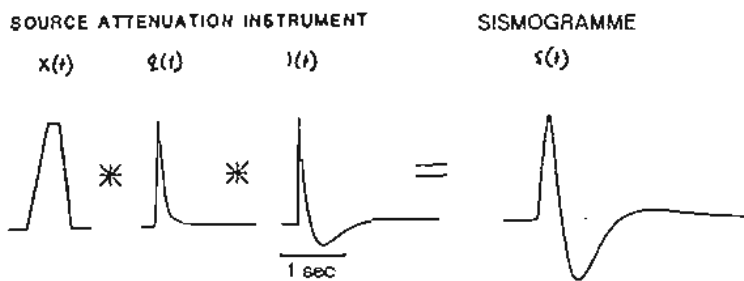


1999

Modélisation de la fonction source

Alexandre EGRETEAU



RAPPORTS DE STAGES
SCIENCES DE LA TERRE
GÉOLOGIE-GÉOPHYSIQUE

1999

Modélisation de la fonction source

Alexandre EGRETEAU

Stage de deuxième année d'école d'ingénieur
Université Louis Pasteur, Strasbourg I
École de physique du globe



Institut de recherche
pour le développement

© IRD, Nouméa, 1999

Egreteau, A.

Modélisation de la fonction source

Nouméa : IRD. août 1999. 31 p.

Stages : Sci. Terre ; Géol.-Géophys.

PLAQUE INDO AUSTRALIENNE ; PLAQUE PACIFIQUE ; SISMOGRAMME ; SEISMES ;
SUBDUCTION / VANUATU

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION :	2
CHAPITRE n°I : ETUDE TECTONIQUE	3
1) <u>DESCRIPTION DU SUD-OUEST PACIFIQUE</u>	3
2) <u>PRÉSENTATION DE LA ZONE DE SUBDUCTION DES NOUVELLES-HÉBRIDES</u>	4
3) <u>SISMICITÉ DE L'ARC DES NOUVELLES HÉBRIDES</u>	5
CHAPITRE n°II : CALCUL DU SYNTHETIQUE.....	7
1) <u>ANALYSE DES SISMOGRAMMES</u>	7
2) <u>CALCUL DU SISMOGRAMME SYNTHÉTIQUE</u>	8
<i>a) la réponse instrumentale</i>	9
<i>b) L'atténuation du manteau</i>	14
<i>c) Différents sismogrammes à partir de différentes sources</i>	17
CHAPITRE n°III : EXEMPLES DE MODELISATIONS.....	24
1) <u>EXEMPLE DE MODÉLISATIONS DE LA STATION DE SANTO</u>	24
2) <u>EXEMPLE DE MODÉLISATIONS DE LA STATION BUTTE À KLEM</u>	26
3) <u>INTERPRÉTATION</u>	28
CONCLUSION	29
REMERCIEMENTS	29
BIBLIOGRAPHIE :	30

INTRODUCTION :

Dans le sud-ouest Pacifique, la subduction des Nouvelles-Hébrides constitue sur 1500 kilomètres la limite entre les plaques Indo-australienne et Pacifique. Cette marge active de type convergent comporte un système fosse-arc insulaire qui fait suite à celui des îles Salomon au nord et se raccorde de façon complexe à la zone de subduction des Tonga-Kermadec au sud-est.

Depuis de nombreuses années, le centre IRD (Institut de Recherche en Développement, anciennement ORSTOM) de Nouméa (Nouvelle Calédonie) a enregistré les séismes produits au niveau de cette zone de subduction. Depuis 1994, le réseau CAVASCOPE, dont la composante large bande a été développée en coopération avec l'institut de physique du globe de Strasbourg, enregistre une vingtaine de séismes par jour principalement dans la gamme des magnitudes de 3 à 5. Les séismes de petites et moyennes magnitudes sont très utiles pour définir l'extension des systèmes actifs, étudier les structures lithosphériques et d'autres paramètres physiques comme l'atténuation. Leur modélisation est en général aisée, due à la simplicité de leur source. En définissant le sismogramme synthétique comme étant la convolution de trois paramètres que sont la source, la réponse instrumentale et l'atténuation, ma démarche se focalisait à déterminer la fonction source. Mais ne connaissant pas le coefficient d'atténuation exact de l'archipel, le problème revenait à résoudre une équation à deux inconnues.

Nous préciserons tout d'abord le cadre tectonique dans lequel les différents séismes ont eu lieu. Puis nous allons essayer de déterminer un coefficient d'atténuation puis un modèle de source pour cette région.

CHAPITRE n°I : ETUDE TECTONIQUE

1) Description du sud-ouest Pacifique

La zone de marge active convergente séparant les plaques Pacifique et Indo-australienne est caractérisée par l'existence de deux subductions de polarité opposée qui se font partiellement face : celle des Nouvelles-Hébrides et celle des Tonga (Fig. 1). Les bassins marginaux, bassins Nord-Fidjien et de Lau occupent l'espace situé entre les parties en regard des zones de subduction. Cette disposition semble unique et témoigne d'une histoire complexe. D'est en ouest, le long d'un parallèle, les bassins sont flanqués des deux arcs insulaires : à l'ouest celui des Nouvelles-Hébrides et à l'est celui des Tonga ; la plate-forme fidjienne et la ride de Lau séparant les deux bassins. Le plateau Nord-Fidjien domine au sud la plaine abyssale de Minerve qui forme la partie septentrionale du bassin Sud-Fidjien et, au nord, le plancher océanique de la plaque Pacifique dont il est séparé par la fosse du Vitiaz, là où cette dernière est bien développée.

Depuis les années 1960, période où l'on a commencé à envisager la géodynamique suivant le schéma cohérent de la tectonique des plaques, il a été tentant pour la plupart des géologues et géophysiciens d'imaginer des modèles de reconstitution géodynamique. Selon ces modèles, un arc insulaire a fonctionné dans la région depuis l'Eocène supérieur au moins ; un âge de 45 M.A. a en effet été attribué aux plus anciens échantillons prélevés aux Tonga. A cette époque, l'arc était unique et formé par la chaîne nord-ouest des Nouvelles Hébrides alors directement soudée à Fidji et aux Tonga le long de la fosse du Vitiaz. Le Miocène est marqué par une série d'événements majeurs ; notamment le changement de caractère du volcanisme de Fidji qui, de type « arc insulaire », évolue vers un type « intraplaque », l'arrêt de l'activité de la chaîne nord-ouest des Nouvelles-Hébrides et le début de l'expansion des bassins marginaux entraînant de ce fait la séparation des Nouvelles-Hébrides des Fidji. Il y aurait eu lieu une rotation dans le sens horaire des Nouvelles-Hébrides et dans le sens anti-horaire des Fidji-Tonga par rapport à la ligne de subduction initial Vitiaz-Tonga (Malahoff, Hammond et Feden, 1979). Au Pliocène enfin, la polarité de la subduction aux Nouvelles-Hébrides s'inverse lors de la phase actuelle responsable de la formation de la chaîne actuelle.

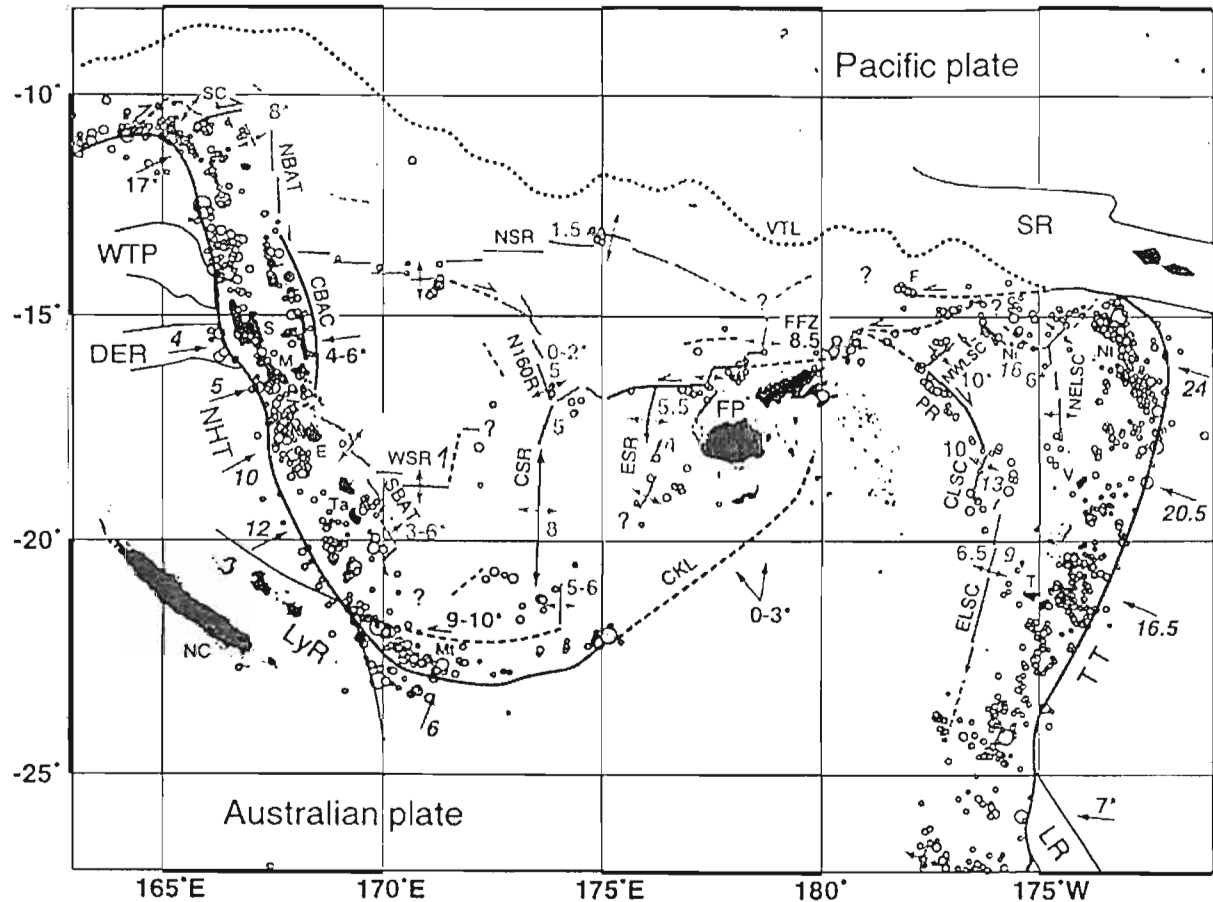


Fig. 1. Tectonique générale de la région Tonga Nouvelles-Hébrides

NHT = Fosses des Nouvelles Hébrides ; TT = Fosse des Tonga ; NBAT et SBAT = resp. Fossés arrière-arc Nord et Sud des Nouvelles Hébrides ; CBAC = ceinture de compression des Nouvelles Hébrides centrales ; PR = ride de Peggy ; FFZ = zone de fracture Fidjienne ; FP = plate-forme Fidjienne ; NC, SC, S, M, E, Ta, Mt, V, T, Nt, Ni et F = resp. Nouvelle Calédonie, Santa Cruz, Santo, Mallicolo, Efaté, Tanna, Matthew, Vava'u, Tongatapu, Niuatoputapu, Niuafou'ou et Futuna ; VTL = Linéament fossile du Vitiaz, CKL linéament fossile du Conway-Kandavu ; ELSC et CLSC = resp. dorsale Est et centrale du bassin de Lau ; NWLSC et NELSC resp. dorsale Nord-Ouest et Nord-Est du bassin de Lau.

Pelletier et al., 1998

2) Présentation de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides

La région étudiée est la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. Le sens de plongement de la plaque Indo-australienne sous la plaque Pacifique a été établi par l'existence d'une fosse à l'ouest de l'arc et par la géométrie du plan Benioff dont le pendage varie de 45° à 70°. (Dubois, 1969 ; Isacks et Molnar, 1971).

La vitesse de convergence de ces deux plaques a été estimée à 11-13 centimètres par an selon une direction N°75 (Dubois et al., 1977). Plus récemment Calmant, à l'aide de mesures géodésiques effectuées entre 1990 et 1994 (Observations GPS) a établi les différents

taux de convergence le long de la fosse des Nouvelles-Hébrides. Au sud, sur l'île de Tanna, le déplacement relatif mesuré est orienté $N 244 \pm 4$ avec un taux de déplacement uniforme de $11,7 \pm 0,8$ cm par an. Celui de l'île d'Efaté est estimé à $10,3$ cm par an orienté $N 242 \pm 4$. Le taux de déplacement au niveau de l'île de Santo est seulement de $3,6 \pm 1,2$ cm par an orienté $N 253 \pm 26$. La différence de ces taux entre Santo et les îles du Sud résulte de l'existence d'une zone de cisaillement dextre entre Santo et Efaté.

3) Sismicité de l'arc des Nouvelles Hébrides

L'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides est le siège d'une importante sismicité superficielle et intermédiaire. La récurrence que l'on peut constater entre les forts séismes superficiels semble se situer aux alentours de 40 ans, ou parfois moins (Louat et al., 1981).

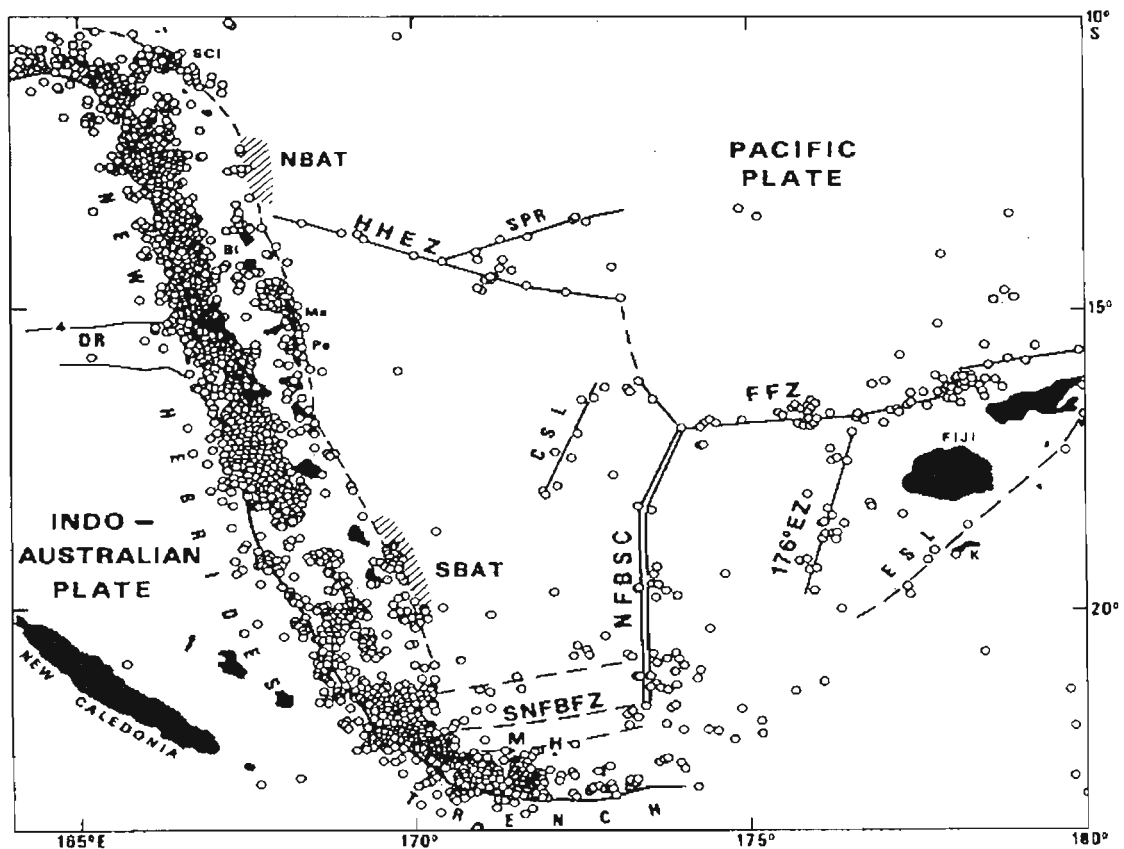


Fig 2. Sismicité générale des Nouvelles Hébrides de 1964 à 1987.

FFZ = zone de fracture fidjienne; SCI = Santa Cruz ; Ma = Maewo; Pe = Pentecôte; M = Matthew; H = Hunter ; K = Kandavu ; DR = d'Entrecasteaux ridge.

Louat et al., 1989

Les foyers superficiels sont distribués en de larges bandes de déformation. Néanmoins, quelques populations peuvent être identifiés. Sur la partie ouest de la subduction un alignement d'intense activité ponctue la fosse, d'azimut N160°E, cette ceinture s'étend de la latitude 21°S jusqu'à la latitude 11°30' S, se courbant vers l'ouest dans sa partie nord et à l'est dans sa partie sud. A l'est de la zone de subduction, au niveau des fosses arrière-arc entre les latitudes 21°S et 10°S, l'activité est plus discontinue mais assez marquée (Louat et Pelletier, 1989).

CHAPITRE n°II : CALCUL DU SYNTHETIQUE

Nous n'enregistrons pas uniquement les mouvements du sol avec un sismomètre, mais aussi leur convolution avec la réponse instrumentale. C'est un exemple de phénomènes assez généralisés dans le monde de la physique, chaque fois que nous utilisons un instrument pour quantifier un phénomène, la mesure inclut l'effet de l'instrument. Après une analyse des sismogrammes étudiés, nous les traiterons comme le résultat final d'un système linéaire, et considérons chacun des paramètres qui permettent son calcul : la réponse instrumentale, l'atténuation puis la source.

1) Analyse des sismogrammes

Les données sismologiques étudiées proviennent du réseau cavascope développé par le centre IRD de Nouméa.

tabl.1 Présentation de quelques stations gérées par l'IRD

île	nom de la station	latitude	longitude
Tanna	TAN	19,53	169,28
Efaté	PVC	17,74	168,31
Efaté	BKM	17,40	168,14
Efaté	DVP	17,43	168,11
Santo	STH	15,20	167

tabl.2 Caractéristiques des sismomètres

nom de la station	Sismomètres
TAN	Sismomètres Streckeisen STS2
PVC (Port Vila)	Sismomètres Streckeisen STS1 (géoscope)
BKM (Butte à Klem)	Sismomètres Lennartz LE3D-1s
DVP (Pointe du diable)	géophone
Santo	Sismomètres LE3D-1s et STS2

Les sismomètres sont tous à trois composantes : Z (vertical), N (Nord-Sud) et E (Est-Ouest).

Une série de séismes a été sélectionnée sur une période allant de 1995 à juin 1999. Les caractéristiques qui nous serviront dans la modélisation des données sont identifiées sur la figure 3.

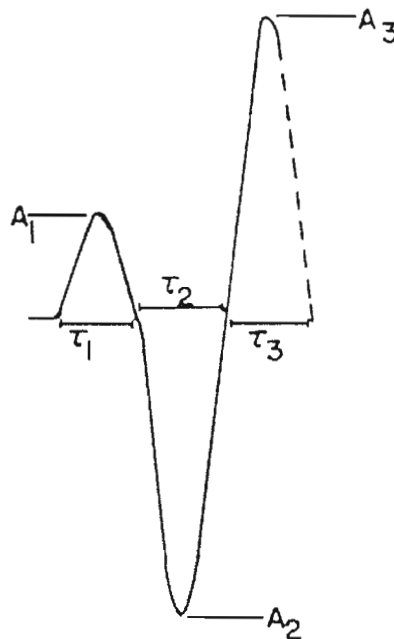


Fig. 3. Identification des paramètres d'une onde P

Les événements étudiés sont assez courts, le premier demi-cycle (τ_1) et le deuxième demi-cycle (τ_2) pouvant varier de 0,05 à 0,1 secondes chacun. L'amplitude relative des deux premiers demi-cycles, indiqué par le rapport des amplitudes A_2 / A_1 , varie de 1 à 2.

Le temps de parcours effectif des ondes pour notre série de données varient de 6 à 20 secondes.

2) Calcul du sismogramme synthétique

L'expression simplifiée du sismogramme synthétique s'exprime par les convolutions suivantes :

$$s(t) = x(t) * q(t) * i(t)$$

où $x(t)$ est la source, $q(t)$ l'atténuation et $i(t)$ la réponse instrumentale (fig. 4.).

Nous négligerons le terme de structure car les ondes de surface arrivent longtemps après l'impulsion.

Il est numériquement préférable de travailler dans le domaine des fréquences. Soit $S(\nu)$ la transformée de fourrier du sismogramme

$$S(\nu) = X(\nu).Q(\nu).I(\nu)$$

Et on peut finalement obtenir les sismogrammes synthétiques en inversant $S(\nu)$.

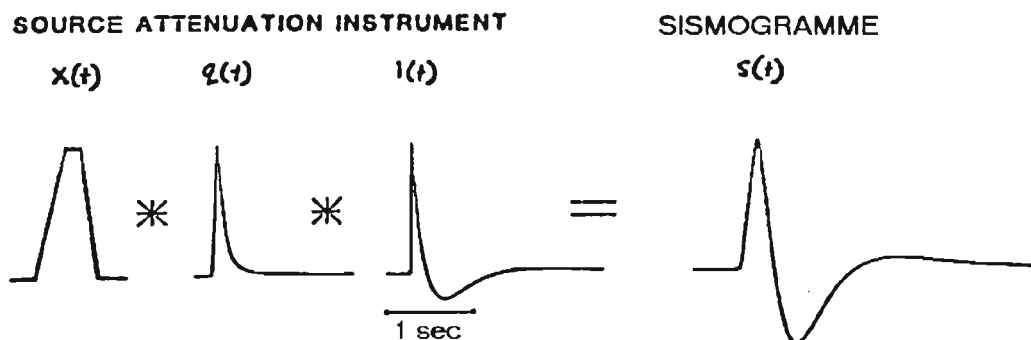


Fig.4. Méthode de calcul du sismogramme synthétique.

a) la réponse instrumentale

Les sismomètres utilisés aux stations sismologiques gérées par l'IRD au Vanuatu sont des Lennartz LE3D-1s (fréquence 1 Hertz) et des Streckeisen STS1 modifiés en VBB depuis 1995 (cf. tableau 1 et 2).

Deux approches différentes nous ont permis de calculer la réponse instrumentale : la fonction de transfert utilisant les pôles et zéros puis les fonctions de transferts développées par Jean-François Fels (paramétrisation uniquement valable pour les Lennartz).

1) Pôles et zéros

L'effet de l'instrument se traduit par un opérateur sur le signal $h(t)$. Sa fonction de transfert $H(j\omega)$ peut être calculée par la formule :

$$H(j\omega) = \frac{\prod_i^{nz} (j\omega - s_{0i})}{\prod_j^{np} (j\omega - s_{pi})}$$

np et nz le nombre de pôles et zéros

sp et s0 les pôles et les zéros

$\omega = 2\pi f$, f la fréquence

$j^2 = -1$

tabl. 3 Pôles et zéros du Lennartz LE3D-1s

Nombres de pôles	3	
pôle 1	-4.21	4.66
pôle 2	-4.21	-4.66
pôle 3	-1.26	0
Nombre de zéros	3	

Ces données proviennent de l'usine Lennartz en Allemagne (mail de Dieter Stoll, responsable du service après-vente : dstoll@lennartz-electronic.de).

tabl. 4 Pôles et zéros du Streckeisen ST1

Nombres de pôles	2	
pôle 1	$-1.234 \cdot 10^{-2}$	$-1.234 \cdot 10^{-2}$
pôle 2	$-1.234 \cdot 10^{-2}$	$1.234 \cdot 10^{-2}$
Nombre de zéros	2	

Ces données proviennent du réseau géoscope à Paris.

2) Calcul à partir des formules de Jean-François Fels

Jean-François Fels décrit le sismomètre comme un géophone sur-amorti associé à un filtre passe-bande. Le système peut ainsi se diviser en deux sous-systèmes indépendants : le sismomètre amplifié et le filtre. Nous allons essayer d'établir les fonctions de transfert des

deux systèmes :

- Fonction de transfert du géophone amorti :

A partir des lois classiques de l'électromagnétisme et de la mécanique, nous obtenons une relation entre la tension sortante du signal V_o et la vitesse au sol X_g :

$$\frac{V_o}{X_g} = G \frac{R_1}{R_x} \frac{s^2 w_3}{s^3 + c_1 s^2 + c_2 s + w_0^2 w_3} \quad [\text{V/M/S}]$$

G la constante électrodynamique

$s = j\omega$

- Fonction de transfert du filtre

Il s'agit de l'équation simple d'un filtre passe-bande du second ordre :

$$\frac{w_{10} s}{s^2 + 2b w_c s + w_c^2}$$

w_c la fréquence de Nyquist

b le coefficient d'amortissement

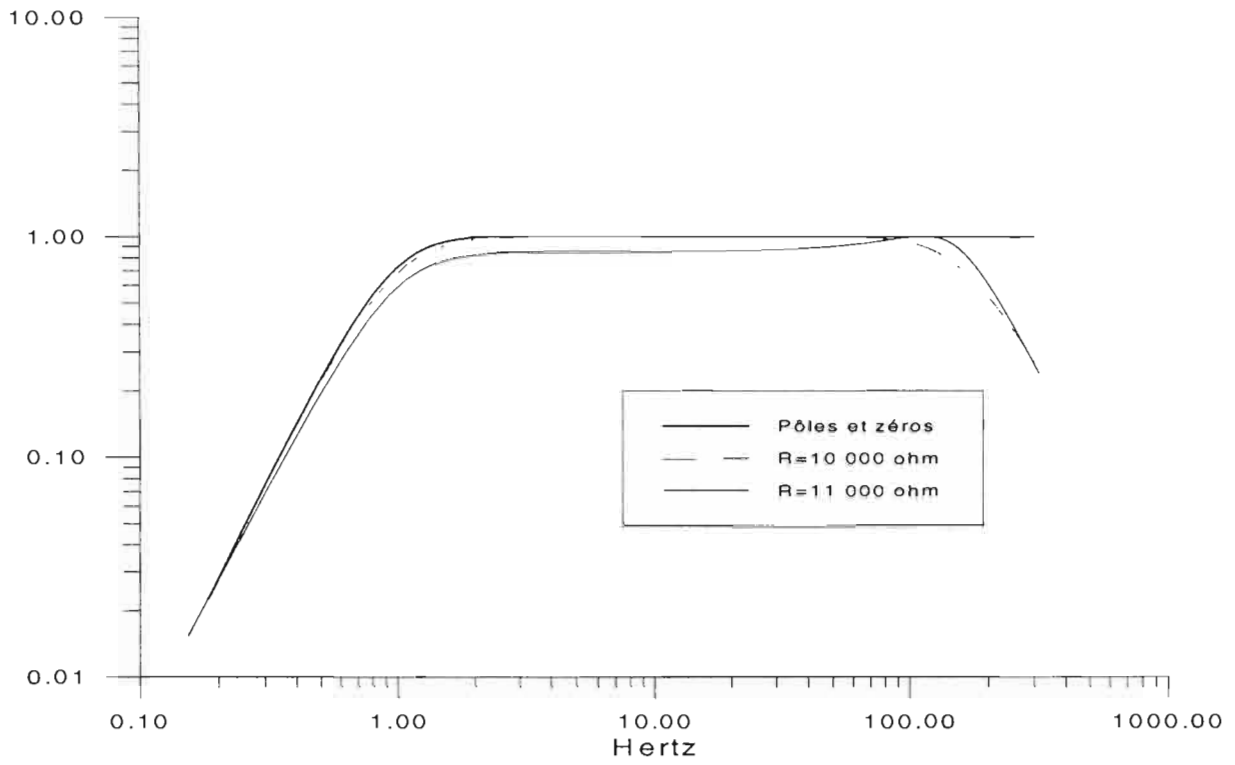
En combinant ces deux équations, on obtient l'équation de transfert de la réponse instrumentale :

$$T = G \frac{R_1}{R_x} \frac{s^2 w_3}{s^3 + c_1 s^2 + c_2 s + w_0^2 w_3} \frac{w_{10} s}{s^2 + 2b w_c s + w_c^2} \quad [\text{V/M/S}]$$

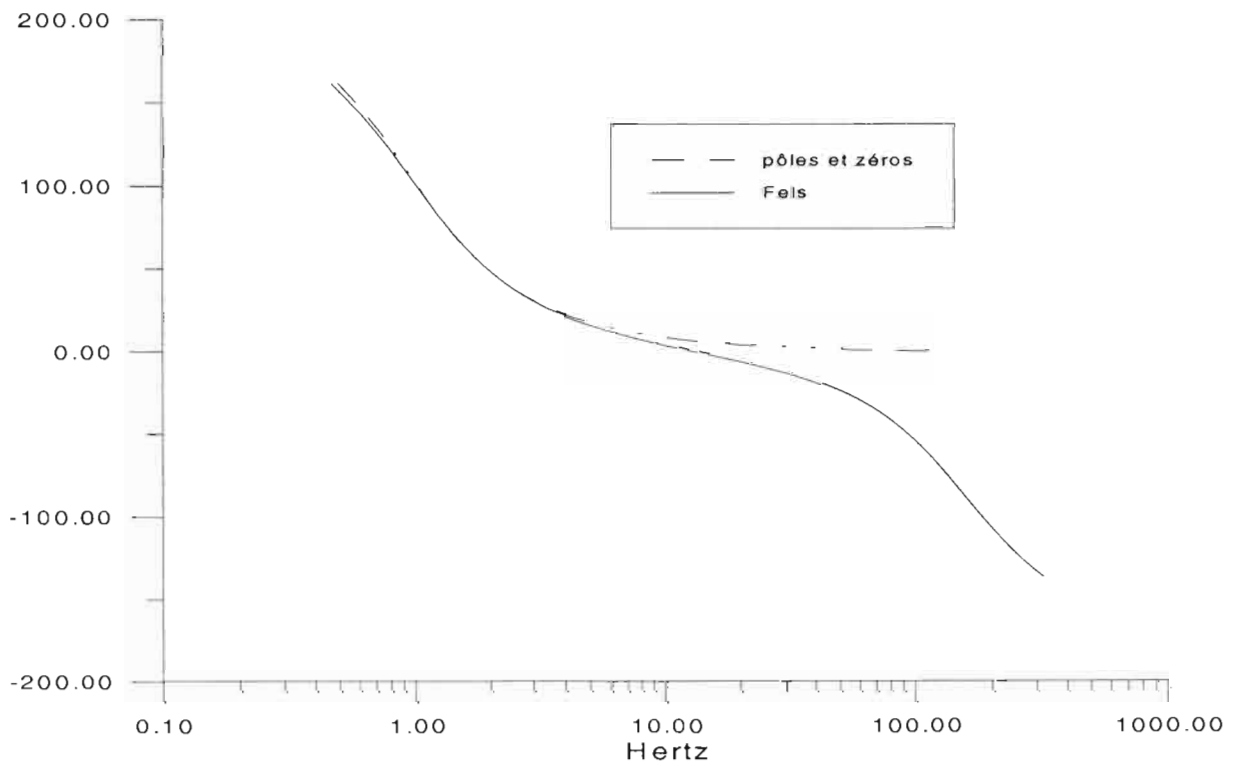
Numériquement :

$$T = 6201395.2 \frac{s^2}{(s + 0.17503)(s^2 + 220.3873s + 24935.182)} \frac{s}{(s^2 + 1.42393s + 1.01926)}$$

fig. 5. REPONSE DU LE3D-1S
MODULE



PHASE



Cependant, on observe que la réponse donnée à partir des formules de Fels diffère légèrement de la réponse donnée par les pôles et zéros du constructeur. Fels fait remarquer dans son article que pour des hautes fréquences, le module de la réponse décroît à un taux de 18 dB par octave au lieu de 12 dB par octave spécifié dans le manuel. Son approximation reste valable dans le domaine des fréquences dans lequel nous travaillons.

3) Réponse instrumentale

En convoluant la réponse instrumentale avec une impulsion ou un Dirac, on obtient la réponse impulsionnelle de l'appareil.

La paramétrisation de Fels semble donc bonne, puisque nous obtenons les mêmes réponses instrumentales.

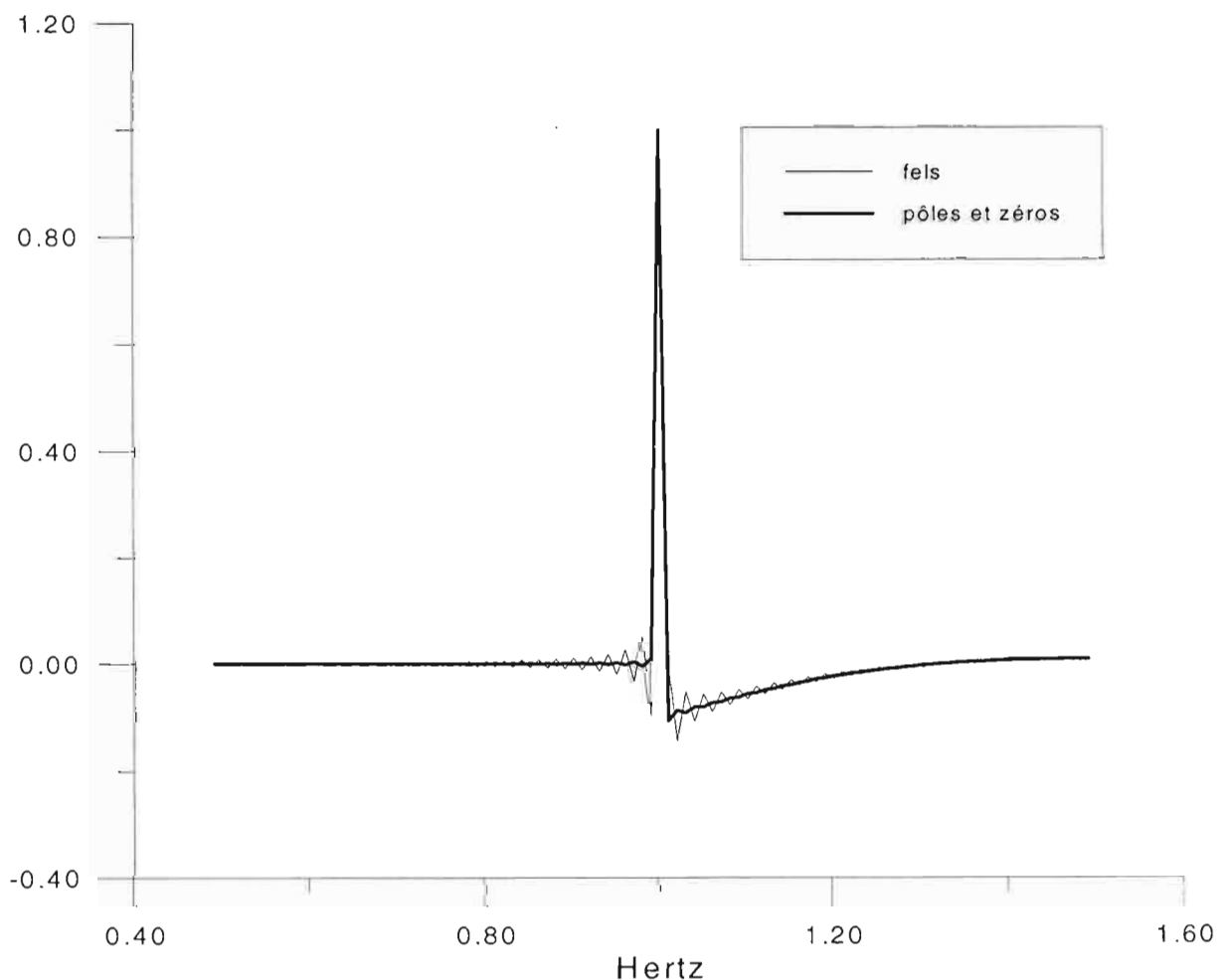


Fig.6. Réponse instrumentale du Lennartz LE3D-1s

Les pôles et zéros donnés par le réseau géoscope pour les sismomètres Streckeisen nous donne une réponse instrumentale assimilée à un Dirac. Le Dirac est la réponse instrumentale dont tout sismologue rêve, mais ce résultat nous paraît un artefact, c'est pour cette raison que nous avons mis de côté la modélisation des données sismologiques provenant de la station de Port-Vila.

b) L'atténuation du manteau

L'effet de l'anélasticité se traduit par une atténuation exponentielle et une dispersion des ondes. Son calcul exact est un problème non résolu pour un milieu homogène où Q est variable. Pour cette raison, on fait l'approximation suivante : l'effet de l'atténuation est exprimé par un opérateur linéaire qui agit sur un signal calculé pour un milieu parfaitement élastique (Carpenter, 1967 ; Kanamori et Anderson, 1977).

Dans le domaine temporel, cet opérateur s'exprime comme un oscillateur harmonique amorti :

$$f(t) = A e^{i\omega t} e^{-\omega t/2Q}$$

où l'atténuation est décrit par le facteur de qualité Q .

Sa transformée de fourrier ou fonction de transfert s'écrit :

$$F(\omega, T / Q) = \exp\left[-\omega/2 \frac{T}{Q} + i \frac{\omega T}{\pi Q} \log \frac{\omega}{\omega_1}\right]$$

T le temps de parcours effectif des ondes.

ω_1 est la pulsation de référence pour laquelle ont été calculés les sismogrammes synthétiques, nous utiliserons $\omega_1 = 2\pi / \Delta t$, ce choix n'est pas crucial car le choix d'une autre fréquence de référence ne ferait que retarder ou avancer le sismogramme sans en modifier la forme.

Plus le coefficient Q est élevé, plus l'atténuation est faible.

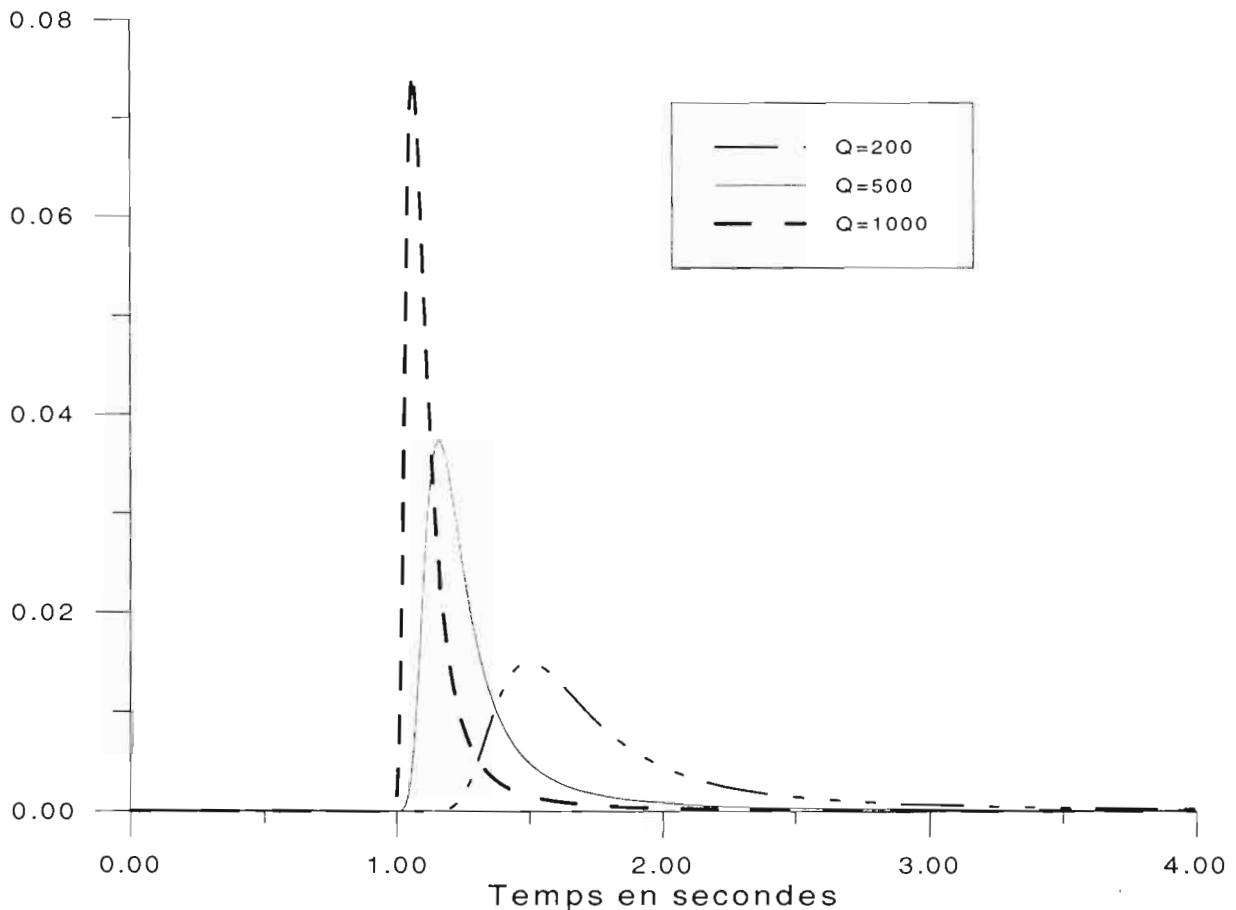


Fig.7. Effet de l'atténuation pour différents Q . Convolution de l'atténuation avec impulsion.

La valeur actuelle de Q de l'arc des Nouvelles-Hébrides n'est pas très bien connue. Nous l'estimerons dans un premier temps entre 500 et 1000 pour les ondes P, valeurs correspondantes à une zone de faible atténuation (Fig. 8.). Cette valeur semble très élevée par rapport à d'autres valeurs trouvées dans la littérature pour d'autres arcs insulaires.

Oliver et Isacks en 1967 ont déterminé une valeur moyenne Q_α de 150 pour les Fidji et de 1000 pour les Tonga. Sur la fig. 8., Barazangi et al. ont déterminé une zone de haute atténuation à une profondeur de 300 kilomètres sous le bassin fidjien. En 1988, Bowman a trouvé un Q_α d'environ 240 à une profondeur inférieure à 350 kilomètres au dessus de l'arrière-arc et un Q_α de 570 pour des profondeurs supérieures à 350 kilomètres. Les dernières études effectuées sur le bassin de Lau par Flanagan et Wiens en 1990, et Flanagan en 1994, indiquent des coefficients d'atténuation très faibles pour les ondes S.

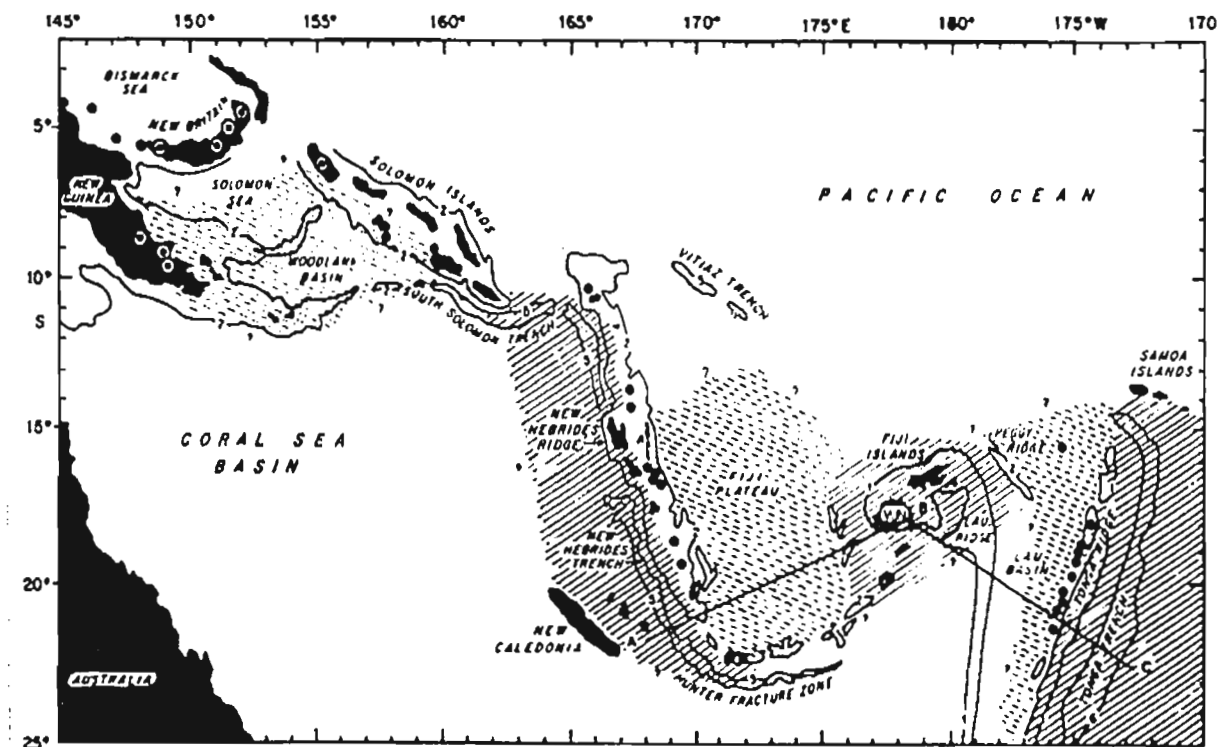


Fig. 8. Zones de hautes et basses atténuations du sud-ouest Pacifique

Tiret = haute atténuation ; trait plein = basse atténuation

Barazangi et al, 1974

L'étude la plus récente sur l'ensemble de la région Tonga-Fidji est celle de Roth (1999), il a déterminé un coefficient d'atténuation variant de 95 (arrière-arc) à 150-200 pour les îles Fidji et à plus de 900 pour les îles Tonga (Fig.9). Roth et Bowman trouvent des coefficients d'atténuation de l'ordre de 150 pour les îles Fidji correspondant à une zone de haute atténuation, alors que Barazangi avait défini une zone de faible atténuation pour ces même îles.

Il y a 10 millions d'années, les Nouvelles-Hébrides étaient soudées aux îles Fidji et Tonga le long de la fosse du Vitiāz. Il peut donc exister des similarités entre ces deux structures, mais ceci ne reste qu'une hypothèse. C'est pour cette raison que nous estimerons plutôt la valeur de Q autour de 400 avec un écart de plus ou moins 100. Nous verrons si cette valeur coïncide avec la réalité lors de la modélisation du synthétique.

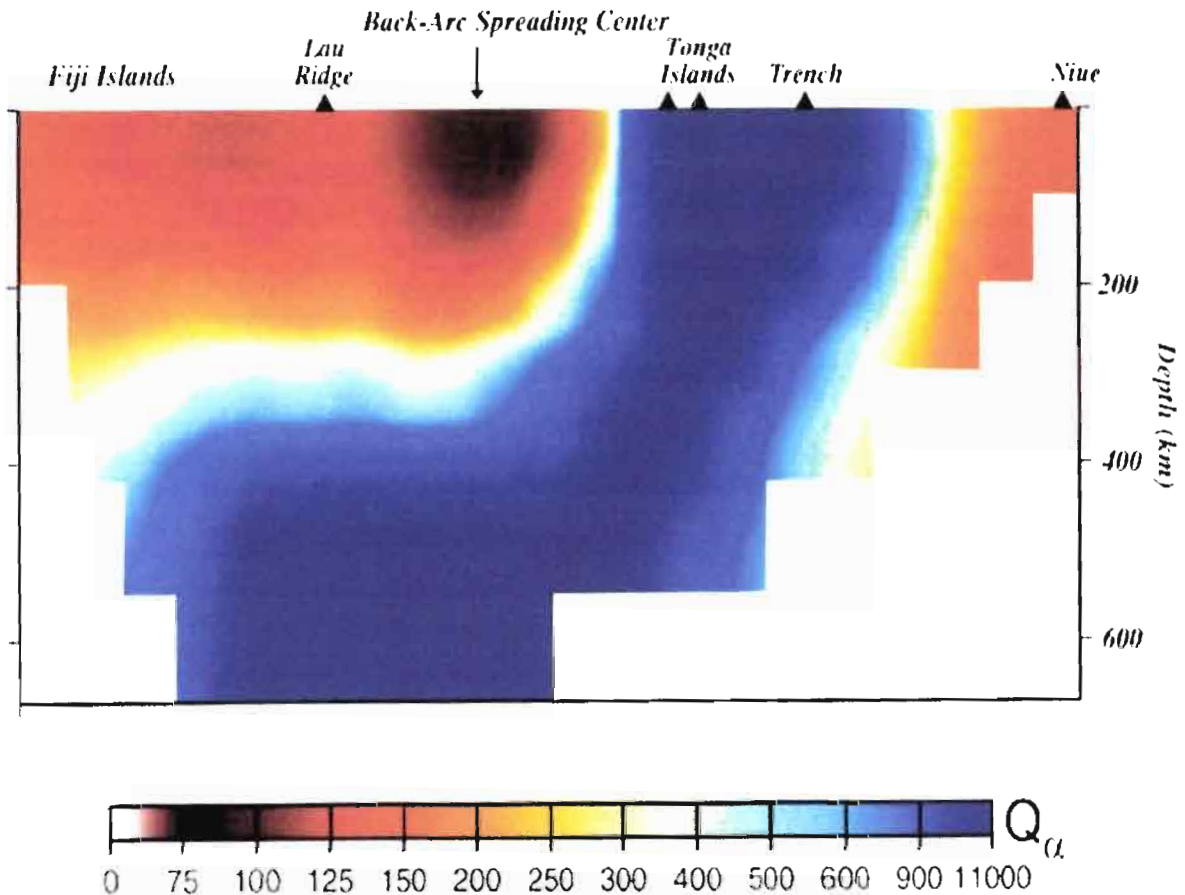


Fig.9. Tomographie montrant les variations de Q

Roth et al., 1999

De nombreux auteurs ont démontré que le coefficient d'atténuation des ondes P comme des ondes S augmentent avec la fréquence prenant la forme $Q = f^\alpha$ ($\alpha \geq 0$), avec un rapport Q_p/Q_s d'environ 0,5. Cette estimation de Q nécessite la connaissance de la fonction de propagation des rais sismiques (Castro et al., 1997).

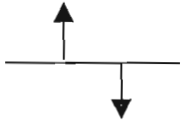
c) Différents sismogrammes à partir de différentes sources

La méthode utilisée dans la détermination de la forme d'onde des événements est la suivante : différentes sources seront convoluées avec les fonctions d'atténuation (pour différentes valeurs de Q) et de réponse instrumentale. Plusieurs formes ont été tentées pour s'approcher au plus près des sismogrammes observés, il s'agit du double Dirac, de la fonction créneau, et des fonctions sources triangulaires. Des arguments géologiques concernant le coefficient d'atténuation feront éliminer certains de nos modèles.

1) cas du double Dirac

Pour un même temps de parcours effectif des ondes, nous allons modéliser pour différentes valeurs du coefficient d'atténuation Q et de hauteurs des deux Diracs.

Caractéristiques de la source :



Intervalle de temps entre les deux Dirac : 0,05 s

Temps de parcours des ondes : 10 s

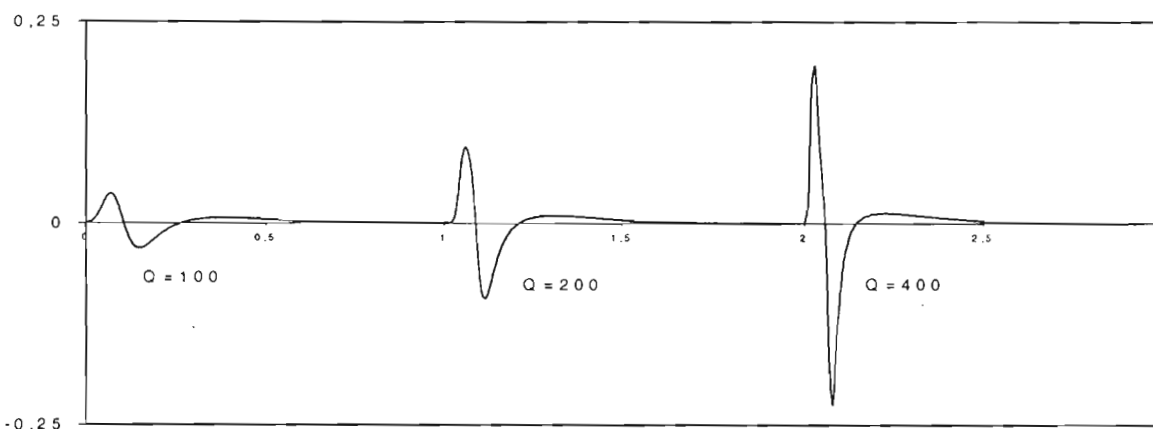


Fig.10. Modélisation pour différentes valeurs de Q

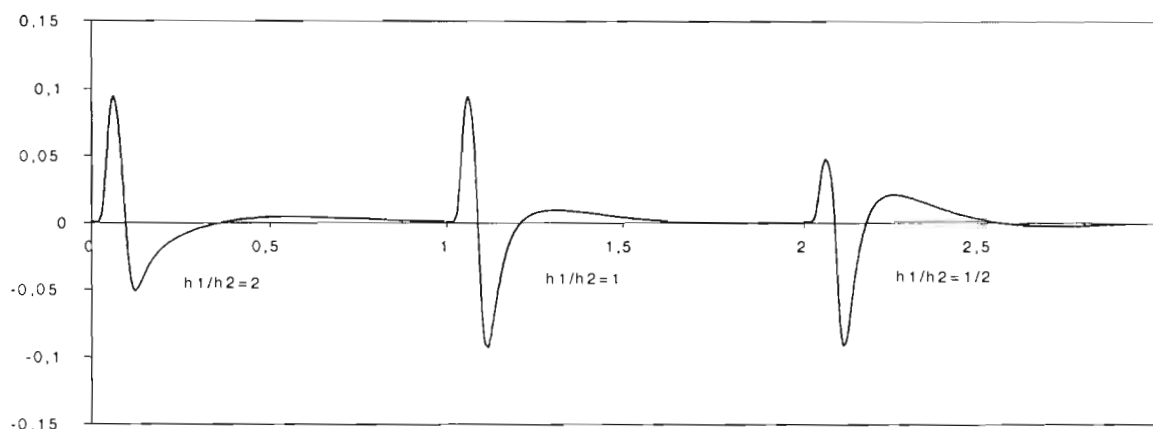


Fig.11. Modélisation pour différentes hauteurs de Diracs ($Q=200$)

Cette modélisation est assez simple, l'intervalle de temps entre les deux Diracs représente la durée du premier demi-cycle du sismogramme et le rapport des hauteurs des deux Diracs permet de déterminer le rapport des amplitudes.

Cette modélisation donne des résultats convenables dans le cas de notre étude des petits séismes de l'arc des Nouvelles-Hébrides pour un coefficient d'atténuation Q petit de l'ordre de 200.

2) cas de la fonction créneau

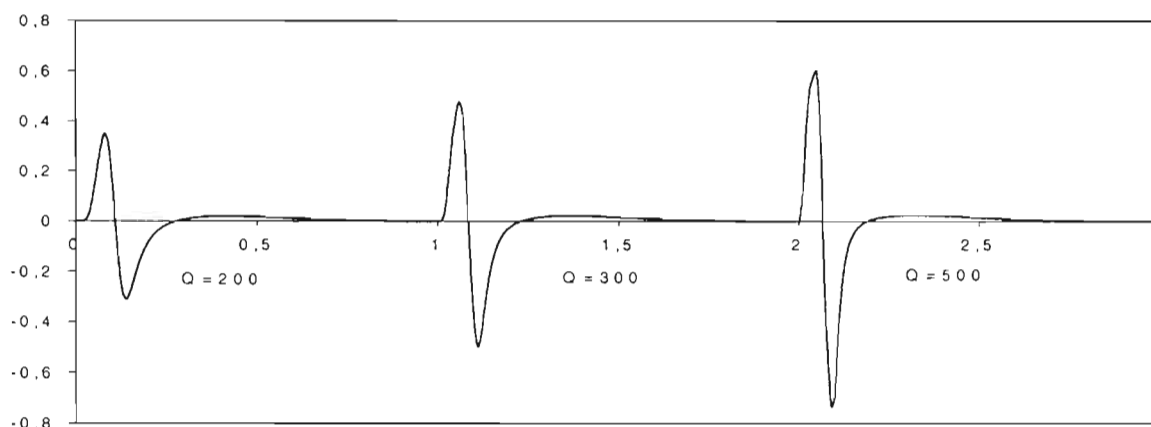
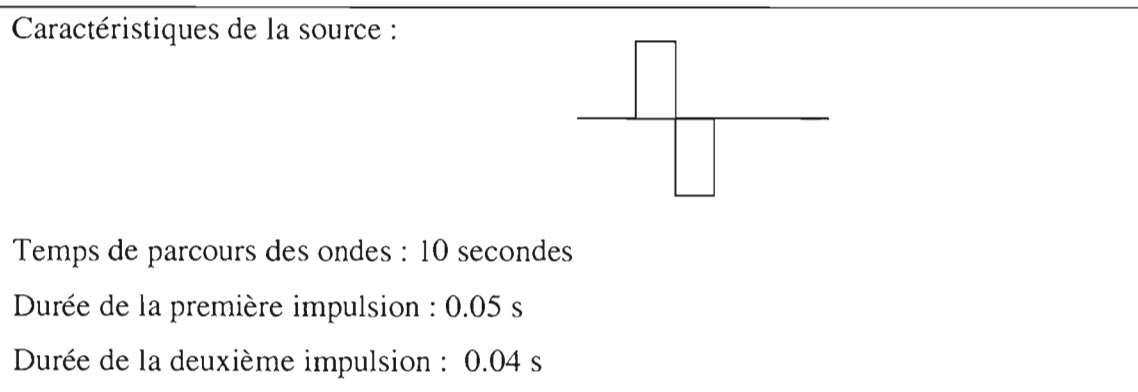


Fig. 12. Modélisation pour différents Q

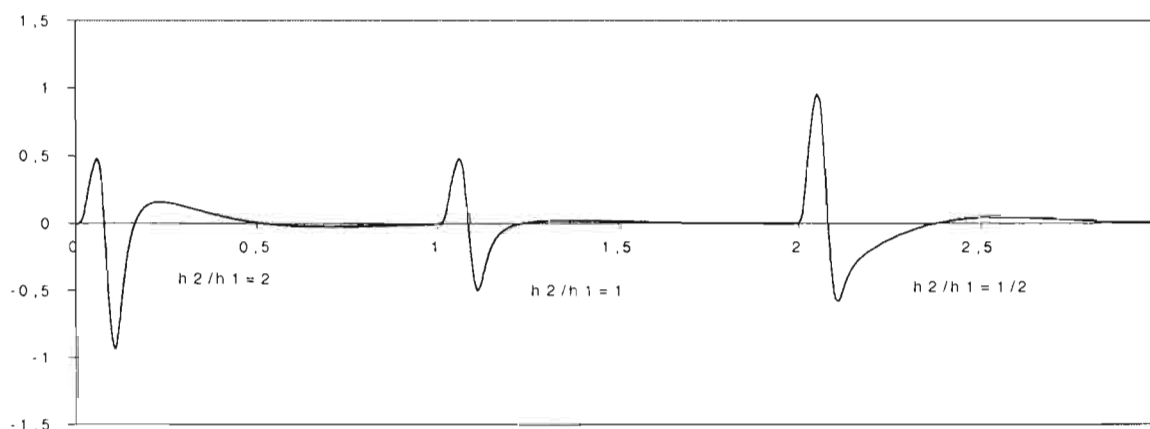
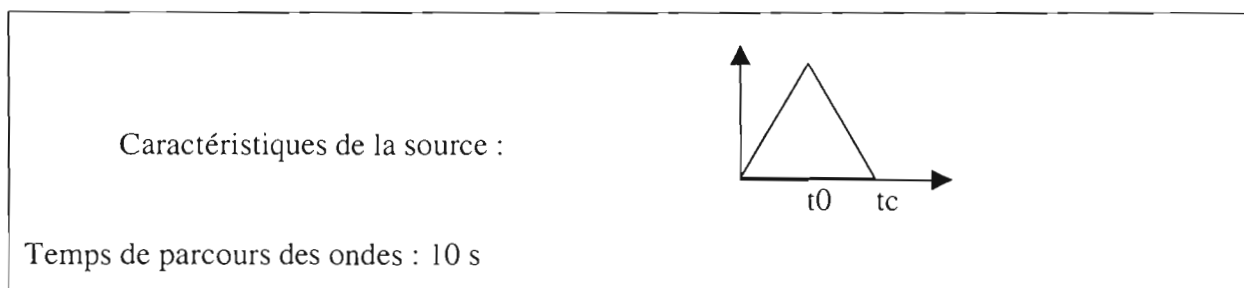


Fig.13. Modélisation pour différentes hauteurs

La fonction créneau donne des résultats satisfaisants pour un coefficient d'atténuation Q de l'ordre de 300. Ce modèle peut être assimilé à une onde carrée avec une période de 0,1 seconde. Les fonctions double Dirac et créneau ont les mêmes propriétés physiques, cependant le contenu basse fréquence beaucoup plus large pour la fonction créneau permet l'utilisation d'un coefficient d'atténuation plus élevé.

3) cas d'un triangle



t_0 le temps de montée de la dislocation, c'est le temps que met la dislocation à atteindre son état final après l'arrivée de la rupture en un point de la faille.

t_c est le temps total de la rupture, il dépend théoriquement de l'azimut θ : pour une faille rectangulaire de longueur L et de largeur négligeable devant L (Haskell, 1966), t_c est donné par :

$$t_c = L/V_r (1 - (V_r \cos \theta) / c)$$

où V_r est la vitesse de rupture et θ l'angle de direction de l'observateur avec le plan de faille.

Le triangle rectangle (légère pente puis rupture nette) est la source qui se rapproche le plus de nos données. Le temps de montée de la dislocation est estimé à 0,05 secondes et le temps de relaxation de la rupture à 0,002 secondes.

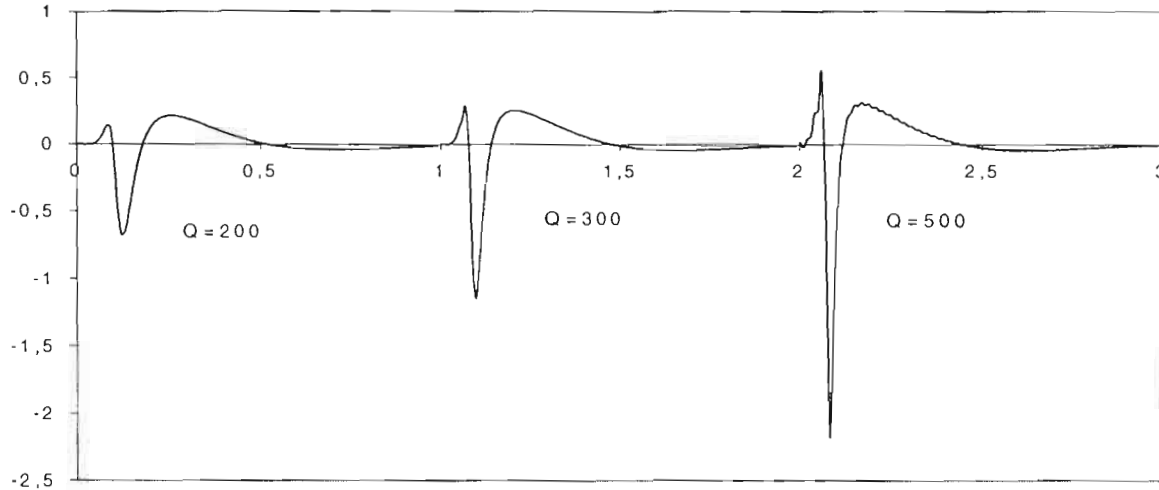


Fig 15. Modélisation pour différentes valeurs de Q.

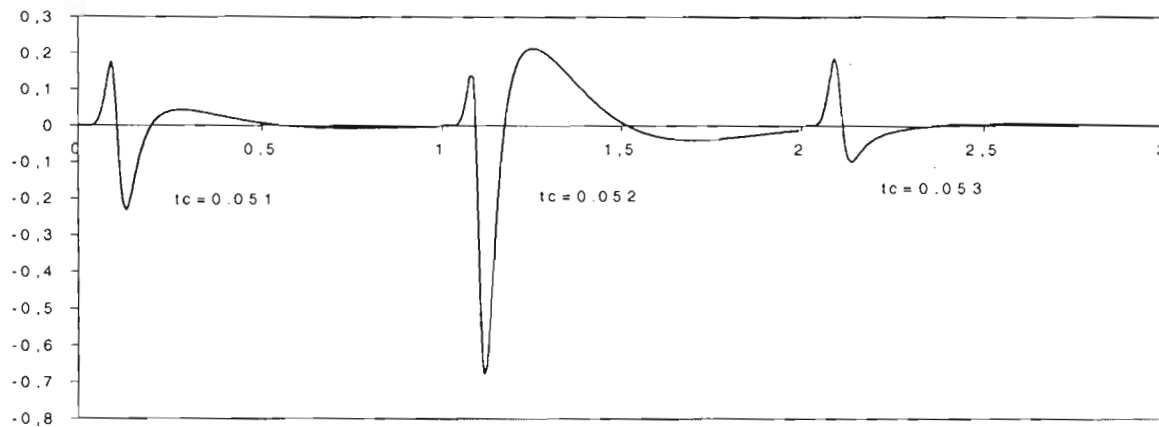
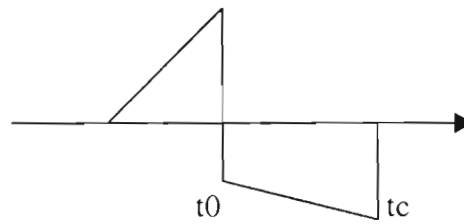


Fig. 16. Modélisation pour différentes formes de triangle ($Q=300$), $t_0=0,05s$, t_c le temps de rupture.

La pulsation triangulaire est la forme de déplacement la plus simple qui peut produire les ondes observées avec une valeur raisonnable de Q . Si Q était beaucoup plus grand que 300, une légère modification de l'impulsion peut être requise. Ceci peut débuter par une rampe, mais avec une pente légère, puis chuter brutalement et décroître lentement. C'est la dernière fonction source modélisée.

4) cas de la fonction source complexe

Caractéristiques de la source :



Temps de parcours des ondes : 10 s

Cette source sismique provient des modèles de sources développés par Sato et Hirasawa en 1973. Ce modèle contient tous les aspects importants des processus dynamiques de fissures circulaires en expansion dont la propagation de la rupture s'arrête brutalement, cependant il ne résout pas le problème de relaxation des contraintes dynamiques. Ce modèle doit être vu comme une version cinématique du modèle dynamique circulaire de Madariaga (1976).

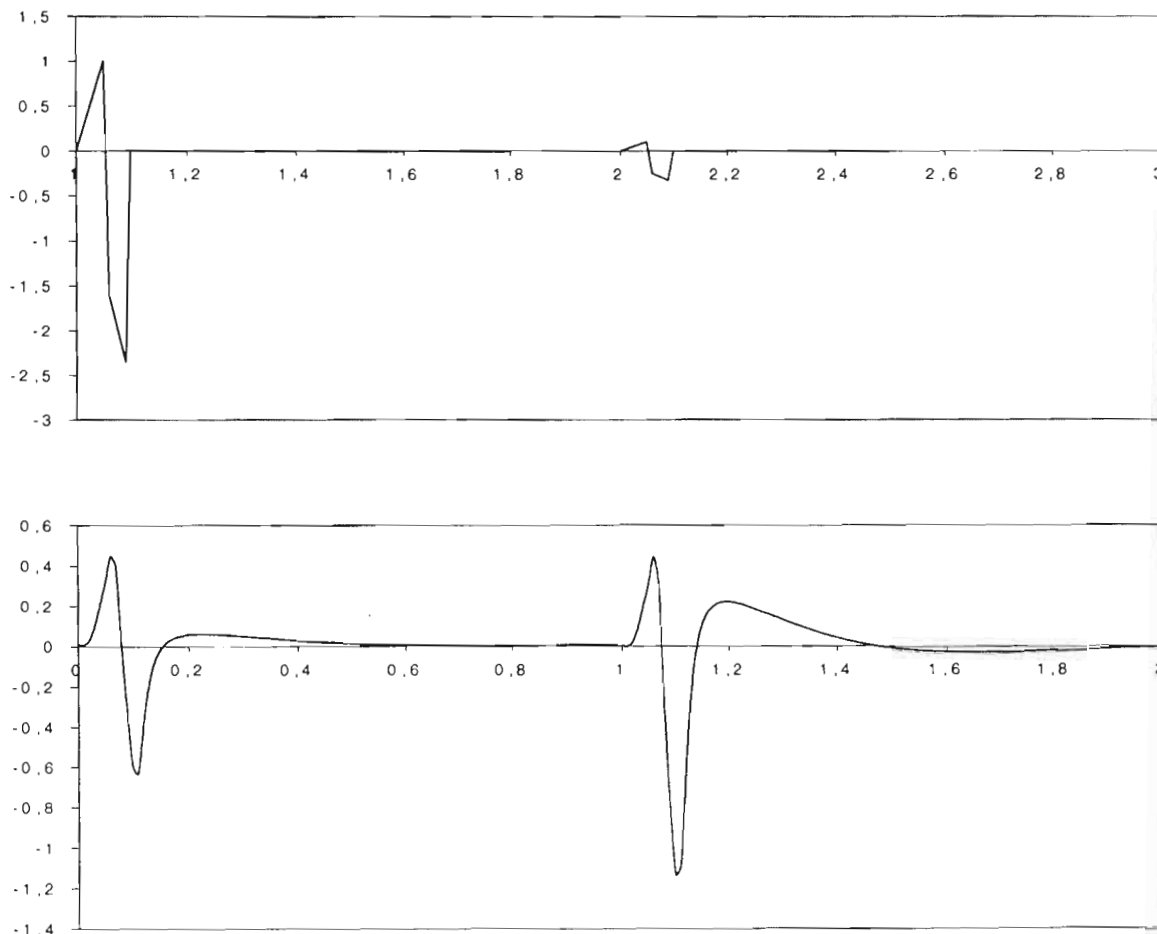


Fig. 16. Modélisation pour différentes formes de sources (Q=500)

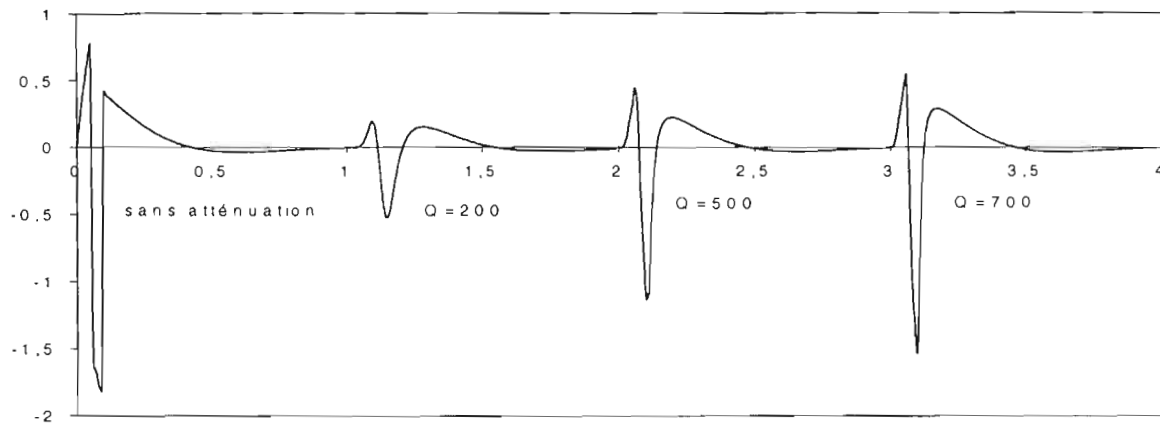


Fig. 17. Modélisation pour différentes valeurs de Q .

Si nous estimons le coefficient d'atténuation autour de la valeur 400. Les sismogrammes synthétiques issus des fonctions double Dirac et créneaux nous paraissent peu probable d'un point de vue géologique.

Nous garderons comme modèle valable, le dernier modèle dérivant des formules de Sato et de Hirasawa.

CHAPITRE n°III : EXEMPLES DE MODELISATIONS

Pour les raisons expliquées dans le chapitre précédent, seuls les enregistrements provenant des stations équipées de sismomètres Lennartz LE3D-1s seront étudiés. Ces enregistrements correspondent aux stations de Butte à Klem et de Santo.

1) Exemple de modélisations de la station de Santo

On modélise le sismogramme synthétique à partir des différentes sources présentées dans le chapitre précédent, seuls τ_1 et le rapport des amplitudes (A_2/A_1) sont les paramètres utilisés dans la modélisation :

- séisme du 19 mai 1999 (fichier 99051900.dmx)

Latitude	-14.722
Longitude	167.065
profondeur	83,28
temps de parcours	10 s

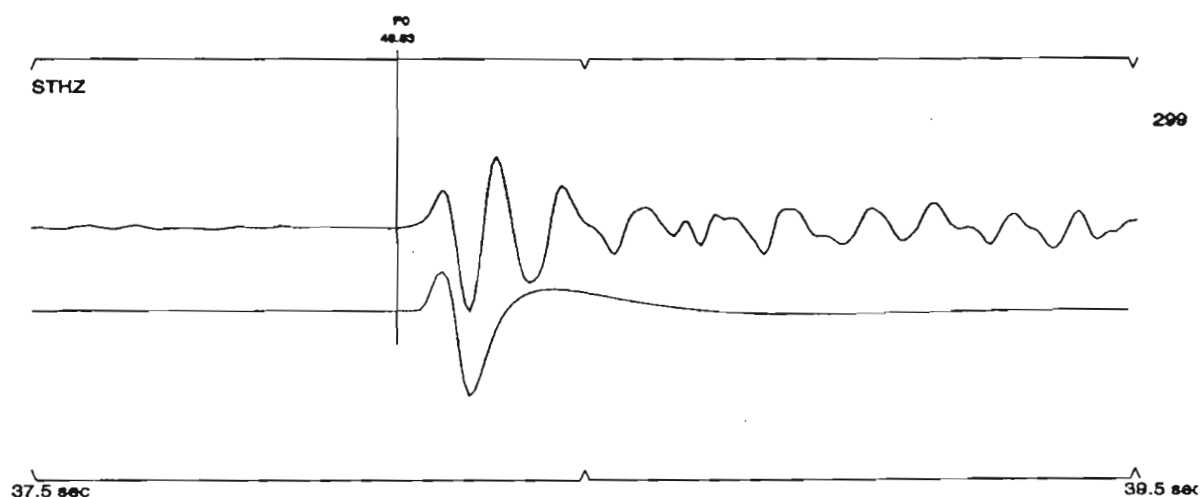


Fig. 18. Double Diracs (Q=180)

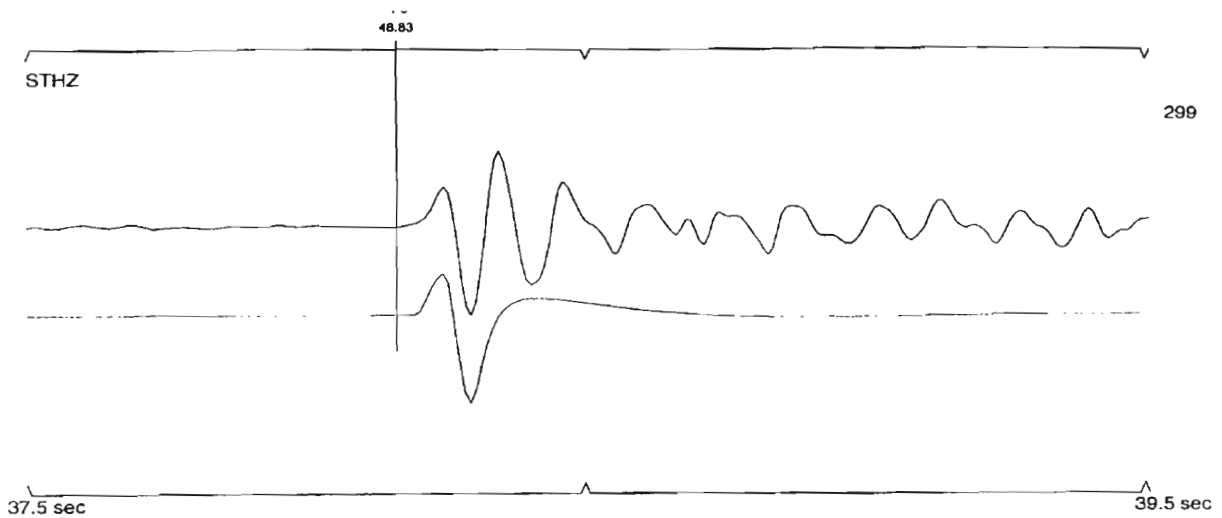


Fig. 19. Fonction créneau (Q=300)

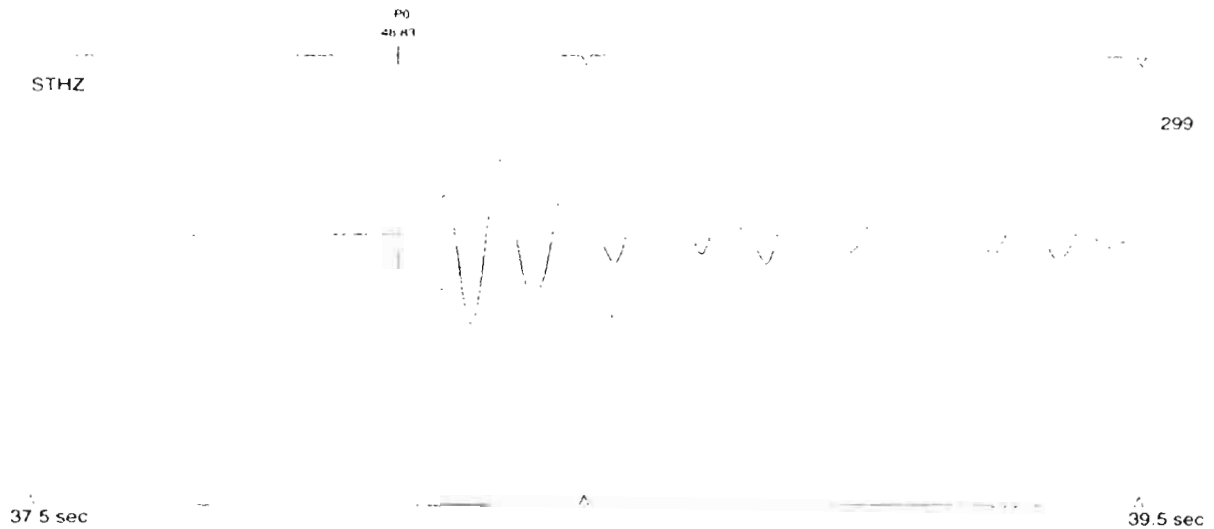


Fig. 20. Fonction triangulaire suivie d'une rampe (Q=400)

Les figures 18, 19 et 20 nous montrent les trois solutions pour modéliser les sismogrammes observés. Ces trois exemples montrent bien qu'il existe une indétermination entre la forme de la source et le coefficient d'atténuation, le double Dirac requiert un coefficient de 180, la fonction créneau de 300 puis finalement le modèle de source dérivant du modèle de Sato et de Hirasawa un coefficient d'atténuation de 400. Nous garderons cette dernière modélisation qui nous paraît plus juste d'un point de vue géologique.

- séisme du 24 juin 1999 (fichier 99062401.dmx)

Latitude	-14,767
Longitude	166,852
profondeur	59,32
temps de parcours	15 s

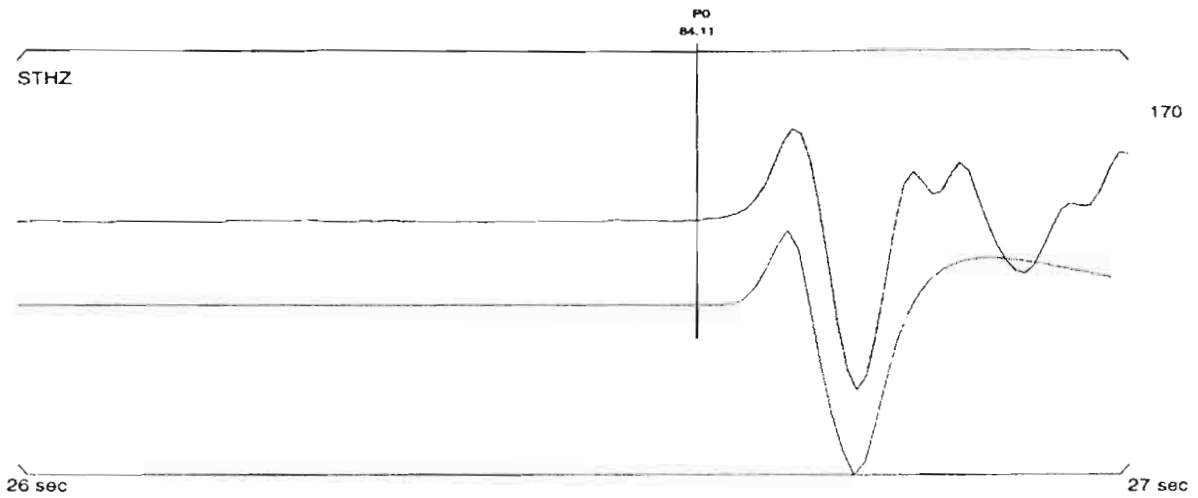
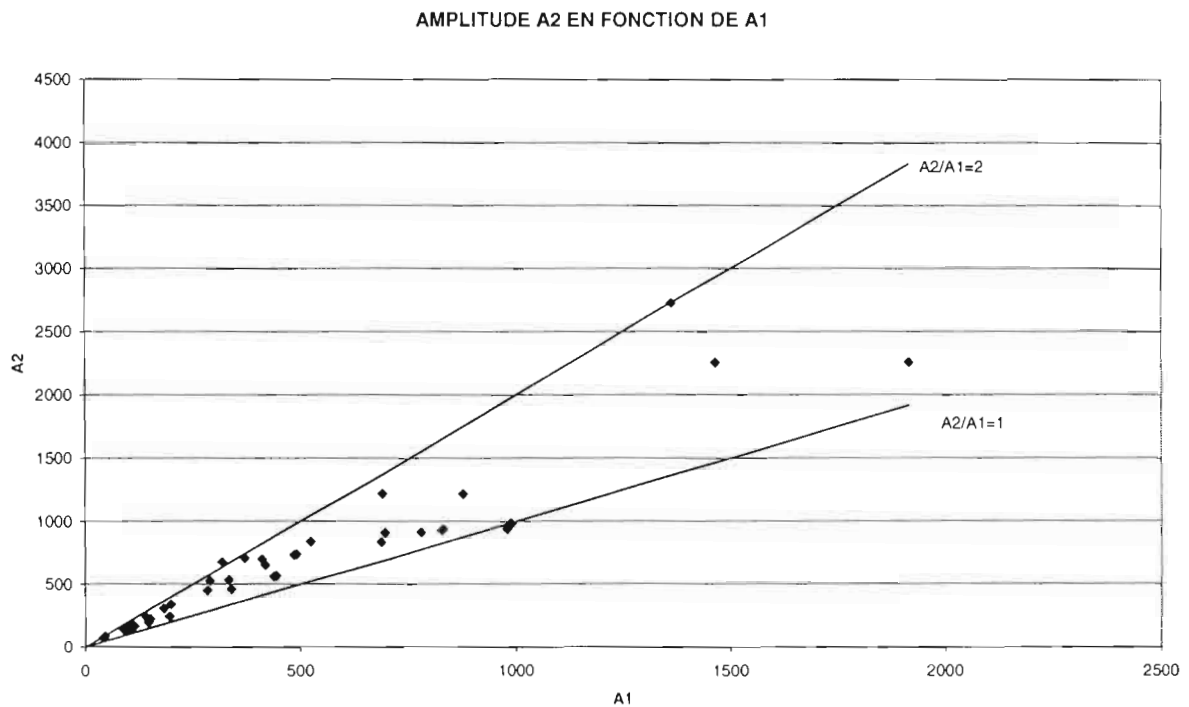


Fig. 21. Fonction triangulaire suivie d'une rampe (Q=400)

2) Exemple de modélisations de la station Butte à Klem

Une quarantaine de séismes ont été sélectionnés sur une période allant de 1995 à 1997. Le graphique ci-contre nous montre que la plupart des séismes sélectionnés ont un rapport des amplitudes $A2 / A1$ de 1 à 2.



- séisme du 22 septembre 1995 (fichier 95092201.sis)

Latitude	-17,939
Longitude	168,210
profondeur	53,80
temps de parcours	8 s

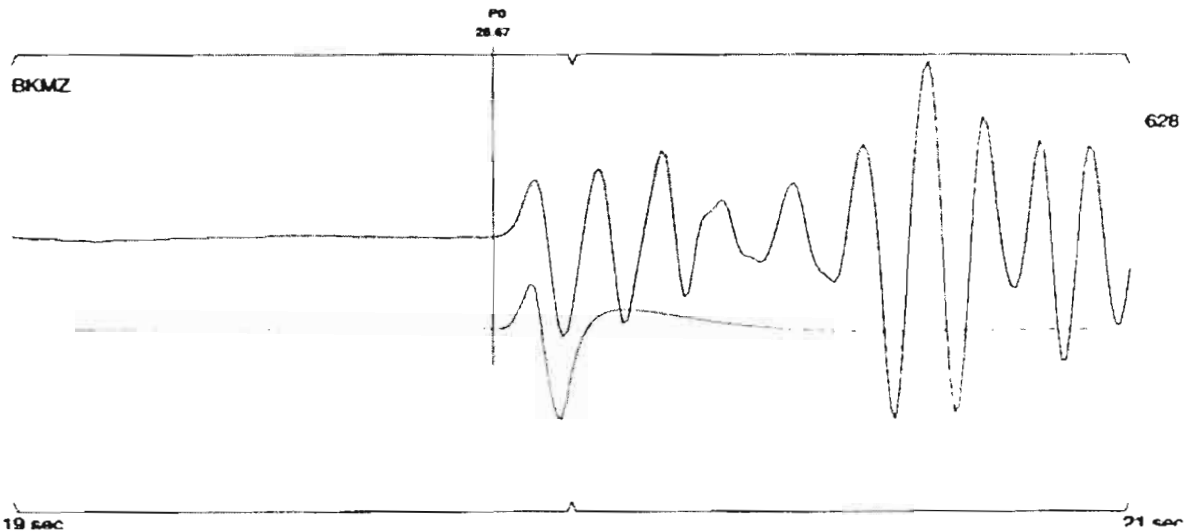


Fig. 22. Fonction triangle suivie d'une rampe ($Q=250$)

- séisme du 28 mai 1996

Latitude	-17,885
Longitude	168,194
profondeur	44,74
temps de parcours	8

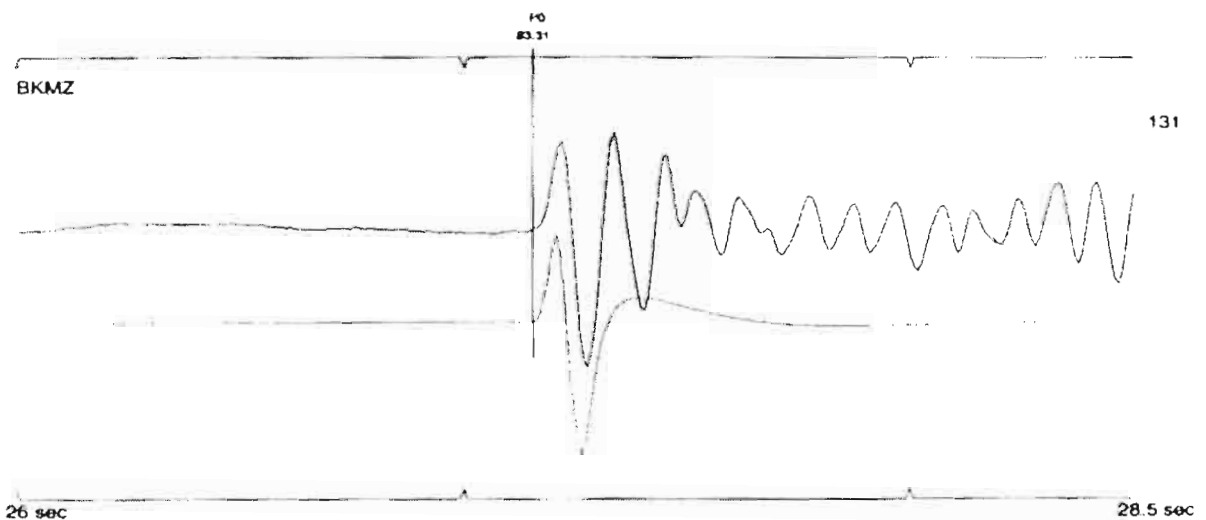


Fig. 23. Fonction triangle suivie d'une rampe ($Q=230$)

3) Interprétation

On observe une légère différence des coefficients d'atténuation entre les îles de Santo et de Efaté. En considérant un écart de plus ou moins 100, on peut considérer cette différence comme minime, ces deux valeurs sont caractéristiques d'une zone de forte atténuation comme l'avait défini Barazangi en 1974.

En observant le séisme du 23 novembre 1998 (fig. 24.), on remarque que la forme de l'onde enregistrée est plus complexe pour la station de Butte à Klem que pour les stations de PVC ou de DVP. Il doit exister sous BKM une couche qui modifie le trajet des rais, c'est pour une de ces raisons que nous n'avons pas tenu compte dans nos modélisations de l'amplitude A_3 et du demi-cycle τ_2 .

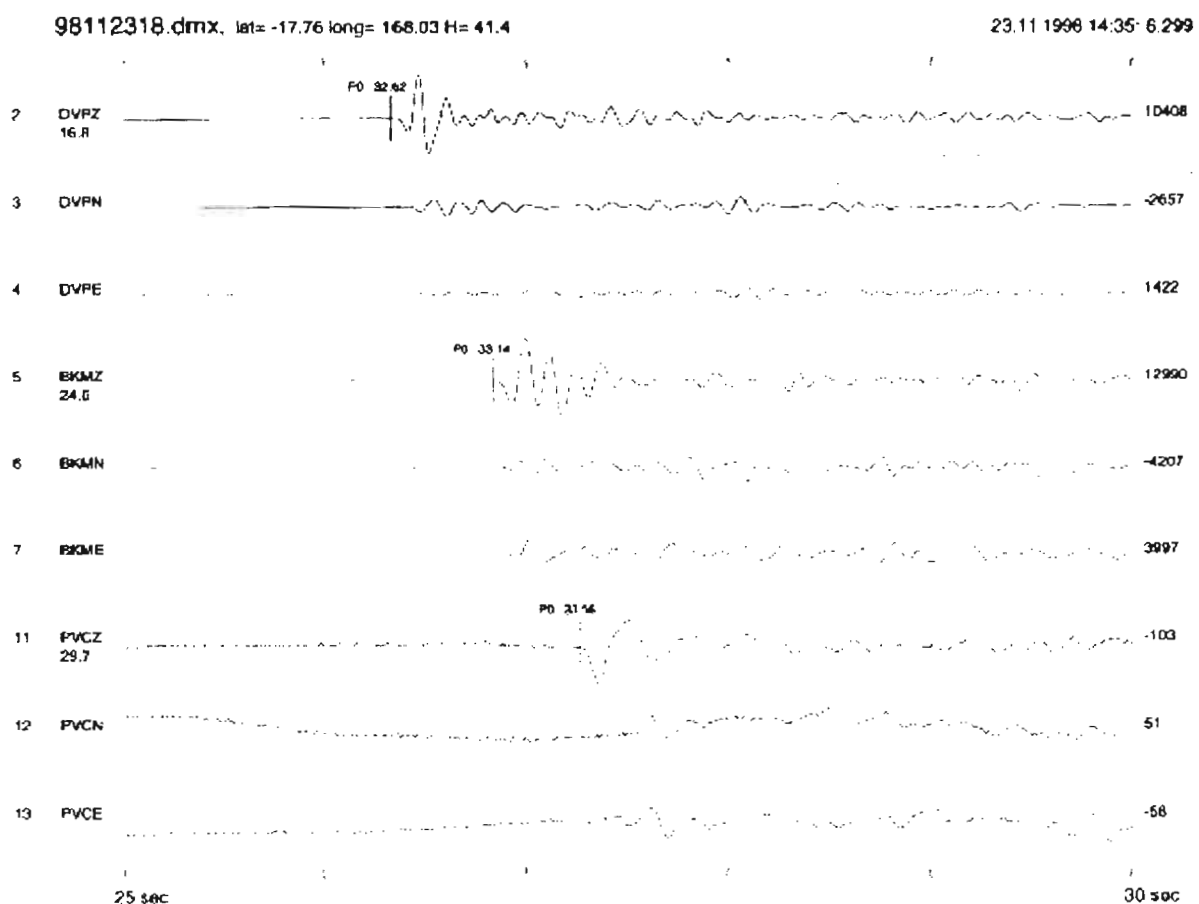


Fig. 24. Comparaison des ondes entre BKM et PVC

CONCLUSION

Ce travail rentrait dans le cadre d'une première approche de l'étude de la source sismique sur l'arc des Nouvelles-Hébrides, nous avons déterminé un coefficient d'atténuation et une forme de source en montrant qu'il existait une indétermination entre ces deux éléments. Un coefficient d'atténuation de 400 pour Santo et de 250 pour Efaté et une fonction source dérivant des équations de Sato et de Hirasawa nous semble le couple le plus approprié.

Cependant le calcul du coefficient d'atténuation reste un pari assez risqué, il n'est pas rare de trouver dans la littérature différentes valeurs de Q pour une même région. Un calcul du coefficient d'atténuation utilisant les fréquences des séismes comme l'on fait Roth dans la région des Tonga-Fidji ou Castro au nord du Mexique s'avère nécessaire pour un approfondissement de ce travail.

REMERCIEMENTS

Je remercie Marc Regnier d'avoir accepté ma demande de stage au centre IRD de Nouméa et de tous les conseils qu'il a pu me fournir au cours de ces deux mois.

Je remercie Roger Decourt pour la visite des stations sismologiques de Port Laguerre et des Monts Dzumac ainsi que tout le personnel du laboratoire pour son accueil.

Je suis très reconnaissant envers Michel Cara, directeur de l'EOST (Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre) d'avoir accepté mon dossier de demande d'aide financière et pour la qualité de son enseignement.

Sans oublier tous les brillants stagiaires du laboratoire, Alexandre, Frédéric étudiant en deuxième année à l'ENSG avec qui j'ai découvert cette île qu'est la Nouvelle Calédonie.

Et puis un petit clin d'œil à Nathalie, qui est restée en Europe, effectuer son stage au laboratoire d'hydrologie de Fribourg en Allemagne.

BIBLIOGRAPHIE :

ORSTOM, Equipe de géologie-géophysique, Nouméa, 1982. Contribution à l'étude géodynamique du sud-ouest Pacifique, 649 pages.

AKI, K. & RICHARDS, P.G., 1980. Quantitative Seismology : Theory and Methods, W. H. Freeman, San Francisco, California.

BARAZANGI, M., ISACKS, B., DUBOIS, J., PASCAL, G., 1974. Seismic wave attenuation in the upper mantle beneath the southwest Pacific, Tectonophysics, 24, 1-12.

CALMANT, S., LEBELLEGARD, P., TAYLOR, F., BEVIS, M., MAILLARD, D., RECY, J., BONNEAU, J., 1995. Geodetic measurements of convergence across the New Hebrides subduction zone, Geophys. Re. Letters, 22, 2573-2576.

DESCHAMPS, A. & LYON-CAEN, H., 1980. Mise au point sur les méthodes de calcul de sismogrammes synthétiques de longue période, Ann. Géophys., 36, 167-178.

FELS, J.F., 1996. Parametric Analysis of the LE3D Lennartz Seismometer, 7 pages.

LOUAT, R., PELLETIER, B., 1989. Seismotectonics and present-day relative plate motions in the New Hebrides-North Fiji basin region, Tectonophysics, 167, 41-55.

O'NEIL, M.E., 1984. Source dimensions and stress drops of small earthquakes near Parkfield, California, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 27-40.

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.

PENNINGTON, W.D. & ISACKS, B.L., 1979. Analysis of short-period waveforms of P phases from deep-focus earthquakes beneath the Fiji Islands, Geophys. J. R. astr. Soc., 56, 19-40.

PELLETIER, B., CALMANT, S., PILLET, R., 1998. Current tectonics of the Tonga-New Hebrides region, Earth and Planetary science letters, 164, 263-276.

ROTH, E. G. & WIENS, D.A., 1999. Seismic attenuation tomography of the Tonga-Fiji region using phase pair methods, J. Geophys. Res., 104, 4795-4809.

SINGH, S. K., ORDAZ, M., MIKUMO, T., PACHECO, J., VALDES, C. MANDAL, P., 1998, Implications of a Composite source model and seismic-wave attenuation for the observed simplicity of small earthquakes and reported duration of earthquake initiation phase, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 1171-1181.

