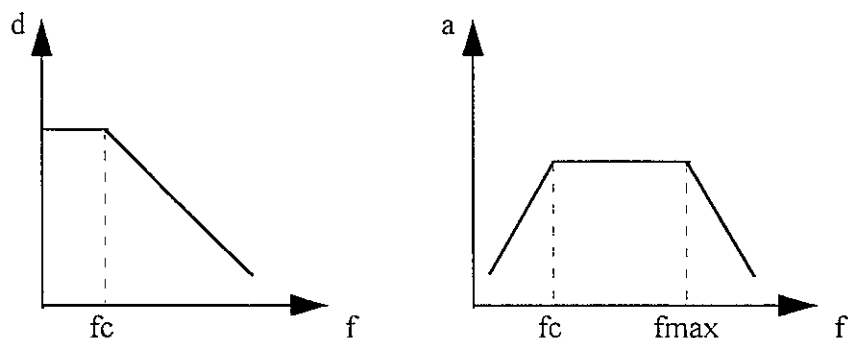


Fig. 2 - Spectres en déplacement d et en accélération a pour un modèle en ω^2 .

Le spectre de Fourier de l'accélération peut se diviser en trois parties (figure 2) : l'amplitude augmente tout d'abord jusqu'à la fréquence coin, se stabilise ensuite pour les fréquences intermédiaires, puis décroît rapidement à partir d'une fréquence dite maximum. La fréquence coin est liée à la durée de la rupture ou à la dimension de la faille. Plus la magnitude du séisme est élevée, plus la durée de la rupture est grande, et plus la fréquence coin diminue. La partie plate du spectre de déplacement est proportionnelle au moment sismique (Brune, 1970). La fréquence maximale observable dépend de l'atténuation, de la bande passante de l'instrument utilisé, et de probables effets de source.

Dans la majorité des études sur la modélisation de la source sismique, les différents auteurs s'attachent à obtenir des synthétiques réalistes tant au niveau temporel que fréquentiel, et donc cohérents avec le modèle en "oméga carré". Il est cependant important de noter que certains enregistrements ne suivent pas le modèle en ω^2 , comme par exemple ceux obtenus durant le séisme de Kobe (Japon, 17.01.1995, $M = 7.2$).

3.2. MODELES DYNAMIQUES ET CINEMATIQUES

Une première approche pour modéliser la source des tremblements de terre, dite **dynamique**, consiste à étudier les contraintes à l'origine du processus de rupture en prenant en compte les lois constitutives du milieu (Kostrov, 1966; Das & Aki, 1977 ; ces modèles nécessitent cependant des calculs complexes, et ne permettent pas pour l'instant de reconstituer les sismogrammes réels de manière satisfaisante.

L'approche **cinématique**, qui revient à décrire la rupture et son évolution par des paramètres géométriques et cinématiques, sera ici considérée. Elle est basée sur la théorie de la dislocation, et présente l'intérêt de ne nécessiter qu'un nombre limité de paramètres pour décrire l'évolution spatio-temporelle du glissement sur le plan de faille.

3.3. MODELES "SIMPLES"

Si l'on se place dans une approche cinématique, il s'agit de modèles de dislocation caractérisés par les cinq paramètres suivants (Haskell, 1964) :

- la longueur L de la faille;
- la largeur W de la faille;
- la vitesse de rupture V_r ;
- le glissement final D ;
- le temps de montée de la dislocation τ .

Ce modèle considère un processus de rupture unidirectionnel sur un plan de faille rectangulaire, dont le front se déplace à une vitesse de rupture constante (Geller, 1976; Madariaga, 1976), et où le glissement est uniforme. Le temps de montée est le temps mis par un point de la faille pour atteindre la valeur finale du glissement (figure 3). La fonction de glissement peut être une dislocation rectangle, triangle, en cloche ou gaussienne par exemple (Bour, 1993).

Ce type de modèle a été intensément utilisé, et permet d'obtenir des formes spectrales en oméga carré (Kanamori, 1979; Irikura, 1983). Leur faiblesse réside dans le caractère homogène de leurs propriétés physiques sur le plan de faille; ils s'avèrent ainsi inadaptés pour modéliser l'hétérogénéité de la rupture, source de hautes fréquences (~ au delà de la fréquence coin).

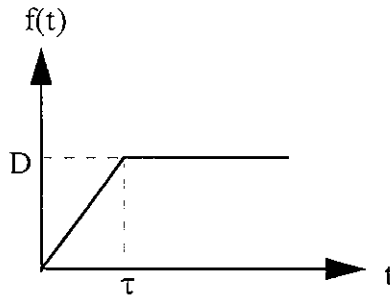


Fig. 3 - Définition du temps de montée τ de la dislocation D . $f(t)$ est la fonction temporelle de glissement.

3.4. MODELES COMPOSITES

Ils ont été introduits pour palier au défaut du type de modèle précédent qui néglige la complexité de la rupture, et sous estime le niveau des hautes fréquences dans le signal. Cette complexité peut s'exprimer soit par l'hétérogénéité du glissement, soit par des fluctuations dans la propagation du front de rupture, ou encore par les deux causes simultanément.

3.4.1. Variation de la chute de contrainte

La chute de contrainte est liée à la taille du plan de faille et à l'énergie libérée par le séisme, donc au moment sismique. Elle est souvent supposée uniforme sur le plan de faille, par manque d'informations permettant de la caractériser, ou lorsque des données permettent de l'argumenter: Frankel (1995), à partir des spectres observés, montre que la chute de contrainte moyenne est constante, de la réplique de magnitude 3 au choc principal de magnitude 7.0 du séisme de Loma Prieta. Ce caractère uniforme semble réaliste à grande échelle, mais l'est cependant beaucoup moins localement. Différents auteurs, et notamment Irikura (1986) ont donc noté, sans proposer de méthode, que l'introduction de variations spatiales de cette chute de contrainte permettrait un meilleur accord entre sismogrammes synthétiques et observés.

3.4.2. Perturbation de la vitesse de rupture

Une source de complexité dans le processus de rupture peut être introduite par la variation de la vitesse de rupture sur le plan de faille. Iida & Hakuno (1983) ont ainsi divisé le plan de faille en différents secteurs dans lesquels la vitesse de rupture est constante, afin de simuler une propagation irrégulière plus réaliste du front de rupture.

A partir d'une compilation de résultats soulignant le déficit en hautes fréquences des signaux synthétiques, Imagawa & al. (1984) ont conclu que le paramètre le plus propice à générer des hautes fréquences est la variation de la vitesse de rupture sur le plan de faille. L'introduction d'une vitesse variable autour d'une valeur donnée leur a ainsi permis de simuler des courtes périodes.

Pour expliquer les radiations haute fréquence, Mikumo & Miyatake (1987) ont utilisé un modèle dans lequel les paramètres de source sont distribués aléatoirement autour d'une valeur moyenne sur chaque segment de faille. Ils ont ainsi mis en évidence des hautes fréquences principalement dues aux variations rapides de la vitesse de rupture, plutôt qu'à celles de la dislocation finale ou de la vitesse de glissement.

Bour (1993) propose de décrire la rupture sous la forme d'un front ondulant pour modéliser les accélérations et décélérations de la propagation (figure 4). Les ondulations sont alors obtenues par des décalages temporels aléatoires qui donnent au front de rupture une forme arbitraire, la vitesse de rupture variant par conséquent considérablement d'un point à un autre. Le contenu fréquentiel du signal obtenu n'est pas affecté dans les basses fréquences, et le niveau des hautes fréquences est réhaussé.

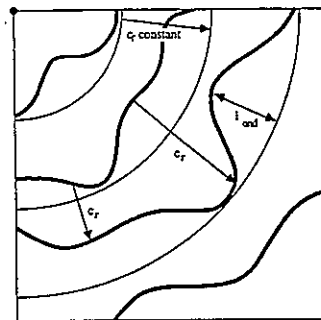


Fig. 4 - Plan de faille dont la propagation de la rupture est décrite par un front ondulant, d'après Bour (1993).

3.4.3. Perturbation de la dislocation et de la rupture

Différentes observations ayant mis en évidence des hétérogénéités sur le plan de faille, les modèles composites basés sur l'hypothèse d'un agrégat de sous-failles se sont développés. Ainsi, Papageorgiou & Aki (1983) proposent de décrire la surface de faille comme un agrégat de sous-failles circulaires identiques (figure 5), permettant alors la présence de zones de glissement localisé sur la faille. Ce modèle est appelé **modèle de barrières** et présente des ruptures localisées lors du passage du front de rupture principal. Seule une partie de la surface de faille est alors susceptible de casser, en raison des barrières présentes entre les sous-failles circulaires, qui ne subissent pas de dislocation (Das & Aki, 1977).

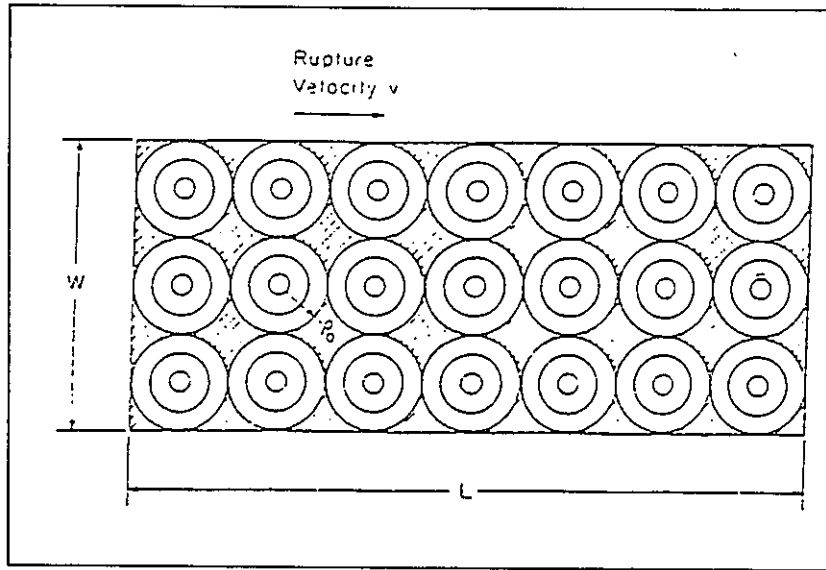


Fig. 5 - Distribution de sous-failles circulaires sur le plan de faille dans le modèle à barrières de Papageorgiou & Aki (1983).

Boatwright (1982) suggère que les sous événements distribués sur la faille peuvent également être représentés par des aspérités (zone de concentration maximum de la contrainte), ou un mélange barrières-aspérités (figure 6). Il introduit la notion d'auto-similarité dans la distribution des sous-événements.

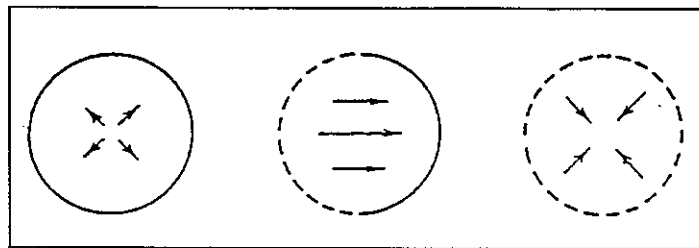


Fig. 6 - Différents comportements de la rupture pour une sous-faille circulaire (à gauche), une aspérité (à droite), un mélange des deux (au centre) d'après Boatwright (1982)

Bour et Cara (1997) considèrent les deux modèles précédents comme des cas limites du même phénomène : les barrières temporaires cassent en aspérités peu après le passage du front de rupture (Bernard, 1987). Sur cette base, un modèle dans lequel le front de rupture se propage jusqu'à être stoppé localement et temporairement par une barrière est développé. La dislocation continue à se propager de part et d'autre de cette zone. La

barrière se comporte ensuite comme une aspérité, et casse à son tour quand le front de rupture la dépasse (figure 7). Toutes les barrières doivent casser après le passage du front de rupture afin de respecter la loi de similitude. Bour et Cara (1997) soulignent la difficulté de choisir la distribution des tailles des barrières, et le taux de recouvrement de ces barrières sur la faille, mais montre l'influence significative de ces hétérogénéités sur le contenu haute fréquence des signaux simulés.

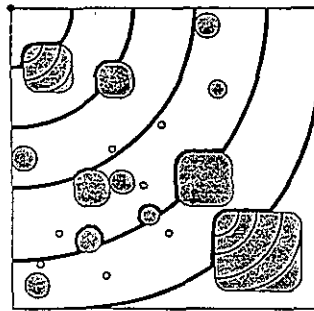


Figure 7 : Plan de faille avec distribution de barrières se comportant comme des sources secondaires après le passage du front de rupture, d'après Bour et Cara (1997).

L'idée d'utiliser des modèles dont le plan de faille est décrit par une **distribution fractale** de sous-événements s'est beaucoup répandue, se basant sur la nature apparemment stochastique du signal à hautes fréquences. Frankel (1991) propose d'utiliser un modèle dans lequel chaque sous-événement est lui-même considéré comme un agrégat de failles plus petites (figure 8). L'avantage est alors que le glissement et la contrainte sur le plan de faille principal peuvent ainsi avoir des formes plus complexes. Irikura & Kamae (1994) introduisent un modèle fractal de faille composite, avec une distribution auto-similaire de petites failles de différentes tailles, la rupture se propageant sur la faille par cassure de barrières entre les petites failles (figure 9). Ce type de description leur permet de diminuer, mais pas d'éliminer (Tumarkin et Archuleta, 1994), le déficit en fréquences intermédiaires remarquées sur les simulations (Joyner & Boore, 1986).

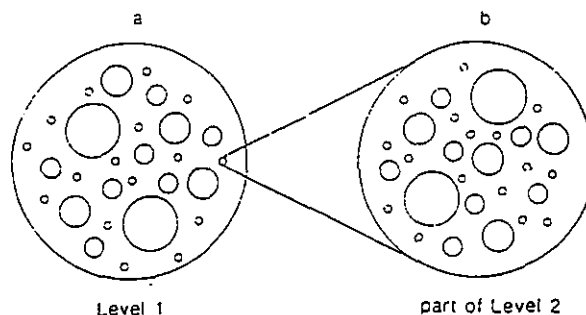


Fig. 8 - Distribution auto-similaire de sous-failles circulaires de tailles différentes, à l'intérieur de la surface du choc principal (cercle externe). Deux niveaux sont ici représentés en a et b par Frankel, 1991.

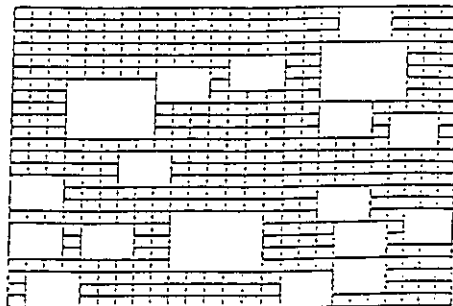


Fig. 9 - Distribution auto-similaire de sous-failles rectangulaires de tailles différentes, composée de 3 tailles de sous-événements, d'après Irikura & Kamae (1994).

Zeng & al. (1994) ont également proposé un modèle de source composite basé sur une distribution fractale de sous-événements répartis aléatoirement sur le plan de faille. La taille des petites failles est également auto-similaire, et elles peuvent se chevaucher (figure 10), contrairement au modèle de Irikura & Kamae (1994). La surface totale des sous-événements n'est alors plus identique, mais supérieure à la surface totale de la grande faille, à l'inverse des modèles précédents.

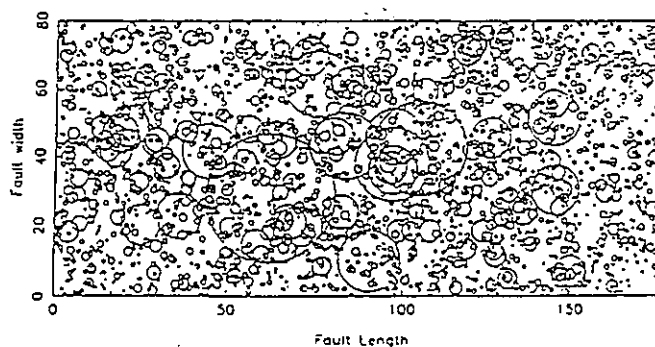


Fig. 10 - Distribution fractale de sous-événements chevauchants répartis aléatoirement sur la faille, d'après Zeng & al. (1994).

Par une approche totalement différente, Herrero & Bernard (1994) ont décrit la rupture sur la faille comme étant un processus auto-similaire, et ont montré que pour respecter le modèle en ω^{-2} , la **distribution** du glissement sur la faille doit être en k^{-2} , (k étant le nombre d'ondes) avec une vitesse de rupture constante. Ils ont souligné, que des sismogrammes réalistes (en terme de fréquence) peuvent être obtenus, même si le choix d'une vitesse de rupture constante n'est pas très satisfaisant du point de vue de la

physique de la rupture. Par ailleurs, l'application de ce modèle à des séismes importants (Landers, Californie, 1992) a été réalisée en modifiant le temps de montée de la dislocation en fonction de la taille des sous-événements (figure 11), ce qui a mis en évidence un effet de directivité spécifique associé, suggérant que cette directivité est contrôlée par le glissement (Bernard & al., 1996).

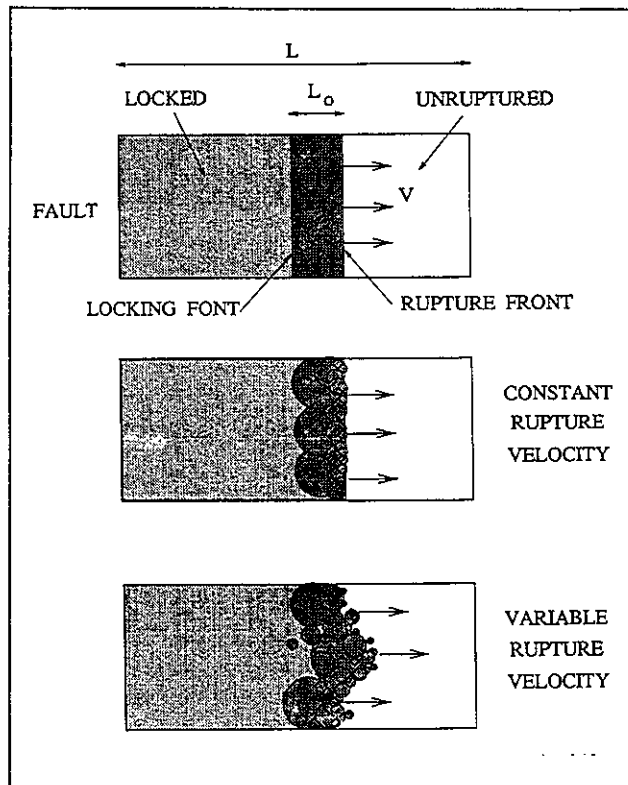


Fig. 11 - Modèle cinématique et stochastique, avec un temps de montée de la dislocation constant (haut), dépendant de la taille des sous-événements (milieu), et à vitesse de rupture variable (bas), d'après Bernard & al. (1996).

4. Sommation des fonctions de Green Empiriques

A partir de l'idée de Hartzell (1978) de superposer les enregistrements de petits séismes pour reconstituer le mouvement du choc principal enregistré à El Centro pendant le séisme d'Imperial Valley (1940), Kanamori (1979) développe la méthode en introduisant les notions de différence de temps de montée de la dislocation entre le petit et le gros séisme, et de rapport de leurs moments sismiques qui définit le nombre d'enregistrements à sommer. Irikura (1983) donnera ensuite une formulation complète de la méthode des FGE, basée sur les lois de similitude et le modèle de source de Haskell (1964), en la définissant dans l'approximation de champ lointain.

4.1. FORMULATION DANS LE DOMAINE TEMPOREL

Compte tenu des hypothèses sur lesquelles se base la méthode des FGE (énoncées au § 2), l'expression du mouvement sismique simulé en un point x peut être formulé de la manière suivante (Bour, 1993) :

$$S_i(x, t) = \sum_{n=1}^{N_L N_W} \sum_{p=0}^{N_p-1} S_i^u(x, t - \tau_n - p \cdot t_d - \delta t_n)$$

où

- $S_i^0(x, t)$ est le mouvement enregistré en x pour la petite source au temps τ_0 (figure 12). Au lieu d'un enregistrement unique, Tumarkin & Archuleta (1994) proposent d'utiliser toutes les fonctions de Green empiriques disponibles, la source étant ainsi définie par un agrégat de petits séismes de différentes tailles. Les effets de directivité sur le plan de faille peuvent alors être appréhendés. Cette méthode n'est évidemment utilisable que lorsque l'on dispose d'une très bonne couverture de la surface de faille par des répliques.

- $N_L \cdot N_W$ est le nombre de petites failles identiques nécessaires au pavage de la surface du plan de faille (voir §2.4.) de longueur L et de largeur W (Irikura, 1983). Les petites failles peuvent être de différentes tailles dans le cas où plusieurs FGE sont utilisées sur le plan de faille.

- τ_n est le temps de passage du front de rupture en un point donné (figure 12). Celui-ci dépend de la vitesse de **propagation de la rupture** associée au modèle utilisé. Après avoir utilisé une distribution uniforme des délais temporels, Joyner & Boore (1986) suggèrent de sommer les petits événements à partir d'un temps origine aléatoire, mais de plus en plus tardif en s'éloignant du point de nucléation, afin de simuler la propagation irrégulière d'un front de rupture cohérent. Compte tenu de la difficulté à déterminer les paramètres réels de la source, Wennerberg (1990) propose un modèle

basé uniquement sur la connaissance du moment sismique et de la fréquence coin, associé à une sommation stochastique avec des délais temporels aléatoires, qui préserve la forme spectrale en ω^{-2} (figure 13) et des sismogrammes d'allure réaliste. Ordaz & al. (1995) ont montré que cette dernière approche permet d'éviter une déficience dans le spectre autour de la fréquence coin. De même, Somerville & al. (1991) et Frankel (1995) somment les sous-événements avec un caractère aléatoire dans la propagation de la rupture, ceci ayant pour effet de simuler des irrégularités sur le plan de faille.

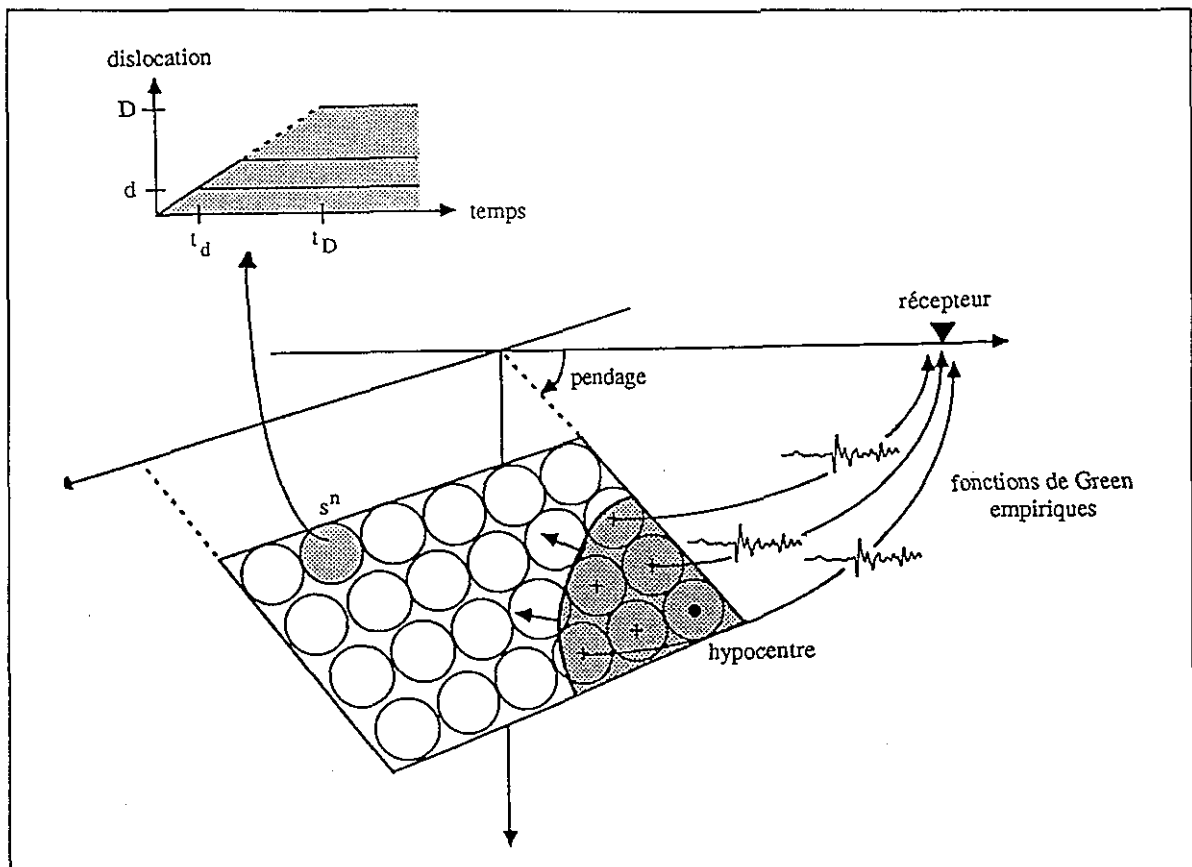


Fig. 12 - Contributions de la mise en place de la dislocation, de la propagation de la rupture, et de la propagation des ondes, aux décalages temporels entre les FGE, d'après Bour (1993)

Hadley & Helmberger (1980) ont remarqué qu'une périodicité artificielle (de période égale à la taille d'un élément divisée par la vitesse de rupture) apparaissait dans les mouvements simulés lorsque la rupture se propageait à vitesse constante. Le problème est donc ici lié à l'échantillonnage du plan de faille, qui dépend lui même de la taille de la petite faille utilisée dans la méthode des FGE (figure 14). Bour (1993) propose donc d'appliquer un filtre passe bas aux sismogrammes simulés pour supprimer ces artefacts numériques. La limitation haute fréquence que cela induit est inhérente à la méthode qui se base entre autres sur la taille de la faille élémentaire.

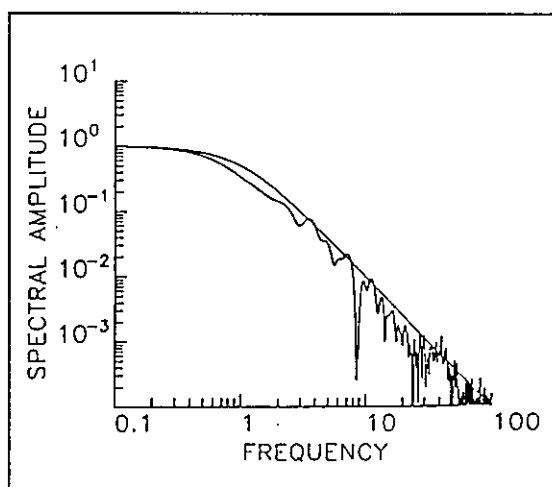


Fig. 13 - Spectre obtenu par la méthode de sommation stochastique de Wennerberg (1990) comparé au spectre en ω^2 recherché.

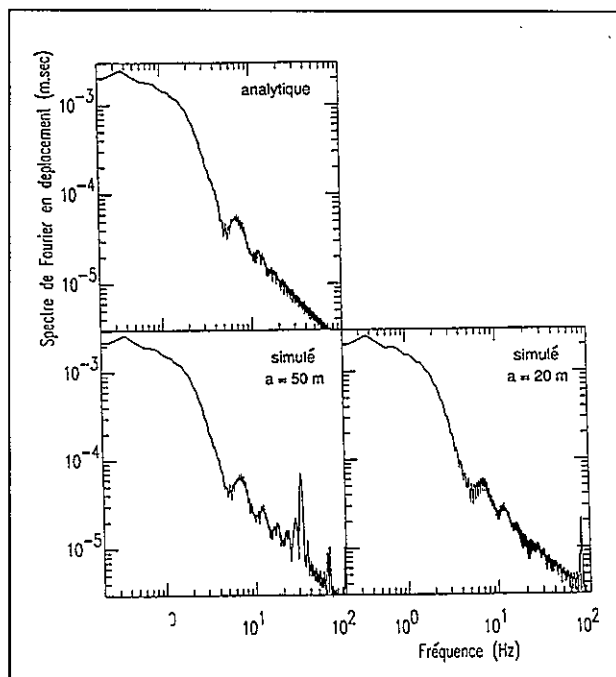


Fig. 14 - Comparaison d'un spectre analytique avec deux spectres simulés à partir de petites failles de 50 m (pic parasite à 30 Hz) et de 20 m de rayon (pic parasite à 80 Hz), d'après Bour (1993).

- $t_d = \delta\tau$ est la durée de la petite source, ou encore le temps de **montée de la dislocation**. La dislocation totale peut correspondre à N_D fois le glissement de la petite faille, affectée d'un facteur d'échelle. Ceci n'est cependant valable qu'à basses fréquences (Kanamori, 1979). Une deuxième solution consiste à sommer N_D fonctions de glissement élémentaires décalées par le temps de montée t_d du petit évènement (qui est N_D fois plus petit que celui du gros) (Irikura, 1983; Bour, 1993). Cette approche revient à imposer N_D ruptures de glissement moyen d , pour obtenir la rupture d'une fraction de la surface de faille du gros séisme.

Kanamori (1979) et Bour (1993) ont souligné l'apparition de pics secondaires sur les synthétiques, dus à la discrétisation temporelle pour construire la dislocation totale sur la grande faille. Pour palier à ces défauts, une autre approche proposée par Kanamori (1979), et appliquée par Heaton & Hartzell (1989) consiste à appliquer des décalages aléatoires du temps de montée de la dislocation entre 0 et t_d . Cette procédure ne résolvant pas entièrement le problème (surestimation en hautes fréquences), Irikura (1983), Bour (1993) et Gariel & Mohammadioun (1991) divisent le temps de montée de la dislocation t_d en des intervalles de temps plus courts, afin de rejeter la périodicité dominante vers les hautes fréquences, au-delà des fréquences d'intérêt (figure 15). Ce déphasage uniforme a cependant pour conséquence un déficit en fréquences intermédiaires et un spectre en ω^{-3} , d'où la technique proposée par Irikura (1986) qui est une combinaison des différents approches.

- δt_n est la correction de propagation liée à la géométrie de la faille (figure 12). Lorsqu'une seule petite source est utilisée comme FGE, celle-ci doit être corrigée des différences de temps de **propagation des ondes** entre chaque petite source et le récepteur; la vitesse des ondes considérées devant alors être estimée. Il est à noter que la majorité des auteurs ne considère que la présence des ondes S dans les simulations. La valeur de δt_n dépend du sens de propagation de la rupture.

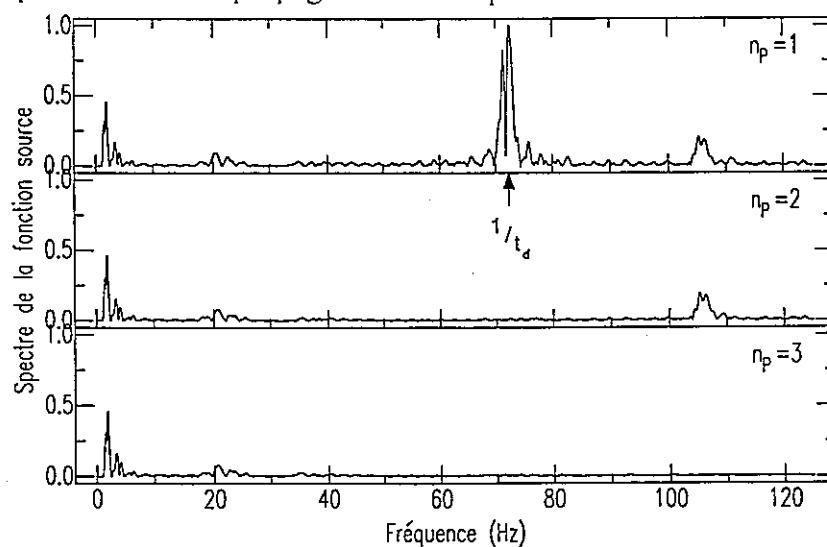


Fig. 15 - Spectres de Fourier de la fonction source apparente, pour 3 valeurs de division du temps de montée de la dislocation, ayant pour effet de rejeter les pics secondaires vers les hautes fréquences, d'après Bour (1993).

4.2 FORMULATION DANS LE DOMAINE FREQUENTIEL

Au paragraphe précédent, le mouvement simulé du gros séisme a été décrit comme la somme de deux contributions : N_D fonctions sources temporelles élémentaires pour construire la dislocation totale D en un point de la faille, et $N_L \cdot N_W$ petites failles pour couvrir la surface totale. Dans le cas où une seule FGE est utilisée, le mouvement sismique peut s'écrire (Bour et Cara, 1997) :

$$S(t) = \sum_{i=1}^{N^s} s(t - \Delta t_i) = s(t) * R(t),$$

où Δt_i correspond aux différents écarts temporels définis au paragraphe précédent. Le mouvement du gros séisme peut donc être décrit comme la convolution de la FGE $s(t)$ et d'une fonction source apparente $R(t)$, qui décrit l'histoire spatio-temporelle de la rupture sur la grande faille. Le passage dans le domaine de Fourier conduit alors à

$$\hat{S}(\omega) = \hat{s}(\omega) \times \hat{R}(\omega).$$

4.3 CONTRAINTES IMPOSEES SUR LA SOMMATION

Une des hypothèses de la méthode est que l'enregistrement du petit séisme est considéré comme une FGE du milieu. Pour cela, le séisme doit être de très faible magnitude pour que sa fonction source s'approche d'une impulsion de Dirac, ce qui revient à dire théoriquement que le petit séisme est une réponse impulsionnelle si sa fréquence coin (liée à la dimension de la faille) est supérieure à la fréquence maximale recherchée pour le gros séisme (Joyner & Boore, 1986). Plus les FGE sont associées à des séismes petits, plus le contenu fréquentiel du mouvement de sol simulé est élevé.

Dans la pratique, il est délicat d'enregistrer des séismes dont la fréquence coin est supérieure aux fréquences intéressantes pour la simulation du gros événement, compte tenu de la dynamique des instruments et du rapport signal sur bruit. Izutani & Katagari (1992) montrent ainsi que seuls les séismes dont le moment sismique est inférieur à 1.5×10^{21} dyne.cm peuvent réellement être considérés comme des fonctions de Green du milieu ; or ces séismes correspondent à des magnitudes inférieures à $M_W=3.3$. Les événements utilisés comme FGE étant en général de magnitude plus élevée, il est donc nécessaire de considérer des fréquences supérieures à leur fréquence coin, ce qui conduit à un certain nombre de contraintes dans la sommation (Joyner & Boore, 1986) si l'on veut respecter les lois de similitude.

Considérant que les spectres du petit et du gros séismes suivent le modèle en oméga carré, l'amplitude spectrale de la fonction source apparente, déduite du rapport des spectres du gros sur le petit séisme, suit le comportement présenté sur la figure 16. On observe qu'à basses fréquences, les spectres des N^3 FGE s'additionnent de manière cohérente, et le signal simulé est bien la somme des petits signaux. La décroissance du spectre au-delà de la fréquence coin caractérise le détail de la rupture. Différents auteurs ont tenté de se rapprocher du modèle en oméga carré, et donc d'obtenir une fonction source apparente en N^3 à basses fréquences et en N à hautes fréquences.

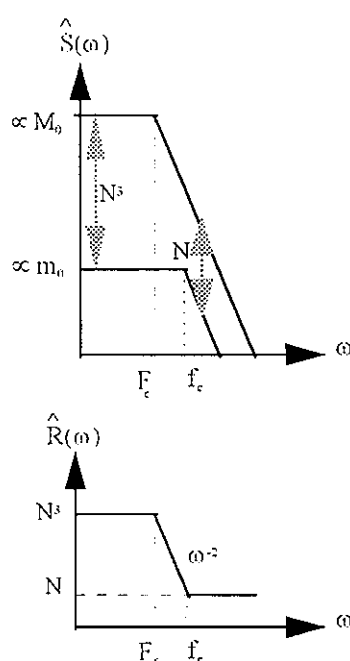


Fig. 16 - Spectres de Fourier théorique en déplacement pour le gros et le petit séisme (en haut), et fonction source apparente (en bas).

Joyner & Boore (1986) et Heaton & Hartzell (1989) obtiennent une forme spectrale comparable à celle décrite dans la figure 16, en sommant aléatoirement N^3 FGE (figure 17). Le plateau à hautes fréquences est cependant en $N^{3/2}$. Ils en déduisent donc qu'il n'est pas possible de reproduire le comportement du spectre à la fois à basses et hautes fréquences. Si le nombre d'enregistrements à sommer est déterminé à partir du rapport des moments (loi de similitude), les basses fréquences sont bien estimées. Si ce nombre est par contre déterminé à partir du rapport des surfaces de failles, c'est la contrainte haute fréquence qui est satisfaite.

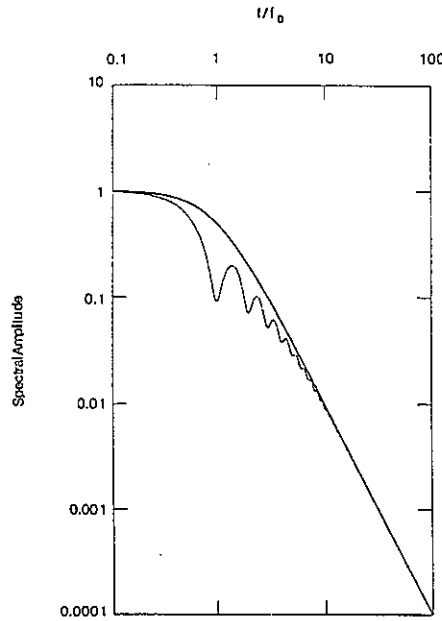


Fig. 17 - Spectre simulé par sommation aléatoire de N^3 FGE par Joyner & Boore (1986).

Joyner & Boore (1986) proposent donc de sommer N^4 petits évènements, et d'appliquer un facteur de N^{-1} à l'amplitude du petit séisme. Heaton & Hartzell (1989) proposent de faire N_D^2 sommations de la dislocation, puis d'appliquer un facteur de $1/N_D$. Les amplitudes ne sont cependant pas retrouvées correctement. Irikura (1986) suggère de ne sommer que N^2 enregistrements aléatoirement afin d'obtenir le bon niveau hautes fréquences. Dan & al. (1989) effectuent tout d'abord un calcul analytique du spectre sur une portion de faille, puis somment N^2 fois ce résultat avec une composante aléatoire, et obtiennent finalement le bon comportement à toutes les fréquences (figure 18).

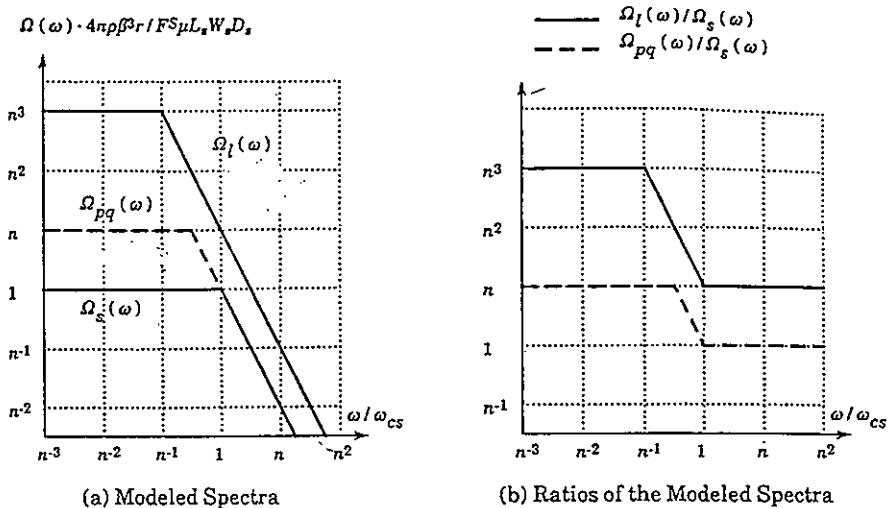


Fig. 18 - Méthode de sommation de Dan & al. (1989). La FGE est tout d'abord sommée N fois pour obtenir la dislocation totale en un point (p,q) , puis N^2 sommations sont appliquées pour obtenir le séisme cible (I) .

Hutchings & Wu (1990) et Bour (1993) concluent finalement que la méthode des FGE basée sur la loi de similitude ne permet pas d'obtenir de l'information au-delà de la fréquence coin du petit séisme. Hartzell (1992) estime que les répliques qu'il utilise pour simuler le séisme de Loma Prieta en 1989 (M 7.0), sont de magnitude suffisamment faible (3.0 en moyenne) pour être assimilées à des réponses impulsionnelles, et donc pour être sommées suivant la loi d'échelle. Les fréquences maximales simulées sont alors de l'ordre de 10 Hz.

4.4. LIMITES ET DOMAINE DE VALIDITE DE LA METHODE

4.4.1. Champ lointain

Définie dans l'approximation de champ lointain, la méthode des FGE n'est pas applicable à des distances faibles devant la longueur d'onde (Joyner & Boore, 1986). En utilisant une seule FGE sur tout le plan de faille, Bour (1993) montre de plus que la méthode n'est utilisable que pour une distance épacentrale supérieure à la dimension de la faille, afin de considérer que les effets de propagation ne changent pas d'un bout à l'autre de la faille. Cette limitation au champ lointain est en fait une limitation basse fréquence de la méthode (Bour et Cara, 1997).

En champ proche, afin de considérer séparément les contributions des différentes parties du plan de faille, une solution consiste à utiliser des fonctions de Green théoriques associées à des modèles de source composites (Zeng & al., 1994; Yu & al., 1995), ou encore des méthodes hybrides mélangeant fonctions de Green théoriques et empiriques (Theodulidis & Bard, 1995; Hutchings & al., 1996).

4.4.2. Mécanismes au foyer

Les mécanismes au foyer des FGE et du séisme simulé doivent être identiques du fait du principe de sommation de la méthode décrite dans les paragraphes précédents. Pour une faible différence, des facteurs de corrections peuvent être appliqués, comme le propose Hartzell (1992).

4.4.3. Magnitude

Dans le paragraphe précédent (4.3), nous avons souligné la nécessité d'utiliser des "petits" séismes comme FGE pour que la méthode soit valide. De plus, Mueller (1980) estime qu'un ordre de magnitude de différence entre les deux séismes est suffisant pour que la fonction source du petit événement soit considérée comme un Dirac. Une illustration est donnée par Pacheco & Singh (1995), qui simulent plusieurs séismes enregistrés dans la vallée de Mexico en 1994 à partir de séismes plus petits ou de répliques (Ordaz & al., 1995). Ils soulignent un bon accord entre synthétiques et données réelles pour un séisme de magnitude 5.7 estimé à partir d'un enregistrement de magnitude 4.1. L'utilisation de "petits" événements de magnitudes 4.9 et 5.7 pour reproduire des enregistrements magnitude 7 et 7.2. a par contre montré qu'ils n'étaient pas assimilables à

de vraies FGE. D'autre part, la validité de la loi d'échelle rend délicate l'utilisation de séismes de magnitude inférieure à 3 comme FGE.

Joyner & Boore (1986) et Irikura & Kamae (1994) ont également mis en évidence des variations d'amplitude spectrale selon la valeur du rapport des moments sismiques entre les séismes, une déficience en amplitude apparaissant lorsque ce rapport augmente. Wennerberg (1990) souligne que sa méthode surestime les hautes fréquences du séisme cible si celui-ci a un moment 200 fois supérieur à celui du petit évènement.

4.4.4. Autres Paramètres de source

La plupart des auteurs insistent sur la difficulté d'estimer les paramètres de source du séisme cible. La taille et la géométrie de la faille peuvent être déterminées à partir du moment sismique (la taille de la petite faille imposant une limitation haute fréquence intrinsèque). La localisation exacte de l'hypocentre, le mode de propagation de la rupture et la chute de contrainte restent des paramètres très mal appréhendés. Irikura & Kamae (1994) soulignent que la méthode des FGE produit de bons résultats lorsque le processus de rupture sur la faille est bien estimé, d'où la difficulté d'utilisation pour des simulations *a priori*.

Ainsi, Riepl & al. (1993) ont montré théoriquement que des variations d'amplitude significatives pouvaient être obtenues selon la localisation de la source (petit séisme choisi comme FGE) en profondeur (figure 19). L'étude de stabilité réalisée par Dan & al. (1990) sur la modélisation du séisme de Izu-Hanto-Toho-Okii (Japon, 1980, magnitude 6.7), à partir de 17 précurseurs et répliques (magnitudes 3.4 à 4.9), a montré une grande variabilité des résultats selon le petit séisme utilisé. Ce résultat est confirmé par Bour (1993), Masset (1995), et par Frankel (1995) qui utilise différentes répliques (de magnitudes 3.7 à 4.0) pour modéliser le séisme de Loma Prieta, 1989 (M 7.0, figure 20). D'autre part, Bour (1993) met en évidence des variations de l'accélération d'un facteur 2 à 10 suivant le sens et la vitesse de propagation de la rupture et la vitesse de glissement sur la faille (figure 21).

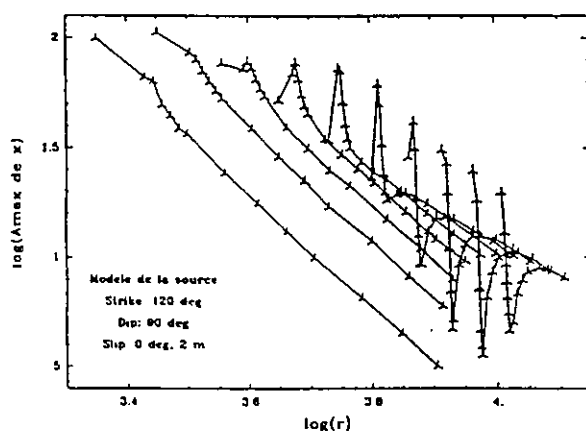


Fig. 19 - Variation de l'accélération maximale avec la profondeur de la source, chaque courbe correspondant à une distance hypocentrale. D'après Reipl & al. (1993).

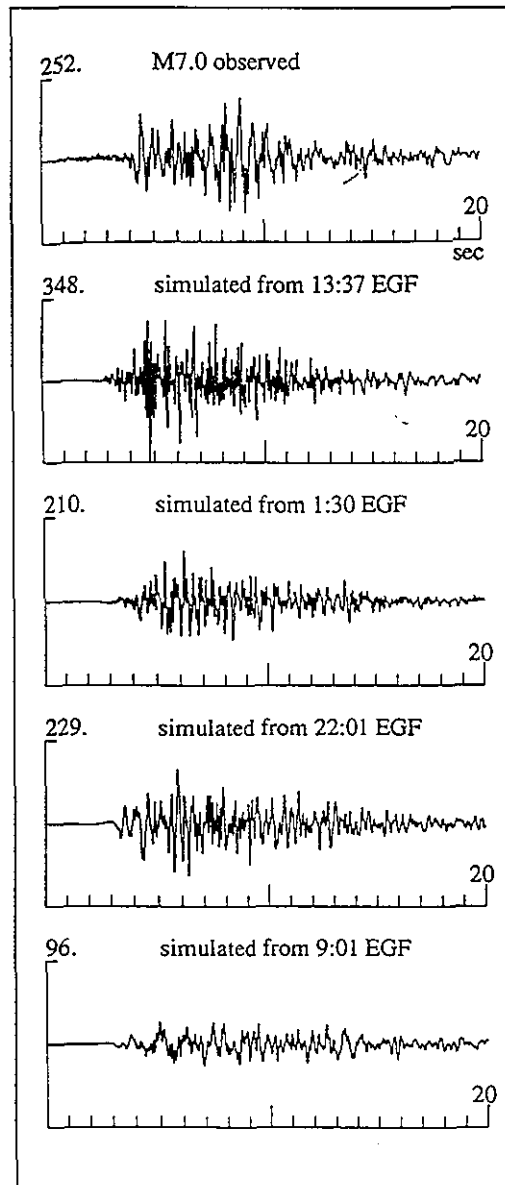


Figure 20 : Modélisation du séisme de Loma Prieta (1989) à la station Anderson Dam Downstream, à partir de différentes répliques de magnitudes 3.7 à 4.0, d'après Frankel (1995).

Compte tenu de cette difficulté à estimer le processus de rupture, Wenneberg (1990), Bour (1993), puis Hutchings & al. (1996) ont procédé à une étude paramétrique de la méthode. Les paramètres du modèle de source sont alors variables aléatoirement dans un domaine limité par des valeurs physiques raisonnables. Les spectres de réponse en accélération calculés à partir d'une centaine de simulations et présentés sur la figure 22 par Hutchings & al. (1996) mettent bien en évidence la gamme de variation des résultats.

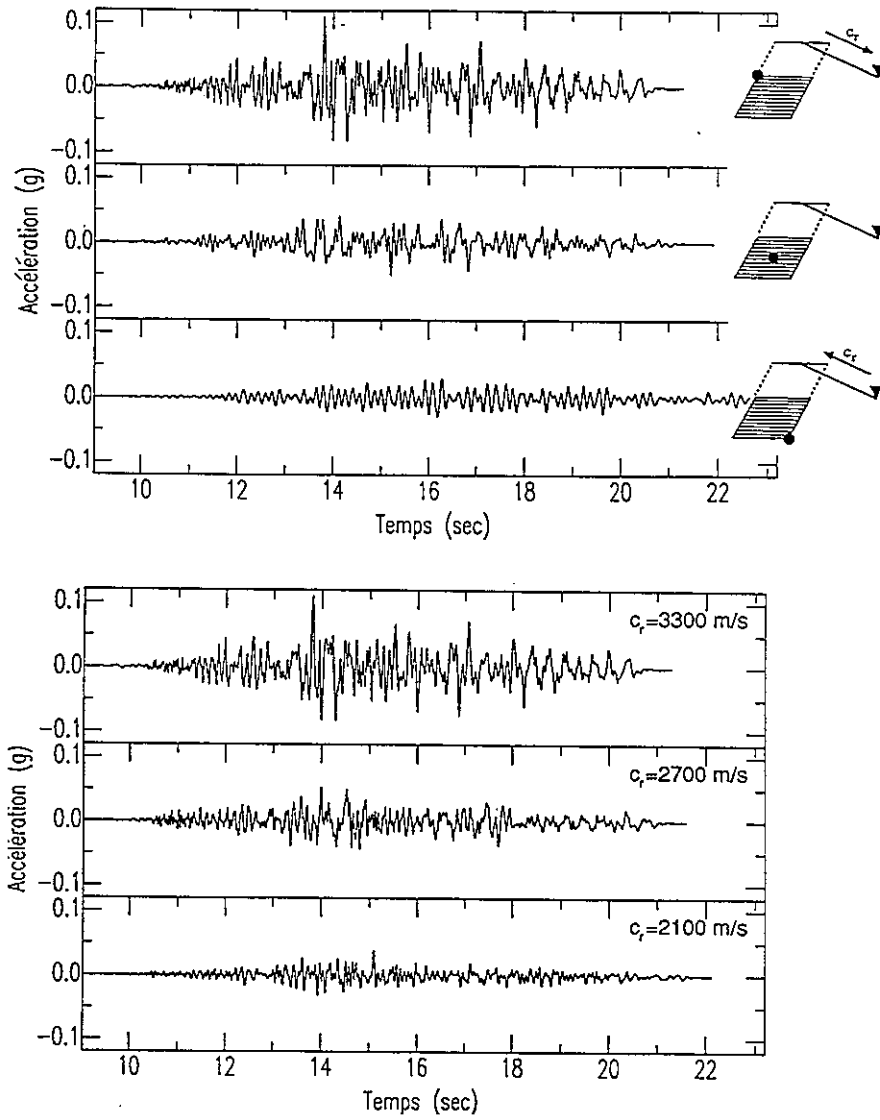


Figure 21 : Mise en évidence des variations de l'accélération simulée avec le sens (haut) et la vitesse de propagation de la rupture (bas), d'après Bour (1993).

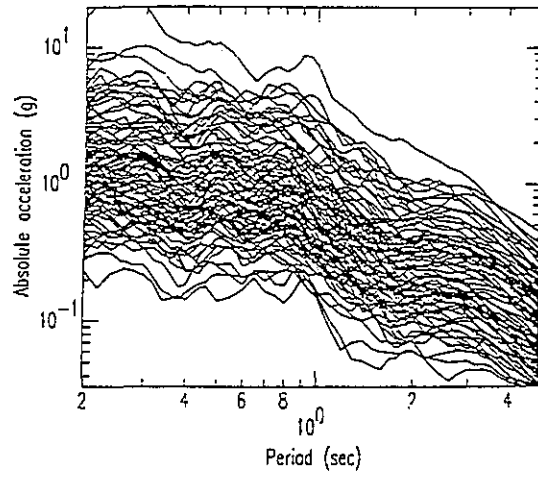


Figure 22 : Spectres de réponse en accélération (amortissement de 5%) pour 100 scénarii envisagés par Hutchings & al. (1996).

5. Conclusion

L'utilisation de la méthode des fonctions de Green empiriques pour la simulation de mouvements forts repose sur un certain nombre d'hypothèses fortes, dont:

- la linéarité de comportement, qui peut être mise en question pour des vibrations fortes sollicitant des sols de faibles caractéristiques mécaniques ;
- la loi d'échelle reliant les paramètres de source (dimensions, cinématique) à la taille macroscopique (magnitude, moment sismique);
- l'extrapolation de l'enregistrement d'un petit séisme à l'ensemble de la faille, sachant que la forme des signaux est par exemple très sensible à la profondeur de la source, à courte ou grande distance épacentrale.

D'autre part, il est nécessaire d'estimer l'étendue de la faille et l'histoire de sa rupture pour y simuler le mouvement ; le ou les petits séismes utilisés doivent de plus être de bonne qualité et assimilables à des fonction de Green empiriques. Ce n'est malheureusement pas toujours le cas dans les régions à sismicité faible à modérée et dans les zones peu instrumentées ou fortement bruitées.

Ces hypothèses et limitations peuvent paraître contraignantes, mais de nombreux résultats d'application de la méthode sont très encourageants. L'étude du séisme de San Fernando (1971, $M_L=6.4$) à partir de deux répliques ($M_L=3.3$ et 3.5) menée par Hutchings (1994) lui a par exemple permis de montrer qu'il est possible d'obtenir des sismogrammes réalistes à hautes fréquences (0.5 à 25 Hz) en utilisant un modèle simple de rupture (i.e. cinématique) (Frankel, 1995). Pour ces modèles cinématiques, les basses fréquences de l'enregistrement sont contraintes par le processus de rupture dans son ensemble, et les hautes fréquences par l'initiation et l'arrêt de la rupture (Hutchings, 1994; Zeng & al., 1993).

Le tableau 1 résume les avancées significatives apportées par différents auteurs à la méthode des Fonctions de Green Empiriques. Il souligne l'introduction d'une composante aléatoire de plus en plus marquée pour décrire à la fois la rupture et le glissement. Ce caractère aléatoire est également présent dans la distribution des sous événements, afin de combler le manque évident d'informations sur la faille et l'histoire de sa rupture.

Compte tenu de cette difficulté à estimer l'histoire de la rupture sur le plan de faille, une approche intéressante consiste à effectuer une étude paramétrique dans une gamme de valeurs réalistes pour des paramètres tels que la position de l'hypocentre, la vitesse de rupture ou le vecteur glissement.

Par ailleurs, un certain nombre de points restent peu explorés, comme la prise en compte de la directivité dans les simulations, ou l'estimation de la variation de la chute de contrainte sur le plan de faille. Certains auteurs notent cependant que ces facteurs ne jouent pas toujours un rôle significatif (Frankel, 1995), notamment à hautes fréquences (>5Hz).

Etant basée sur une description physique de la source sismique, la méthode des fonctions de Green Empiriques est demandeuse de nombreux paramètres d'entrée. Compte tenu des connaissances réduites sur les mécanismes de rupture à la fois du petit et du gros séismes, elle ne peut être utilisée pratiquement dans les études d'aléa sismique que sous certaines conditions.

- le choix d'un modèle de source cinématique composite est à l'heure actuelle le plus approprié dans la mesure où les paramètres nécessaires à la simulation restent limités et accessibles. L'approche stochastique consistant à introduire une composante aléatoire dans la rupture et le glissement conduit notamment à des sismogrammes contenant des hautes fréquences allant jusqu'à 25 Hz, indispensables en ingénierie.
- il est très rare de disposer de plusieurs répliques sur le site de l'événement principal à simuler, ce qui conduit à utiliser le petit séisme comme FGE sur l'ensemble du plan de faille. Dans certaines configurations géométriques, il faut envisager d'introduire des facteurs de correction de la distance entre les sous-failles et le site d'observation.
- la magnitude des événements doit être comprise entre 3 et 7 pour respecter la loi d'échelle. D'autre part, plus la magnitude du petit séisme est faible, plus le contenu fréquentiel du mouvement du sol simulé est élevé. Des magnitudes de 3 à 5 semblent idéales pour considérer le petit séisme comme une FGE et un ordre de magnitude entre le petit et le gros événement paraît suffisant pour que la méthode reste valide.
- l'introduction de facteurs de correction des mécanismes au foyer doit pouvoir être réalisée lorsque les différences apparaissent entre ceux de la FGE et du séisme simulé.
- réaliser des études paramétriques permet d'évaluer la gamme de variation des résultats mais reste trop coûteux. Des calculs statistiques sur certains paramètres faiblement contraints ou une approche basée sur la logique floue pourraient alors palier à ce défaut.

6. Bibliographie

- Aki, K., 1967. Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231.
- Bernard, P., 1987. Du caractère complexe et agressif des sources sismiques, Thèse d'Etat, Université Paris VII.
- Bernard, P., Herrero, A. & Berge, C., 1996. Modeling directivity of heterogeneous earthquake ruptures, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1149-1160.
- Boatwright, J., 1982. A dynamic model for far-field acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1049-1068.
- Bour, M., 1993. Simulation de forts mouvements du sol à partir de petits séismes utilisés comme fonctions de Green empiriques, Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur.
- Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- Dan, K., Watanabe, T. & Tanaka, T., 1989. A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, *Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of AIJ)*, 396, 27-36.
- Dan, K., Watanabe, T., Tanaka, T. & Sato, R., 1990. Stability of earthquake ground motion synthesized by using different small-event records as empirical Green's functions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1433-1455.
- Das, S. & Aki, K., 1977. Fault plane with barriers: A versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.*, 82, 5648-5670.
- Frankel, A., 1991. High-frequency spectral fall-off of earthquakes, fractal dimension of complex ruptures, b value, and the scaling of strength on faults, *J. Geophys. Res.*, 96, 6291-6302.
- Frankel, A., 1995. Simulating strong motions of large earthquakes using recordings of small earthquakes: The Loma Prieta mainshock as a test case, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 1144-1160.
- Gariel J.B., Mohammadioum B., 1991 - Simulation des mouvements forts par la technique des fonctions de Green Empiriques, *Note technique SERGD91-41, Bessin*
- Geller, R.J., 1976. Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1501-1523.

- Hadley D.M. & Helmberger D.V., 1980. Simulation of strong motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 617-630
- Hartzell, S.H., 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 1-4.
- Hartzell, S.H., 1992. Estimation of near-source ground motions from a teleseismically derived rupture model of the 1989 Loma Prieta, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1991-2013.
- Haskell, N.A., 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1811-1841.
- Heaton, T.H. & Hartzell, S.H., 1989. Estimation of strong ground motion from hypothetical earthquakes on the Cascadia subduction zone, *Pacific Northwest, Pure and Appl. Geophys.*, 129, 131-201.
- Herrero A. & Bernard, P., 1994. A kinematic self-similar rupture process for earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1216-1228.
- Hutchings L.J., 1994. Kinematic Earthquake and synthesized ground motion using Empirical Green's Functions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1028-1050.
- Hutchings, L.J. & Wu, F., 1990. Empirical Green's functions from small earthquakes: a waveform study of locally recorded aftershocks of the 1971 San Fernando earthquake, *J. Geophys. Res.*, 95, 1187-1214.
- Hutchings, L.J., Jarpe, S.P., Kasameyer, P.W. & Foxall, W., 1996. Synthetic strong ground motions for engineering design utilizing empirical Green's functions, 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico.
- Iida, M. & Hakuno, M., 1983. Estimation of building response due to large-scale earthquake from observed response records to small earthquakes, *Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of AIJ)*, 330, 56-65.
- Imagawa, K., Mikami, N. & Mikumo, T., 1984. Analytical and semi-empirical synthesis of near-field seismic waveforms for investigating the rupture mechanism of major earthquakes, *J. Phys. Earth.*, 32, 317-338.
- Irikura, K., 1983. Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disaster Prevention Res. Inst.*, 33, 63-104.
- Irikura, K., 1986. Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's functions, *Proc. 7th Japan Earthquake Engineering Symp.*, 151-157.

- Irikura, K. & Kamae, K., 1994. Simulation of strong ground motion based on fractal composite faulting model and empirical Green's function, 9th Japan Earthquake Engineering Symposium, Tokyo, Japan.
- Izutani, K. & Katagari, F., 1992. Empirical Green's function corrected for source effect, *Earthquake Engineering and structural dynamics*, 21, 341-349.
- Joyner, W.B. & Boore, D.M., 1986. On simulating large earthquakes by Green's function addition of smaller earthquakes, in *Earthquake Source Mechanics*, S. Das, J. Boatwright, and C.H. Scholz (Eds.), Maurice Ewing Series 6, *A. G. U. monograph*, 37, 269-274.
- Kanamori, H., 1979. A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 1645-1670.
- Kostrov, B., 1966. Unsteady propagation of longitudinal shear cracks, *J. Appl. Math. Mech.*, 30, 511-519.
- Madariaga, R., 1983. High-frequency radiation from dynamic earthquake fault models, *Ann. Geophys.*, 1, 17-23.
- Madariaga, R. & Perrier, G., 1991. *Les tremblements de terre*, Presses du CNRS, France.
- Masset, J.P., 1995. Modélisation de la source sismique : distribution fractale et méthode des fonctions de Green empiriques, stage de DESS, IPGP.
- Mikumo, T. & Miyatake, T., 1987. Numerical modeling of realistic fault rupture processes, in *Seismic strong motion synthesis*, B.A. Bolt (Eds.), Academic Press Inc., Orlando, 91-151.
- Mueller C.S. (1985). Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function, *Geophys. Res. Letters*, 12, 33-36.
- Ordaz, M., Arboleda, J. & Singh, S.K., 1995. A scheme of random summation of an empirical Green's function to estimate ground motion for future large earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 1635-1647.
- Pacheco J.F. & Singh H.K. 1995. Estimayion of ground motions in the valley of Mexico from normal faulting, intermediate depth earthquakes in the subducted Cocos plate; *Earthquake spectra*, 11, 233-247.

- Papageorgiou, A.S. & Aki, K., 1983. A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion - I. Description of the model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 693-722.
- Riepl, J., Bard, P.Y., Wajeman, N. & Hammountene, M., 1993. Etude sur la validité de la méthode des fonctions de Green empiriques - Aspects théoriques. 3ème Colloque National AFPS, Saint Rémy les Chevreuses, France, 59-68.
- Somerville P. Sen M. & Cohee, 1991. Simulation of the strong ground motions recorded during the 1985 Michoacan, Mexico and Calparaiso, Chile Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1-27.
- Theodulidis, N. & Bard, P.Y., 1995. Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: the case of Garner Valley downhole array in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 306-319.
- Tumarkin, A.G. & Archuleta, R.J., 1994. Empirical ground motion prediction, *Annali di geofisica*, Vol XXXVII, 1691-1720.
- Wennerberg, L., 1990. Stochastic summation of empirical Green's function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1418-1432.
- Yu, G., Khattri, K.N., Anderson, J.G., Brune, J.N. & Zeng, Y., 1995. Strong ground motion from the Uttarkashi, Himalaya, India, earthquake: comparison of observations with synthetics using the composite source model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 31-50.
- Zeng, Y., Aki, K. & Teng, T.L., 1993. Mapping of the high-frequency source radiation for the Loma Prieta earthquake, California, *J. Geophys. Res.*, 98, 11981-11994.
- Zeng, Y., Anderson, J.G. & Yu, G., 1994. A composite source model for computing realistic strong ground motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 725-728.

Auteurs	Géométrie des sous-failles	Rupture	Glissement	Sommission des FGE	Applications	Apports significatifs
Hartzell, 1978	rectangulaire	uniforme	uniforme		Imperial Valley (1940) à partir de répliques	Premier résultat
Kanamori, 1979	rectangulaire	uniforme	aléatoire	N^3	Fort Tejon, 1857, M7.2	Surestimation des HF
Boatwright, 1982	circulaire	barrières/aspérités	distribution auto-similaire			
Irikura, 1983, 1986	rectangulaire	uniforme	uniforme	N^3 puis N^2	Izu-Hanto-Toho, 1980, M6.7 à partir répliques M4.6 à 4.9	Périodicité artificielle Simulation des HF
Iida & Hakuno, 1983	rectangulaire	uniforme par secteurs				Rupture irrégulière
Imagawa et al., 1984	rectangulaire	variable	uniforme	N^3	Gifu, 1969, M6.6 à partir de M4.3 à 4.8	Simulation des HF
Joyner & Boore, 1986		aléatoire	aléatoire	N^4		Rupture irrégulière
Mikumo & Miyatake, 1987		aléatoire autour d'une moyenne				Simulation des HF
Heaton & Hartzell, 1989	rectangulaire	constante	aléatoire	N^3	Chili, 1960, M9.5 à partir de M7.5 et M8.2	Plateau HF en $N^{3/2}$
Wennerberg, 1990		aspérités	aléatoire	aléatoire		Sismogrammes réalistes HF, sauf gros séismes
Sommerville et al., 1991		aléatoire	aléatoire		Michoacan, 1985, M8.0 à partir réplique M6.8	Périodicité artificielle
Frankel, 1991, 1995	rect.et circulaire taille fractale	aléatoire		aléatoire	Loma Prieta, 1989, M7 à partir répliques M3.7 à 4	Simulation des irrégularités
Bour, 1993 Bour & Cara, 1997	circulaire	front ondulant barrières/aspérités	uniforme	N^3	Alum Rock, 1988, M5.3 à partir de M2.3	Limitations BF et HF intrinsèques
Irikura & Kamae, 1994	rectangulaire taille fractale	aléatoire	distribution auto-similaire		Akita-Oki, 1983, M5.0 à 6.1 à partir répliques M3.9 à 5.0	Diminution du déficit en HF
Zeng et al., 1994	circulaire taille fractale	variable	aléatoire	FG Théoriques		Chevauchement de sous-failles, Champ proche
Tumarkin & Archuleta, 1994	circulaire taille variable	front ondulant		Plusieurs FGE différentes		Effets de directivité appréhendés
Herrero & Bernard, 1994 Bernard et al., 1996	circulaire	uniforme	distribution auto-similaire en k^{-2}		Landers, 1992	Directivité contrôlée par le glissement
Hutchings et al., 1994, 1996	circulaire taille fractale	aléatoire		Mélange de FGE et FG Théoriques	San Fernando, 1971, M6.4 à partir de M3.3 et M3.5	Sismogrammes réalistes HF Etude paramétrique

Tableau 1 - Caractéristiques et/ou avancées significatives apportées par les différents auteurs