



Stage du Master 2 réalisé au
LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE ET DE TECTONOPHYSIQUE

IDENTIFICATION DU BRUIT SISMIQUE AMBIANT SUR LE RÉSEAU DE PARKFIELD EN CALIFORNIE

Katrien Heirbrant

mars 2006 - juin 2006

Directeurs de stage
Michel Campillo, Philippe Roux
LGIT, Grenoble
Université Joseph Fourier, France

Collega Proximus
Prof. Jean-Pierre Henriët
Département de Géophysique
Université de Gand, Belgique

Droit d'auteur

L'auteur donne la permission de consulter et de copier (des parties) de ce rapport pour l'usage personnel.

Tout autre usage est soumis à la droit d'auteur, en particulier il est obligatoire de mentionner la référence en cas de citation des résultats de ce rapport.

Le 9 juin 2006,

Katrien Heirbrant

Remerciements

Je tiens à remercier d'abord Philippe Roux pour sa direction serviable et enthousiaste pendant toute la durée du stage et également Michel Campillo pour avoir pris du temps pour moi alors que sa vie professionnelle est déjà très chargée. Un mot de remerciement aussi à Jean-Pierre Henriet à Gand, qui s'est occupé de moi à distance.

Ensuite je voudrais remercier Laurent Stehly et Pierre Gouédard pour leur serviabilité et leur gentillesse face à mes nombreuses questions et pour le partage du bureau. Finalement, un grand merci à tous les autres thésards, stagiaires et personnel pour l'accueil chaleureux au LGIT. J'ai bien aimé y travailler !

Résumé

Identification du bruit sismique ambiant sur le réseau de Parkfield en Californie
par
Katrien Heirbrant

Stage réalisé au Laboratoire de Géophysique et de Tectonophysique Interne, Grenoble
Sous la direction de
Michel Campillo et Philippe Roux, LGIT, Grenoble, France
Jean-Pierre Henriët, Département de Géophysique, Université de Gand, Belgique

Une découverte récente dans le domaine de sismologie est l'occurrence de trémors non-volcaniques. Il s'agit de bruit sismique ambiant enregistré sur un réseau en Californie pendant plusieurs années. Le but principal du stage est de déterminer l'origine physique du bruit. Jusqu'à présent, l'hypothèse la plus acceptée est que le bruit de fond est dû aux vagues de l'Océan Pacifique, mais d'autres pistes restent à explorer.

Plan du rapport

La motivation de l'étude des trémors est abordée au premier chapitre. D'une part, ils contribuent à la connaissance de l'intérieur de notre terre. Mais ce qui nous intéresse surtout est leur rôle significatif dans la recherche des précurseurs de futurs séismes.

Une exploration des régions importantes à l'indication de la source du bruit sismique ambiant est accomplie au deuxième chapitre. La faille de San Andreas, le réseau de Parkfield et la région de la Californie seront considérés.

Au troisième chapitre, les premières conclusions concernant la source du bruit seront déduites à l'aide de la corrélation ; il s'agit d'une source directive provenant de la direction de la côte Californienne.

La direction précise de la source et la vitesse des ondes d'arrivées enregistrées au réseau seront obtenues par le procédé de beamforming. Ce procédé et ses résultats seront discutés au chapitre 4.

Ensuite, ces résultats seront élaborés et vérifiés au cinquième chapitre. D'une part, on apercevra une direction du bruit de fond perpendiculaire à la côte de la Californie. La comparaison de la hauteur des vagues devant la côte aux résultats obtenus du beamforming confirme notre hypothèse sur la source. D'autre part, une vitesse des ondes d'arrivées correspondante à une vitesse des ondes P est atteinte. Le tracé des rais sera exécuté en concluant que ces ondes P proviennent d'une source locale. Ainsi, d'autres types d'ondes seront nécessaires afin de lier le bruit enregistré à l'activité de l'Océan Pacifique. À cet effet, la situation à basse fréquence sera observée. Elle fournira une relation entre les ondes P et les ondes de Rayleigh.

Le sixième chapitre conclut que des ondes de Rayleigh sont originaires des microséismes dans l'océan. À cause des diffractions aux hétérogénéités à la surface, elles sont partiellement transformées en ondes P qui seront ainsi enregistrées par le réseau.

Mots de clés : trémors, bruit de fond sismique, plane wave beamforming, corrélation

Identification of seismic ambient noise on the Parkfield network in California

Katrien Heirbrant

Supervisor(s): Michel Campillo¹, Philippe Roux¹ and Jean-Pierre Henriët²

Abstract—This article describes the most significant results from the study of the seismic ambient noise recorded by the Parkfield network in Southern California. Conclusions have been made regarding the location of the source of the seismic noise (by correlating the activity of the Pacific Ocean waves to the seismic wave energy) as well as the properties of the seismic waves arriving at the network stations. Furthermore, a correlation between the Rayleigh waves originating for the microseisms in the ocean and the P-waves recorded at the Parkfield network has been observed by comparing the results from low and high frequency treatment.

Keywords—Seismic ambient noise, cross-correlation, beamforming

I. INTRODUCTION

THE seismic ambient noise that has been recorded on the Parkfield network is a widely studied topic in the latest seismological research. Those tremors, as we call them, can be of great interest in predicting the time and place of a next striking earthquake. In order to learn more about their properties and in particular about their source, we investigated the noise recorded by 37 broadband 3-component seismic stations during several months in 2001 and 2002.

Until recently, researchers were convinced of two main sources providing tremors: tectonic and volcanic activities. However, due to the absence of those geological features in the vicinity of the network, the origin of the treated tremors had to be found somewhere else. In the search for their source, many scientists suggested the waves of the nearby Pacific Ocean to be considered as the most probable candidate. This hypothesis will be extensively verified in the following sections.

II. CROSS-CORRELATION

In general, non-volcanic tremors are in amplitude much smaller than local noise (for instance the wind). However, only the seismic noise will be recorded by two different closely-spaced receivers. In order to distinguish the coherent noise — recorded by both receivers — from the non-coherent noise, a cross-correlation between the noise recordings of those two concerning stations is accomplished. This results in the impulse response between them. After cross-correlating over a long period of time, the noise correlation function (NCF) converges to the impulse response between the two receivers filtered by the bandwidth of the noise spectrum (in our case [0.65 Hz - 1.3 Hz]). This convergence is strongly influenced by the spatial distribution of the noise sources. When they are uniformly distributed on both sides of the receivers, the NCF is symmetric in time, showing both the impulse response and its time-reverse. However, calculations on the noise data recorded in Southern California have shown a non-symmetric NCF. *Sabra et al.*[1] and

Shapiro et al.[2] concluded that the noise was coming from the direction of the ocean.

III. PLANE WAVE BEAMFORMING

To define the exact direction of the source on the one hand, and the properties of the seismic waves arriving at the receivers at the other hand, the procedure of plane wave beamforming is applied. At first, we consider the arriving waves as plane waves. Since we're interested in the phase difference between signals recorded at two stations of the network, those signals will be shifted to a reference station (multiplying the original signal by $e^{-i\vec{k}\cdot\vec{r}}$, with \vec{k} the wave vector and \vec{r} the station position with respect to the reference station).

In fact, the actual arriving waves are no plane waves, so we should take into account all the possible phase shiftings (i.e. all possible c and θ values) and summing up all phase shifted signals for all N stations of the network. Our interest goes out to the frequency band [0.65 Hz - 1.3 Hz] where the frequency-incoherent beamforming is executed (taking M frequencies out of the chosen interval). The following formula is obtained

$$B(\theta, c) = \frac{1}{M} \sum_{f=1}^M \left| \sum_{i=1}^N S_i(\omega) \exp\left(-i\frac{\omega}{c}(x_i \sin \theta + y_i \cos \theta)\right) \right|$$

The plane wave beamforming has been effected to seismic noise recordings of one month (January 15, 2002 - February 14, 2002). The result for one day (January 20, 2002) is presented in figure 1.

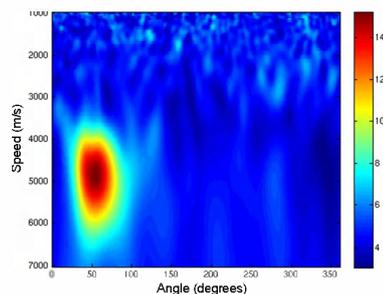


Fig. 1. Result of the plane wave beamforming of the vertical component of the seismic noise recorded on the Parkfield network (for January 20, 2002).

Corresponding to the maximum amplitude, we can observe an angle roughly estimated at 65 degrees and a speed of approximately 5 000 m/s. The angle is counted with respect to the north and so it points directly to the ocean which confirms the result mentioned above. Furthermore, the speed of 5 km/s presumes the presence of P-waves.

¹ Laboratoire de Gophysique Interne et de Tectonophysique, Grenoble, France

² Departement of Geophysics, University Ghent, Belgium

IV. MOST REMARKABLE RESULTS

To investigate the results obtained so far, we accomplished several procedures such as ray tracing, low frequency treatment, comparison to ocean wave properties,... of which only the most remarkable results will be discussed below.

A. Significant Wave Height

In order to correlate the recorded noise to the characteristics of the Pacific Ocean, data concerning the ocean wave height before the coast of Southern California was required. These data was compared to the energy of the arriving seismic noise waves, filtered at high [0.65 Hz-1.3 Hz] and at low frequencies [0.1 Hz-0.5 Hz]. This is presented in the figure below, respectively in (a), (b) and (c).

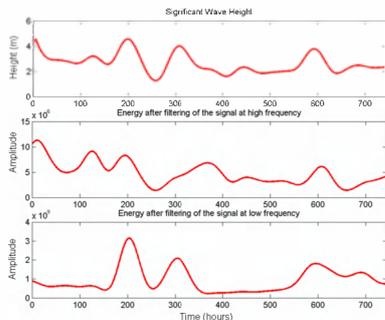


Fig. 2. Comparison between the significant wave height of ocean waves before the coast of Southern California (a) and the (filtered) energy of the seismic waves at high [0.65 Hz-1.3 Hz] (b) and at low frequency [0.1 Hz-0.5 Hz] (c).

A clear correlation between the ocean wave height and the seismic wave energy (especially of the low frequency filtered noise) is noticeable. However, the correlation is not perfect. An explanation for the less correlated parts is not yet found.

B. Comparison between high and low frequency results

Roux *et al.*[3] discusses how Rayleigh waves as well as P-waves can be extracted from the correlation of seismic noise (in the case of closely-spaced (<11 km) receivers). Where P-waves were excerpted from the high frequency filtered noise [0.65 Hz-1.3 Hz], Rayleigh waves can be found by low frequency filtering [0.1 Hz-0.5 Hz]. Given the fact that P-waves can only propagate over a short distance (a few kilometres) in comparison with Rayleigh waves and that the ocean is located at about 60 km from the network, a correlation between those two types of waves is highly possible. Hence, the situation at high and low frequency must be compared.

For this purpose, we select lines of beamforming for a fixed speed (corresponding to the speed achieved at maximum amplitude) and an angle varying from 0 to 360 degrees. Those lines have been presented for each hour of the concerning month, where beamforming was first applied to the high frequency filtered noise (figure 3.a) and afterwards to the low frequency filtered noise (figure 3.b). We notice some correlation between both cases; the beamforming disappears at high frequencies for those periods of time where the angle distribution at low frequencies is more spread.

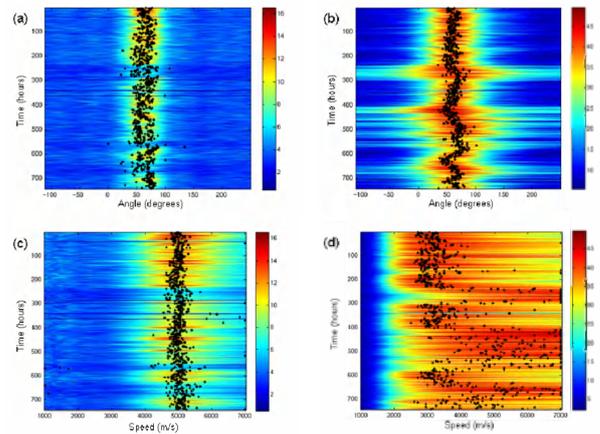


Fig. 3. Lines of beamforming for a fixed speed and varying angle for high (a) and low frequency filtered noise (b). Likewise, lines of beamforming at high (c) and low frequencies (d) for a fixed angle and varying speed.

The same has been done for a fixed angle and a speed varying from 1 000 to 7 000 m/s. The results are presented in figure 3.c and 3.d respectively for high and low frequencies. Of course, the speed is generally observed to be lower in the low frequency case, but it is remarkable that some speed values tend to become infinitely large. The reason for this extreme behaviour is not yet fully understood.

V. CONCLUSIONS

Initially, the source of the seismic ambient noise was located in the direction of the Pacific Ocean. Especially the observed correlation between the ocean wave characteristics and the seismic wave energy confirmed the theory of microseismes from the ocean dominating the noise.

Moreover, the seismic waves recorded by the network were considered P-waves. They seemed to be correlated to Rayleigh waves which leads us to the conclusion that most probably, Rayleigh waves originating from those microseismes propagated as surface waves; their energy was partially transformed into P-waves by scattering due to heterogeneities at the surface. In the end, because of their large attenuation, only a few of these P-waves arrived at the stations in order to be recorded.

ACKNOWLEDGMENTS

All the seismic data used in this study have been obtained at the IRIS Data Management Center (<http://www.iris.edu>).

Furthermore, the data concerning the significant wave height of Pacific Ocean waves was acquired from the National Data Buoy Center (<http://www.ndbc.noaa.gov>).

REFERENCES

- [1] Karim G. Sabra, Peter Gerstoft, Philippe Roux *Extracting time-domain Greens function estimates from ambient seismic noise*, Geophys. Res. Letters, Vol. 32, 2005
- [2] Nikolai M. Shapiro, Michel Campillo, Laurent Stehly, *High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise*, Science, Vol. 307, March 2005
- [3] Philippe Roux, Karim G. Sabra, Peter Gerstoft, W. A. Kuperman, Michael C. Fehler *P-waves from cross-correlation of seismic noise*, Geoph. Res. Letters, Vol. 32, October 2005

Table des matières

1	Introduction	1
2	Présentation de la zone étudiée	5
2.1	La faille de San Andreas	5
2.2	Le réseau de Parkfield	8
2.3	La Californie	9
3	Corrélation de bruit sismique	11
3.1	Introduction	11
3.2	Application du procédé de corrélation	11
3.3	Résultats	13
4	Plane Wave Beamforming	14
4.1	Introduction	14
4.2	Application du procédé de beamforming	16
4.3	Résultats	18
5	Vérification des résultats	26
5.1	La localisation de la source du bruit sismique	26
5.1.1	L'angle d'incidence	26
5.1.2	Significant Wave Height	29
5.2	Les caractéristiques des ondes du bruit sismique	33
5.2.1	La vitesse des ondes d'arrivées	33
5.2.2	La comparaison des trois composantes	34
5.2.3	Le tracé de rais	35
5.2.4	La comparaison à basse fréquence	38
6	Conclusions	41
	Annexe : code MATLAB	43
	Bibliographie	52

Chapitre 1

Introduction

Il y a exactement un siècle, c'est-à-dire le 18 avril 1906, la Californie a été réveillée par un énorme tremblement de terre. Avec une magnitude de 7.9 sur l'échelle de Richter il n'était certainement pas le pire, mais les dégâts matériels était néanmoins désastreux. La terre se déchirait, des bâtiments s'effondaient et les conduites de gaz et d'eau étaient totalement détruites. Les habitants de San Francisco ne pouvaient que regarder comment les incendies dévastaient leur ville. Le nombre de morts est inconnu, mais on pense qu'il y en avait environ 3 000 ce qui l'a rendu le tremblement le plus mortel dans l'histoire américaine.

En raison de la force destructive de ce tremblement de terre, désormais appelé *Big One*, les scientifiques se sont beaucoup intéressés à ce phénomène, de sorte que le séisme de 1906 est aujourd'hui un sujet très important et très étudié dans le domaine de la sismologie. On peut dire qu'il a été, au niveau international, à la base de la reprise des recherches scientifiques afin de comprendre les causes et les caractéristiques du mouvement du sol. Une théorie très réussie est celle de la tectonique des plaques. On dit que celle-ci est aussi importante pour la géologie que la théorie de l'évolution de Darwin pour la biologie. Ainsi on a découvert que les failles — les endroits où deux plaques tectoniques se touchent — constituent une source importante de tremblements de terre.

La faille de San Andreas en Californie, l'endroit où ce grand tremblement de 1906 a eu lieu, est la faille la plus documentée au monde. La raison principale est le grand nombre de tremblements de terre dans cette région. A Parkfield, une petite ville située sur la faille, les scientifiques ont construit un réseau dans la perspective d'apprendre plus sur ces activités naturelles.

Etant donné qu'il compte 37 stations, ce réseau enregistre chaque mouvement du sol en continu. A part de petits et de grands tremblements de terre, les scientifiques ont découvert la présence des trémors dans les signaux enregistrés. D'abord, il est très important de remarquer que le signal d'un trémor est différent de celui d'un tremblement de terre (Fig. 1.1). Un trémor est un bruit de fond sismique qui n'est pas activé à un moment donné et qui ne s'éteint pas comme un séisme, il est continu dans le temps [1]. Le signal d'un trémor est beaucoup plus faible en amplitude mais parfois beaucoup plus intéressant quant à la prédiction éventuelle d'un futur séisme.

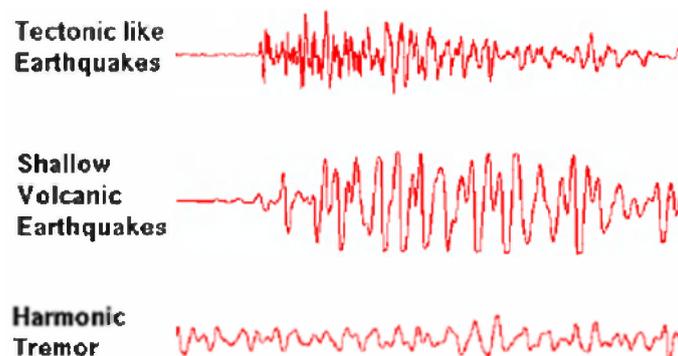


Fig. 1.1: La différence entre le signal d'un séisme, dû au mouvement des plaques (en haut) ou à des activités volcaniques (en milieu), et le signal d'un trémor (en bas). Les amplitudes des différents signaux ne sont pas comparables.

Cette découverte récente en sismologie est un sujet très étudié du fait que, pour l'instant, la source de ce bruit ambiant n'est pas encore complètement connue. Jusqu'à récemment, les scientifiques étaient convaincus que ces trémors avaient deux sources possibles.

D'une part, ils sont enregistrés sur les côtes. À cause du phénomène de subduction, la plaque océanique se déplace sous le continent en repoussant le sol continental de l'océan. Les roches de la plaque océanique sont ainsi poussées vers le bas de sorte que les températures et les pressions y augmentent. L'eau provenant des roches est alors rejetée et peut s'échapper par la faille. Au même endroit en profondeur, les scientifiques ont également aperçu un mouvement de la plaque continentale se déplaçant vers l'océan. Ces deux mouvements au sens inverse dans ce milieu aqueux provoquent des trémors.

En revanche, les trémors dans un environnement non-aqueux peuvent être dus aux activités volcaniques. Au-dessous d'un volcan se trouve une chambre magmatique. Si le volcan est fermé au sommet, le magma s'échauffe et la pression augmente : le magma percute alors et remonte vers le sommet. Ceci perdure jusqu'à ce que la température du magma à l'intérieur diminue et par conséquent la pression aussi. La remontée du magma induit l'activation de petits "crack" qui causent de petits trémors.

Le domaine de Parkfield ne se situe pas sur une zone de contact entre l'océan et le continent, ni dans les environs de volcans. Ainsi, les trémors enregistrés ont une autre source mais elle reste encore un énigme. Une donnée intéressante est la proximité d'une limite de plaques continentales. Par conséquent on parle des trémors non-volcaniques sur des failles continentales.

Actuellement, il y a beaucoup de recherches sur le sujet de trémors et de tremblements de terre car il reste encore un bon nombre de questions sans réponse. La question palpitante traite de la possibilité de prédire l'endroit et le moment d'un prochain tremblement. Cette information serait extrêmement utile afin de prévenir des dégâts terribles comme il y en avait par exemple en Californie, il y a 100 ans et en Pakistan, en 2005. Même le tsunami dont l'Asie était la victime en 2004, a été engendré par un tremblement de terre sousmarin. Tout le monde est au courant du bilan catastrophique en pertes humaines, donc imaginez-vous la percée si on réussissait à prédire un tel tremblement, des heures, des jours ou même des mois en avance... Certains scientifiques essaient de détecter des signaux précurseurs quelques heures ou minutes avant un tremblement de terre. Dans ce contexte, l'étude des trémors et des tremblements silencieux est extrêmement intéressante. Malheureusement, on n'a pas encore trouvé une telle indication, ni une certaine régularité avec laquelle les séismes se produisent, mais les scientifiques sont loin de cesser cette quête.

Un deuxième motif qui rend l'étude des tremblements de terre nécessaire et utile est leur caractère intéressant de leurs ondes. Les ondes sismiques sont les seules qui traversent les différentes couches internes de la terre et dont les caractéristiques sont influencées par leur trajet. Par conséquent, les rais sismiques qui arrivent au sol, nous donnent beaucoup d'information sur l'intérieur de notre planète. Le système de base consiste d'abord à localiser et à caractériser un ensemble de séismes significatifs. Ces séismes illuminent l'intérieur de la terre avec des ondes sismiques. En utilisant le temps que ces ondes nécessitent pour arriver

aux stations, il est possible de calculer la vitesse avec laquelle elles propagent dans l'intérieur de notre planète. En combinant les analyses de nombreux séismes, ayant eu lieu à différents endroits de la terre, on est capable de construire un modèle 3D de la vitesse de l'onde à travers de la terre. C'est ce qu'on appelle la *tomographie sismique* [2].

Malheureusement, les tremblements de terre ne sont pas des outils faciles à employer. A cause de leur caractère imprévisible, il faut des observations pendant de longues périodes, sauf dans les zones sismiques très actives. Un désavantage supplémentaire est la difficulté de déterminer la position de la source. C'est la raison pour laquelle notre connaissance de l'intérieur de la terre diminue très vite en dessous du Moho, la discontinuité entre la croûte continentale et le manteau. La croûte supérieure, et la croûte moyenne et profonde à un moindre degré, sont bien connues grâce à l'exploration pétrolière. Mais pour l'investigation du manteau supérieur, il faut des sources profondes et/ou énergique qui ne peuvent être que des séismes, sauf dans les cas où on utilise de petites bombes souterraines mais c'est une alternative assez coûteuse et dangereuse.

'La perception' du bruit sismique n'entraîne pas seulement un avantage au niveau économique, mais — ce qui peut être bien surprenant — elle est généralement considérée comme plus fiable. Les études à base du bruit sismique sont les plus intéressantes concernant les prédictions d'un séisme prochaine et l'exploration de l'intérieur de notre planète. C'est pourquoi le bruit récemment découvert au domaine de Parkfield est étudié par un grand nombre des chercheurs de plusieurs pays du monde.

A la recherche de la source mystérieuse de ce bruit ambiant, j'ai participé à l'analyse des données obtenues du réseau de Parkfield dans l'espoir de comprendre les causes et les caractéristiques des tremors enregistrés. D'abord, les données seront soumises aux procédés de *cross-corrélation* et de *beamforming* ce qui fournira des informations sur la localisation de la source des tremors. Par la suite, il serait important d'examiner quels types d'ondes arrivent aux stations avant qu'on soit capable de déduire l'endroit précis et les caractéristiques de la source possible.

Chapitre 2

Présentation de la zone étudiée

Les calculs mathématiques et les modèles physiques que je présenterai plus tard dans ce rapport, nous donneront des résultats plutôt théoriques. Par la suite, il faudra littéralement examiner la zone indiquée et la soumettre à une recherche précise afin de découvrir la source du bruit de fond. Pour cela, il serait utile d'avoir une bonne connaissance de la zone étudiée.

Le réseau, dont lequel nos signaux sismiques sont enregistrés, se trouve sur le domaine de Parkfield, une région située sur la faille de San Andreas. Cette faille est à la base de la plupart des tremblements de terre en Californie, si bien qu'il est pensable qu'elle joue un rôle important quant à l'activation des trémors. Après la faille et le réseau, je présenterai très vite l'activité sismique en Californie pour avoir une idée des régions vulnérables.

2.1 La faille de San Andreas

La faille qui était à l'origine du grand tremblement de terre en 1906 est la faille de San Andreas en Californie. C'est la faille la plus étudiée et documentée au monde étant donnée qu'elle est à la base de plusieurs tremblements de terre très importants et dévastateurs. Cette faille géologique se trouve à la jonction de deux plaques tectoniques, celle de l'Amérique du Nord et celle du Pacifique. Ces deux plaques coulissent horizontalement, la plaque du Pacifique pousse les côtes de la Californie vers le nord avec une vitesse de 1 cm par an. Depuis 20 millions d'années, elle s'est déplacée alors de 560 km par rapport à l'Amérique du Nord. Récemment, on a découvert que la vitesse de ce coulissement a augmenté jusqu'à 5 cm par an, ce qui laisse supposer les scientifiques que le 'Big One' peut se répéter dans l'avenir proche.

La faille de San Andreas est une faille active décrochante dextre, globalement nord-sud. C'est-à-dire, les deux plaques concernantes coulissent l'une par rapport à l'autre et d'une telle façon que, si on regarde la faille horizontalement vue du continent, la plaque océanique bouge vers sa droite. De plus, elle n'est pas parfaitement rectiligne mais plutôt sinueuse et même à une profondeur d'environ 2 km elle fait une inclinaison de quelques degrés vers l'est. Située quasi parallèlement à la côte de Californie, elle passe en outre par Los Angeles et San Francisco avant de finir dans l'océan Pacifique. En total, la faille s'étend sur une distance d'environ 1 100 km de long et 140 km de large (Fig. 2.1.a).

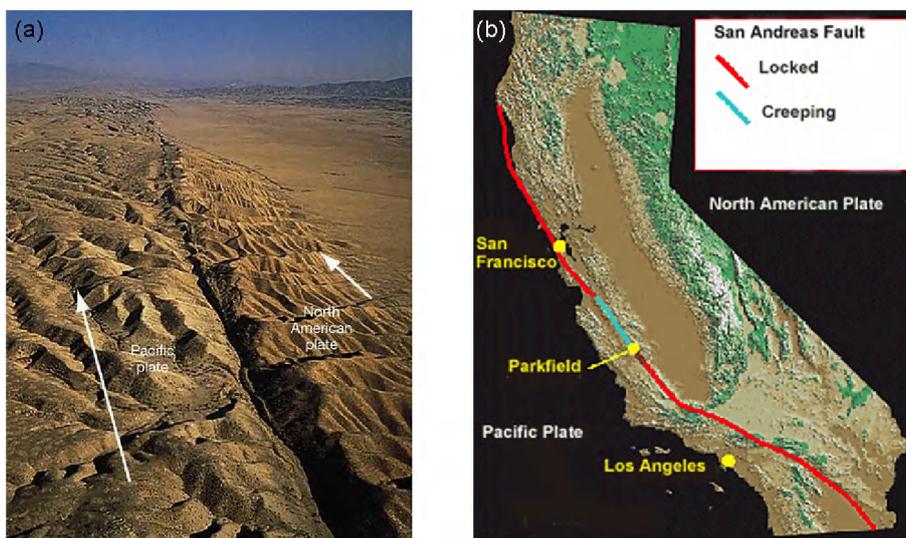


Fig. 2.1: (a) Vue de la faille de San Andreas. (b) La faille située en Californie et l'indication des zones fixes et la zone *creep*.

La faille s'est formée car la plaque continentale est poussée vers l'Ouest contre la plaque océanique. Cette rencontre a provoqué la subduction de la plaque du Pacifique — plus dense que le manteau — sous l'autre plaque. Au niveau de la Californie, la plaque continentale a peu à peu recouvert et transformé la dorsale médio-océanique, mettant en place la faille transformante de San Andreas.

Plus que d'une faille, il vaut mieux parler d'un système de failles juxtaposées presque parallèles, divisant la faille en trois grandes parties (Fig. 2.1.b). La section Nord, du Cap de Mendocino aux Montagnes de Santa Cruz, est une zone de forte activité sismique. Proche du Cap de Mendocino, il y a la jonction avec une troisième plaque tectonique, la plaque de

Juan de Fuca, qui forme un complexe géologique et une zone énormément instable. Ce secteur se compose de plusieurs longues failles parallèles qui peuvent provoquer de violents séismes. C'est là, par exemple, que le séisme de 1906 s'est produit. A l'heure actuelle, c'est la région avec la plus forte probabilité d'occurrence d'un séisme de magnitude supérieure à 6.5 dans les 30 ans à venir.

La section centrale est la seule partie de la faille qui n'est pas fixe. Elle glisse d'une façon régulière, alors que les autres zones ne bougent pas depuis plusieurs années. Pendant ce temps-là, les contraintes s'y accumulent jusqu'au jour où la faille les relâche sous la forme d'un grand tremblement de terre. La section centrale, par contre, est toujours en mouvement. On l'appelle la zone de *creep*.

La troisième partie finalement, la section Sud, s'étend de Parkfield à la vallée Impériale. C'est également une région très complexe à cause de la formation d'une zone de compression crustale à l'origine des chaînes transversales au Nord de Los Angeles. Ajoutant ces mouvements verticaux au coulissement, la fragilité des failles est plus grande et les tremblements de terre, par conséquent, plus fréquents. Vers Palmdale, la seconde plus grande ville sur la faille, il y a une découpage de la faille et les couches profondes de la croûte déplacée y sont clairement visibles. Cela donne des images très impressionnantes et intéressantes de sorte que cette région de faille est aujourd'hui la plus analysée au monde. Alors, les données sur lesquelles j'ai travaillé pendant ce stage ont été enregistrées dans cette partie de la faille.

La faille de San Andreas était à la base de quelques séismes significatifs sur une grande échelle de temps. En 1857, le séisme de Fort Tejon a causé une rupture de 350 km qui a séparée la Californie Central de la Californie du Sud. Il avait une magnitude de 8.0 sur l'échelle de Richter. Comme vu précédemment, il y a eu également le séisme de 1906 dont l'épicentre était vers San Francisco. Avec une magnitude de 7.9 il a rompu 430 km en Californie du Nord. Par ailleurs, une rupture de 40 km vers Santa Cruz, 63 morts et un énorme dégât ont été causés par le séisme de Loma Prieta en 1989. Une magnitude de 6.9 a été enregistrée. En 1994, Los Angeles a connu le séisme le plus coûteux de l'histoire des Etats-Unis. Le séisme de Northridge avait une magnitude de 6.7. Finalement, le plus récent était le séisme de Parkfield en 2004 avec une magnitude de 6.

2.2 Le réseau de Parkfield

Parkfield est une petite ville de 37 habitants coupée en deux parties par la faille de San Andreas. L'activité sismique à Parkfield est remarquable, en général pour deux raisons. D'abord, depuis 1857, six grands tremblements de terre de magnitude 6 se sont produits sur la faille de San Andreas dans les environs de Parkfield avec une intervalle de temps rarement régulier. Ils ont eu lieu en 1857, 1881, 1901, 1922, 1934 et 1966, c'est-à-dire, en moyenne tous les 22 ans. En plus, les enregistrements sur des sismographes régionaux montrent que les formes d'ondes des trois derniers séismes ont une très forte ressemblance ce qui peut suggérer qu'il s'agit d'une rupture répétitive de la même zone de la faille. Malheureusement, on sait peu de choses sur les trois premiers séismes, mais les données disponibles suggèrent qu'ils ont également ces caractéristiques.

Une explication plausible pour le nombre considérable de tremblements de terre dans cette région est la localisation sur la faille. La région de Parkfield se trouve à peu près au milieu d'un segment de la faille entre un segment fixe au sud et un segment glissant au nord.

Avec une telle régularité, les scientifiques avaient prévu un autre séisme en 1988 sur la même région de faille. Mais il n'a eu lieu que le 28 septembre 2004. Comme il avait quand même la magnitude prévue de 6 sur l'échelle de Richter, il est ajouté à la liste de séismes remarquable de Parkfield.

Néanmoins ce dernier cas, ces observations suggèrent fortement qu'il existe une certaine prévisibilité dans l'occurrence des séismes, au moins à Parkfield. Pour cette raison, *The Parkfield Earthquake Experiment* [3] a été lancé en 1985 dirigé par l'USGS (*United States Geological Survey*) et l'État de Californie. Il s'agit d'un réseau qui a été construit sur le domaine de Parkfield, initialement pour enregistrer tous les changements de mouvements concernant le séisme prévu de 1988. Le double but de ce projet consiste d'une part de mieux comprendre la physique de séismes, c'est-à-dire, ce qui se passe sur la faille et dans les environs avant, pendant et après un séisme. D'autre part, les scientifiques espèrent que la connaissance du processus de tremblements de terre leur fournit une base scientifique pour la prédiction sismique. Bien évidemment les véritables séismes fournissent une grande part d'informations dans ces recherches, mais les enregistrements du bruit de fond en continu, qui sont évidemment des signaux d'amplitude plus petite, sont d'une grande importance pour comprendre la physique derrière ces phénomènes naturels fascinants.

Les données analysées pendant ce stage viennent du réseau XN de la région de Parkfield. Ce réseau compte 37 stations sismologiques répartis sur un terrain de 121 km², situé sur une distance d'environ 100 km de la côte.

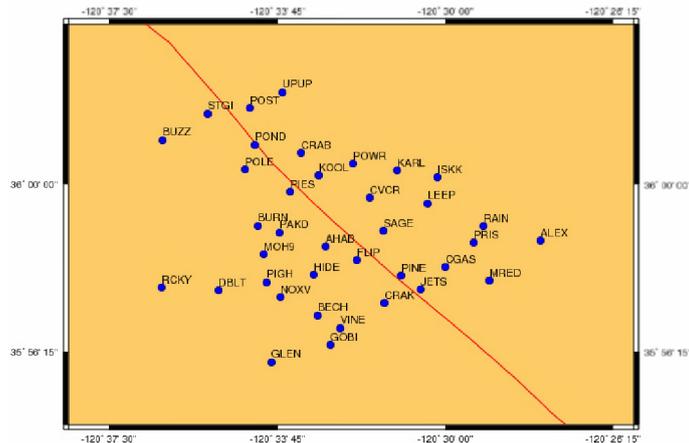


Fig. 2.2: Le réseau XN de Parkfield comptant 40 stations et enregistrant tout mouvement du sol en continu (la ligne rouge correspond à la faille de San Andreas).

Récemment, en juin 2004, l'USGS et le NSF (*National Science Foundation*) ont commencé à forer un trou profond pour installer des instruments directement dans la faille de San Andreas proche du point d'initiation des précédents séismes de Parkfield. Ces instruments qui ont été fixés à une profondeur de 2 à 3 km, nous donneront une idée de la faille en profondeur. De cette façon, ce projet est appelé *San Andreas Fault Observatory at Depth* (SAFOD) [4]. En plus d'enregistrer les mouvements de la faille en profondeur, les instruments installés donne la possibilité d'échantillonner des roches ou d'autres matières souterraines intéressants à la recherche sismique. Pour la première fois, les processus physiques et chimiques contrôlant la génération de séismes à l'intérieur d'une faille active sismique seront révélés.

2.3 La Californie

Il est bien possible que la source du bruit de fond qu'on cherche ne se situe pas exactement à Parkfield, ni même sur la faille de San Andreas. De ce fait, il faut prendre en compte également la situation sismique et géologique au-delà de ces régions. Par contre, si on se réfère à la carte sismique à côté de la carte des failles de Californie, il est clair que la faille de San Andreas joue un rôle majeur, presque unique dans l'activité sismique californienne (Fig. 2.3).

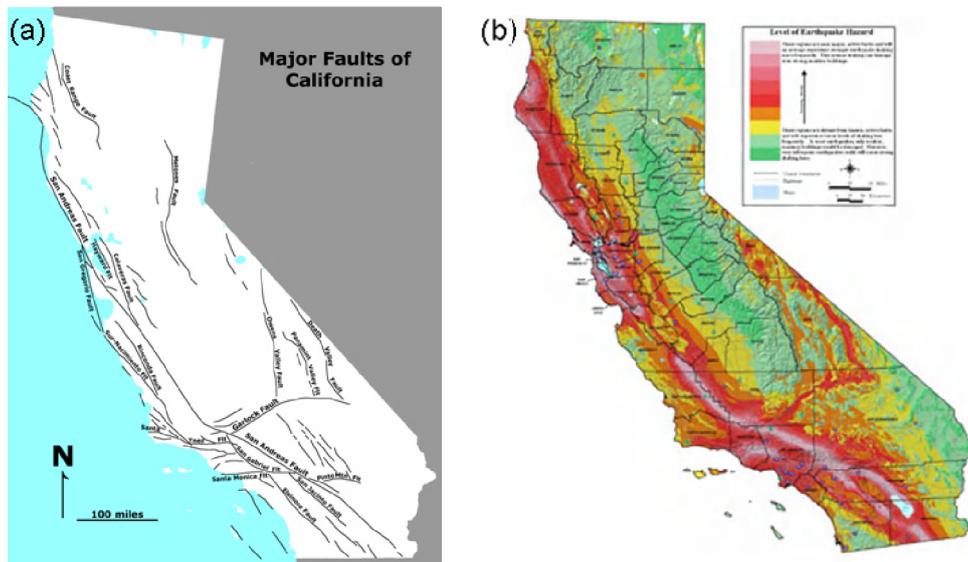


Fig. 2.3: La carte des failles de Californie (a) en comparaison avec la carte de l'activité sismique dans la même région (b).

De plus, comme dit dans l'introduction, la présence d'eau joue un très grand rôle quant à l'activation des tremors ou autres tremblements de terre. De ce fait, l'influence de l'Océan Pacifique n'est pas négligeable, notamment ici où il se trouve 'seulement' à environ 100 km du réseau.

Finalement, ci-dessous une carte des volcans éventuellement actifs dans la région de la Californie est présentée.



Fig. 2.4: Les activités volcaniques dans la région de Californie

Chapitre 3

Corrélation de bruit sismique

3.1 Introduction

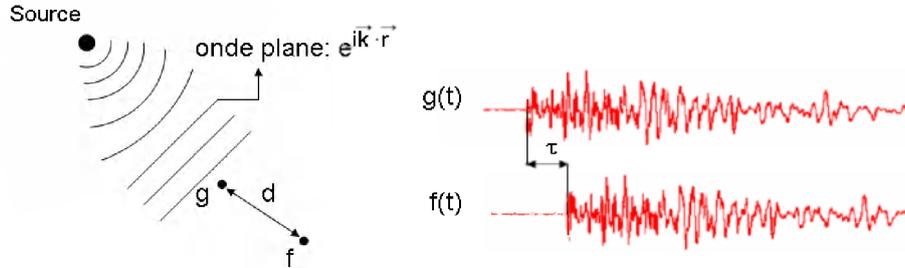
Dans la région de Parkfield existe un ensemble de réseaux denses des capteurs sismiques à large bande enregistrants tout mouvement du sol en continu. Les résultats discutés dans ce rapport sont obtenus à partir des signaux provenant du réseau XN, comptant 37 stations sismologiques. A ce point-ci, deux méthodes de travail se présentent. D'une part, il est possible de corrélérer les signaux des 37 stations en même temps. Cependant, la méthode que nous allons appliquer regarde les signaux provenant de seulement 2 stations à la fois.

Chaque station enregistre du bruit de fond due à des sources locales, ainsi que des ondes se propageant entre les stations à travers le réseau et du bruit provenant d'autres directions. En corrélant le bruit de fond enregistré à deux stations, on ne garde que les ondes allant d'une station à l'autre, que l'on appelle le champ cohérent. Le bruit de fond 'local' et venant d'autres directions, appelé bruit incohérent, contribue peu aux corrélations, même s'il domine en amplitude les enregistrements de bruit de fond.

3.2 Application du procédé de corrélation

Plus spécifiquement, le procédé de *cross-corrélation* nous fournit la réponse impulsionnelle entre deux stations. À cet effet, considérons maintenant g et f , deux stations séparées par une distance d . En ne prenant pas en compte des sources locales, mais uniquement une onde se propageant entre g et f en un temps t . Cela veut dire que les deux stations ont enregistré le même signal, seulement avec une différence de temps t . Pour déterminer le temps t de propagation entre les deux stations, nous pouvons multiplier le signal $g(t)$ par le signal

$f(t)$ décalé d'un temps τ . Lorsque $\tau = t$, la multiplication passe par un maximum. Puisque chaque pic dans le signal de f aura le même décalage par rapport au signal de g , la réponse impulsionnelle sera seulement en fonction de t .



Traduite en langue mathématique, la corrélation se fait par la convolution entre les signaux de f et de g

$$C_{f,g} = f(t) * g(-t) \quad (3.1)$$

ce qui s'écrit comme

$$C_{f,g} = \int f(t - \tau)g(\tau)d\tau \quad (3.2)$$

La corrélation nous permet de déterminer le temps de propagation des ondes sismiques entre les deux stations de façon passive. C'est comme si on mettait une source active en A et qu'on l'enregistrait en B. Exécutée sur un grand nombre de paire de stations à courte distance elle nous donne la NCF (*Noise Correlation Function*). En corrélant des enregistrements de bruit suffisamment long, la NCF converge vers la réponse impulsionnelle entre les deux stations, filtré par la largeur de bande du spectre du bruit (dans notre cas [0.65 Hz - 1.3 Hz]).

La convergence de la NCF vers la réponse impulsionnelle est fortement influencé par le spectre du bruit d'une part et la distribution spatiale des sources du bruit d'autre part. Ce premier définit la largeur de bande de fréquence sur laquelle la réponse impulsionnelle peut être recherchée. Dans le cas d'une large distance entre les récepteurs, du fait de l'absorption du milieu, il faut un bruit cohérent avec une amplitude suffisamment forte pourqu'elle soit capté par les deux stations. Ceci explique pourquoi les ondes de Rayleigh dominent la réponse impulsionnelle : leur atténuation géométrique étant plus faible que celle des ondes de volume.

De plus, les sources de bruit de fond semblent être situées près de la surface, elle génère donc plus d'ondes de surface.

La distribution spatiale du bruit sismique joue également un rôle inévitable dans la NCF. Quand les sources du bruit sont distribuées d'une façon uniforme à chaque côté des récepteurs, la NCF sera symétrique en temps ; la réponse impulsionnelle sera visible dans la partie causale et anti-causale de la corrélation et sera symétrique par rapport à zéro.

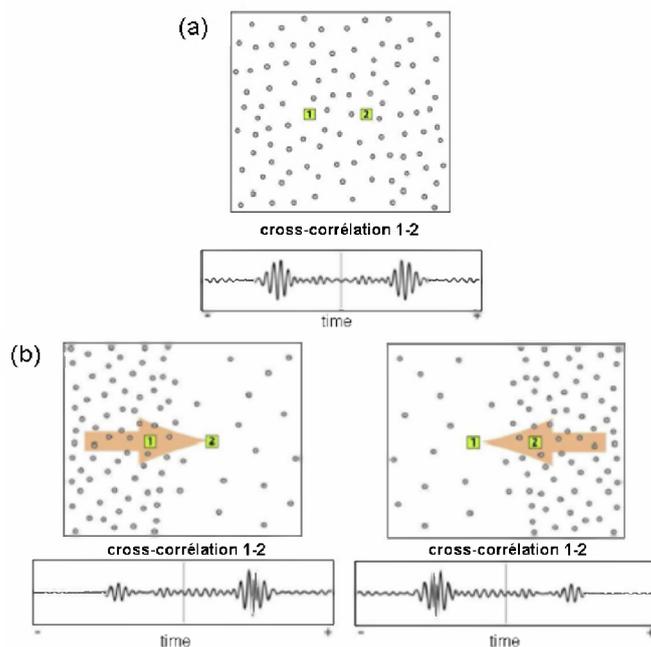


Fig. 3.2: La représentation schématique de l'effet de la distribution inhomogène des sources de bruit sur le degré de symétrie de la cross-corrélation. (a) La cross-corrélation est symétrique si les sources de bruit sont distribués d'une façon isotrope. (b) Si la distribution est non-isotrope, la cross-corrélation n'est plus symétrique en amplitude, bien qu'il est en temps d'arrivée.

3.3 Résultats

Néanmoins, pour les données du réseau de Californie, les calculs ont déjà été faits et la NCF n'est pas symétrique [5]. On aperçoit la cross-corrélation seulement à temps positif, ce qui veut dire qu'il s'agit d'une source directive située à gauche du réseau. Il s'est déjà fait beaucoup de recherche sur ce sujet et l'hypothèse la plus acceptée est que le bruit est dominée par des microséismes originaires de l'Océan Pacifique [6,7]. Dans la suite de ce rapport, il sera vérifié — de différentes façons — si la source est effectivement d'origine océanique et quels sont ses caractéristiques.

Chapitre 4

Plane Wave Beamforming

4.1 Introduction

Dans la recherche des sources de bruit de fond, il est inévitable d'étudier les caractéristiques des ondes qui produisent le bruit. Pour résumer, les ondes sismiques se divisent en deux catégories : les ondes de volume sont diffusées partout à l'intérieur de la terre à partir de l'hypocentre et les ondes de surface se propagent horizontalement en toutes directions à partir de l'épicentre.

Deux types d'ondes de volume se distinguent à base d'une différence de mouvement d'onde. Les ondes P font bouger la terre en mouvements de contraction et de dilatation parallèlement à la direction de la propagation (les ondes longitudinales). Les ondes S sont des ondes transversales qui causent des mouvements perpendiculaires à la direction de la propagation de l'onde. Elles ont une vitesse d'environ 2-3 km/s (en surface) alors que les ondes P se propagent à une vitesse plus élevée d'autour de 5 km/s. Par conséquent, les ondes P (primaires) générées par un séisme, arrivent plus vite aux stations que les ondes S (secondaires). En plus, comme les ondes P sont des ondes de compression, elles peuvent se déplacer dans des milieux solides et liquides. Par contre, le mouvement des ondes S, des ondes de cisaillement, est déterminé par la tension des distorsions de sorte qu'une onde S ne soit pas capable de se bouger dans un liquide.

De la même façon, il existe deux types d'ondes de surface : les ondes de Love et les ondes de Rayleigh. Les mouvements du milieu causés par le passage de ces deux types d'onde sont illustrés à la figure 4.1. Tous les deux se propagent à la surface de la terre causant ainsi plus de dégât en cas d'un séisme que les ondes de volume. Leur vitesse est toujours plus faible que la vitesse des ondes P. Le mouvement des ondes de surface diminue très vite avec la

profondeur mais ces ondes sont moins absorbées, leur atténuation géométrique est plus faible car le front d'onde est un disque tandis que celui des ondes de volume est une sphère. Ainsi elles se propagent sur une distance beaucoup plus large que les ondes de volume. De plus, les ondes de surface générées par un séisme sont plus basses en fréquence que les ondes de volume.

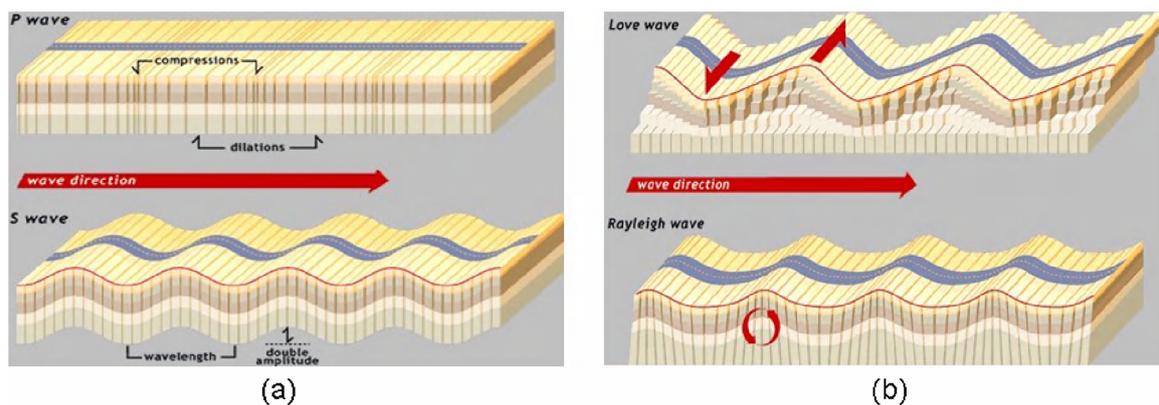


Fig. 4.1: Le mouvement de la terre engendré par les différents types d'ondes. (a) Les ondes P et les ondes S se propagent dans le volume de la terre (ondes de volume). (b) Les ondes de Rayleigh et les ondes de Love mettent en mouvement la surface de la terre (ondes de surface), elles sont le plus destructives en cas d'un séisme.

La connaissance de la nature des ondes du bruit sismique ambiant est essentielle car elle est requise pour des applications comme les méthodes de corrélation. La plupart des études précédents ont utilisé des signaux de bruit sismique enregistrés par des stations à grande distance (30-500 km) [5,6,8]. Elles ont montré que la NCF était dominée par des ondes de Rayleigh, ce qui implique que le bruit est constitué principalement des ondes de surface.

De même, *Roux et al.* [9] annoncent que des ondes de volume, en particulier des ondes P, peuvent également être extraites de la corrélation du bruit sismique. Cela n'est que possible si le bruit est cohérent et que les récepteurs sont à courte distance (moins que 11 km).

La question maintenant se pose de savoir quel processus peut être à l'origine des ondes P à courte distance. En réalité, les mécanismes de génération de telles ondes P ne sont pas tout à fait bien compris. Une explication possible parle des sources locales humaines. Mais malheureusement, les ondes P créées par ces sources ne forment pas l'élément principal du bruit sismique.

L'autre possibilité qui a été rapporté est la génération des ondes P par des tempêtes dans l'Océan Pacifique. Comme mentionné auparavant, ce dernier est généralement accepté comme l'explication la plus plausible, mais il en reste encore un tas de questions à résoudre et beaucoup de recherche à faire.

Dans ce chapitre, je vais expliquer et appliquer le principe de *beamforming* qui précise la direction de la source par rapport au réseau et la vitesse avec laquelle les ondes sismiques arrivent aux stations.

4.2 Application du procédé de beamforming

Pour qu'on puisse localiser la source du bruit de fond, on va analyser les données de 37 stations du réseau de Parkfield. Ces stations font des mesures à large bande en trois composantes : BHZ (la direction verticale), BHE (vers l'est) et BHN (vers le nord). La plupart du temps, je vais travailler sur les données d'un mois, du 15 janvier 2002 jusqu'au 14 février 2002. Plus loin, je regarderai également le mois de juillet 2002 et les mois d'octobre et de novembre 2001 pour comparer les résultats. Le choix des mois sera expliqué plus tard.

Avant de soumettre les données au procédé de beamforming, il faut d'abord sélectionner les enregistrements utiles et les adapter afin d'avoir un 'beau' signal, c'est-à-dire, un signal qui est homogène dans l'intervalle de fréquence où le bruit sismique est cohérent. Ce procédé se fait en 4 étapes [voir Annexe pour le code MATLAB]. D'abord, les données qu'on a téléchargées au site d'IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) [10] sont des signaux bruts, échantillonnés à une fréquence de 40 Hz. Pour la suite du traitement, il est préférable de travailler à une fréquence d'échantillonnage plus basse de 10 Hz. De plus, on va seulement travailler avec les stations qui donnent des signaux utiles (sans erreurs de mesures trop grandes). Comme on a besoin uniquement de la partie haute fréquence du signal, alors on filtre le signal entre 0.65 Hz et 1.3 Hz. Après, dans ce domaine de fréquence, une égalisation est exécutée afin de blanchir le spectre du bruit. Ce blanchiment se fait à l'aide du fonction '*hanning*', qui réduit l'effet de *aliasing* en fréquence. La dernière étape avant le traitement du bruit existe d'éliminer les événements sismiques d'hautes amplitudes en tronquant l'amplitude à quatre fois la déviation standard (angl. *Standard Deviation*, std). Une autre façon de supprimer les séismes est d'utiliser des signaux 1-bit [7,11].

Finalement, on est arrivé au point où on peut calculer la distribution angulaire du bruit, ce qui est réalisé par le procédé de beamforming. Considérons le cas général d'un réseau de N stations.

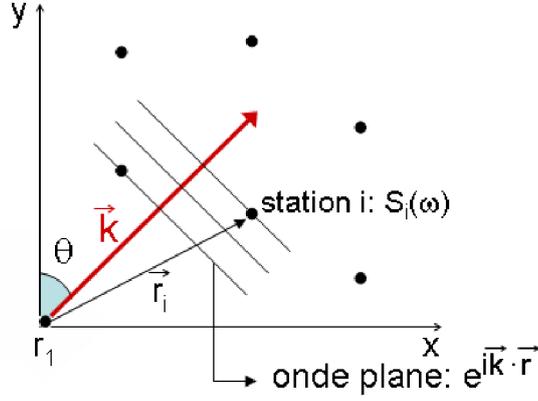


Fig. 4.2: Chaque station i ($i=1 :N$) est atteinte par une onde plane $e^{i\vec{k}\cdot\vec{r}}$ où \vec{k} est le vecteur d'onde faisant un angle θ avec la direction nord (la verticale sur la figure) et \vec{r} le vecteur de position par rapport à r_1 du station $i=1$.

En premier lieu, on suppose que les ondes sismiques qui arrivent au niveau des stations sont des ondes planes. L'origine de notre système de coordonnées est prise à la position r_1 de la station $i = 1$. Chaque station i (avec coordonnées (x_i, y_i)) enregistre un signal $S(t)$ qui est d'abord transformé à sa composante complexe de Fourier à la fréquence ω

$$S_i(\omega) = \exp\left(i\frac{\omega}{c}r_i \cos\theta\right) \quad (4.1)$$

avec θ l'angle d'incidence par rapport au nord et ω la pulsation des ondes qui arrivent à la station.

On s'intéresse à la différence de phase entre deux stations du réseau. À cet effet, on va décaler le signal (4.1) enregistré par la station i avec $e^{-i\vec{k}\cdot\vec{r}_i}$, où \vec{r}_i soit la distance entre la station i et le point de référence (la station $i = 1$) et $\vec{k} = \frac{\omega}{c}\vec{r}$ le vecteur d'onde des ondes planes. En sommant les signaux décalés sur toutes les stations, on obtient

$$f(\vec{k}) = \sum_{i=1}^N S_i(\omega) \exp(-i\vec{k}\cdot\vec{r}_i) \quad (4.2)$$

où, dans le repère donné, r_i peut s'écrire comme $x_i \sin\theta + y_i \cos\theta$.

En réalité, les ondes provenant du bruit sismique ne sont pas des ondes planes. Puisqu'on ne sait pas exactement de quel type de signal il s'agit, on va prendre en compte tous les

déphasages possibles, c'est-à-dire, tous les angles θ et toutes les vitesses c et on s'intéresse seulement à ce qui se passe à hautes fréquences [0.65 Hz - 1.3 Hz]. Le calcul dans cette bande de fréquence va alors aboutir à la fonction B du beamforming qui fournit la vitesse c avec laquelle les ondes arrivent aux stations et l'angle d'incidence θ des ondes sismiques par rapport au nord. Dans le spectre continu, le beamforming s'écrit comme

$$B(\theta, c) = \frac{1}{\Delta\omega} \int_{\omega_c - \Delta\omega/2}^{\omega_c + \Delta\omega/2} \left| \sum_{i=1}^N S_i(\omega) \exp\left(-i\frac{\omega}{c}(x_i \sin \theta + y_i \cos \theta)\right) \right| d\omega \quad (4.3)$$

où ω_c est la fréquence central du bruit et $\Delta\omega$ la largeur de la bande de fréquence.

Néanmoins, on va importer en MATLAB la version numérique du beamforming qui est exécuté de manière fréquence-incohérente (on prend un certain nombre M de fréquences dans l'intervalle choisie). Au bout du compte, on aboutit à la formule suivante

$$B(\theta, c) = \frac{1}{M} \sum_{f=1}^M \left| \sum_{i=1}^N S_i(\omega) \exp\left(-i\frac{\omega}{c}(x_i \sin \theta + y_i \cos \theta)\right) \right| \quad (4.4)$$

[voir Annexe pour le code Matlab].

4.3 Résultats

On commence par analyser les données de 15 janvier au 14 février 2002. Pour une bonne compréhension, on compte le 15 janvier comme jour 1 et on continue de cette manière jusqu'au 14 février correspondant au jour 31. Il y a 34 stations du réseau XN qui donnent un signal acceptable durant toute cette période. Par la suite, on continuera de travailler avec ces 34 stations afin de pouvoir comparer les résultats obtenus (les résultats dépendent largement du nombre de stations considérés comme nous le verrons plus tard).

Dans la théorie j'ai expliqué que le beamforming se fait d'une manière fréquence-incohérente ; il faut alors prendre un certain nombre, M , de fréquence dans la bande de fréquence [0.65 Hz - 1.3 Hz]. D'abord, des tests avec 50 pas en fréquence ont été effectués, mais les résultats sont trop grossier. Le calcul du beamforming avec M égal à 100 nous donne un résultat beaucoup plus détaillé et juste. D'un autre côté, utiliser 500 pas de fréquence n'apporte pas grande chose et demande des calculs beaucoup plus longs. Le calcul du beamforming pour toute une journée avec 100 pas de fréquence prend déjà 4 à 5 heure de calcul. Ceci est un bonne équilibre entre la durée des mesures et la précision du résultat.

En premier lieu, la verticale, BHZ, du système de coordonnées trois dimensionnel est observée. Les deux autres, la composante ouest-est (BHE) et la composante sud-nord (BHN), sont beaucoup moins utilisées et la raison sera éclaircie dans le paragraphe 5.2.2.

Observons tout d’abord la situation jour par jour (Fig. 4.4 à la fin de ce chapitre), comme c’est fait en [12]. On aperçoit bien un spot de beamforming qui apparaît presque tous les jours. Ce spot n’a pas toujours la même forme ou exactement la même position, ce qui fait de penser qu’il s’agit d’une source naturelle. Le maximum du spot correspond à une vitesse (l’axe vertical) à peu près égale à 5 000 m/s et une angle d’incidence (l’axe horizontal) d’environ 65 degrés. La valeur de la vitesse moyenne est à peu près ce qu’on attend pour la vitesse des ondes P qui se propagent dans un tel milieu. En outre, l’angle moyen pointe vers la direction de la côte.

Les jours 15 et 24 sont particuliers : au lieu d’un spot on aperçoit plutôt un ‘speckle’ et des valeurs d’amplitude de beamforming beaucoup plus basses (Fig. 4.4). Après moyennage du signal sur toutes les stations, il est clair qu’un séisme s’était fait aux jours 15 et 24. La recherche dans les données disponibles au site du NCEDC (*Northern California Earthquake Data Center*) [13] nous a rapporté qu’un séisme de magnitude 3.9 sur l’échelle de Richter s’est produit le 29 janvier 2002 (le jour n°15) vers 6h du matin. Il avait son épicentre au sud-est du centre de stations, plus précis à une latitude de 34.32 et une longitude de -118.65, c’est-à-dire, sur la faille de San Gabriel (voir Fig. 2.3). Un autre séisme a eu lieu au même endroit à 20h23 avec une magnitude de 3.62. Pour le 7 février 2002 (le jour n°24), je n’ai pas retrouvé l’heure ou l’endroit précise d’un tel séisme mais le signal nous a bien montré que quelque chose s’est passé ce jour-là.

Observons à présent la situation d’heure par heure pour une journée ‘normale’ (sans séismes particuliers), par exemple le jour n°6 (le 20 janvier 2002). À cet effet, j’ai simplement divisé les données d’un jour en 24 parties. Ce point de vue est intéressant pour voir ce qui change pendant la journée — peut-être le bruit est plus fort le matin et le soir à cause du trafic des voitures — ou s’il y a une différence entre le jour et la nuit. Comme c’est clair à la figure 4.5 il n’y a rien qui change, ce qui indique une source continue, indépendante de l’influence humaine. L’idée des vagues de l’Océan Pacifique produisant des petits trémors devient de plus en plus acceptable.

J'ai également observé la situation des jours 15 et 24 heure par heure pour contrôler si l'occurrence des séismes est visible dans les résultats du beamforming. Effectivement, autour du 6ème et 21ème heure du jour n°15 le spot du beamforming disparaît, de même que pour la 16ème heure du jour n°24 (Fig. 4.5 à la fin de ce chapitre).

Une autre question qui se pose est l'influence des saisons. Comme l'idée principale de la source jusqu'à maintenant se rapporte à une source naturelle océanique, il est possible qu'elle change durant les saisons. Des études précédentes (par exemple [5]) ont montré que la position des sources de bruit de fond généré par les océans dans les basses fréquences (10-20s et 100-500s de période) varie avec la saison. Pour cette raison, je refais le calcul de beamforming sur un mois d'été, le mois de juillet 2002. Malheureusement, seul 14 stations sont disponibles. Les résultats du beamforming sont à voir sur la figure 4.6 à la fin de ce chapitre. Il n'y avait pas de données disponibles pour le 12 juillet mais cela ne change pas la conclusion générale : il est clair que ce résultat est très différent que le résultat pour les mois de janvier-février ; au lieu d'un spot concentré on aperçoit plutôt un 'speckle' diffus avec une valeur d'amplitude beaucoup plus basse.

Deux raisons peuvent expliquer cette différence. En premier lieu, il est possible que, effectivement, la source du bruit de fond n'est plus présente pour ce mois d'été et que c'est peut-être seulement pour les mois de janvier et de février que le beamforming est apparu. Dans ce cas-là, il s'agit d'une source temporaire. J'ai testé cette théorie en regardant un autre mois. Les données sur les mêmes 34 stations qu'auparavant sont disponible durant les mois d'octobre et de novembre 2001. La figure 4.7 montre que le beamforming réapparaît pour la période du 14 octobre 2001 jusqu'au 30 novembre 2001.

L'autre raison peut être qu'il n'y a pas assez de données pour obtenir un résultat solide. Pour confirmer cette hypothèse, j'ai comparé les résultats du beamforming du mois de juillet avec les résultats que j'avais obtenu pour les mois de janvier et de février en utilisant seulement les 14 stations qui sont disponibles pour le mois de juillet. Cela aboutit aux deux figures présentées en Fig. 4.3 qui ont l'air assez similaire.

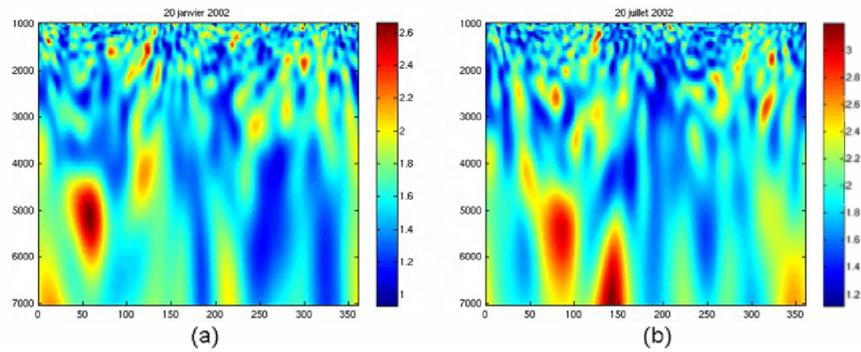


Fig. 4.3: Comparaison du beamforming de la composante verticale (BHZ) pour le 20 janvier 2002 (a) et le 20 juillet 2002 (b) pour 14 stations (l'axe horizontal : angle d'incidence (en $^{\circ}$), l'axe vertical : vitesse (en m/s)).

D'ici, on conclut que le nombre de stations joue un rôle essentiel dans les résultats du beamforming. De ce fait, même si une source océanique est présente, elle ne peut être observée que si on a 34 stations. De plus, nous pouvons seulement affirmer qu'elle est présente en octobre, novembre et janvier. Nous ne savons pas si elle est en permanence ou momentanée. La vitesse trouvée de 5 km/s suggère que cette source émet des ondes P. Ce résultat est intéressant car les études précédentes à plus basse fréquence indiquent que le bruit de fond n'est constitué que d'ondes de surface [5,8,14].

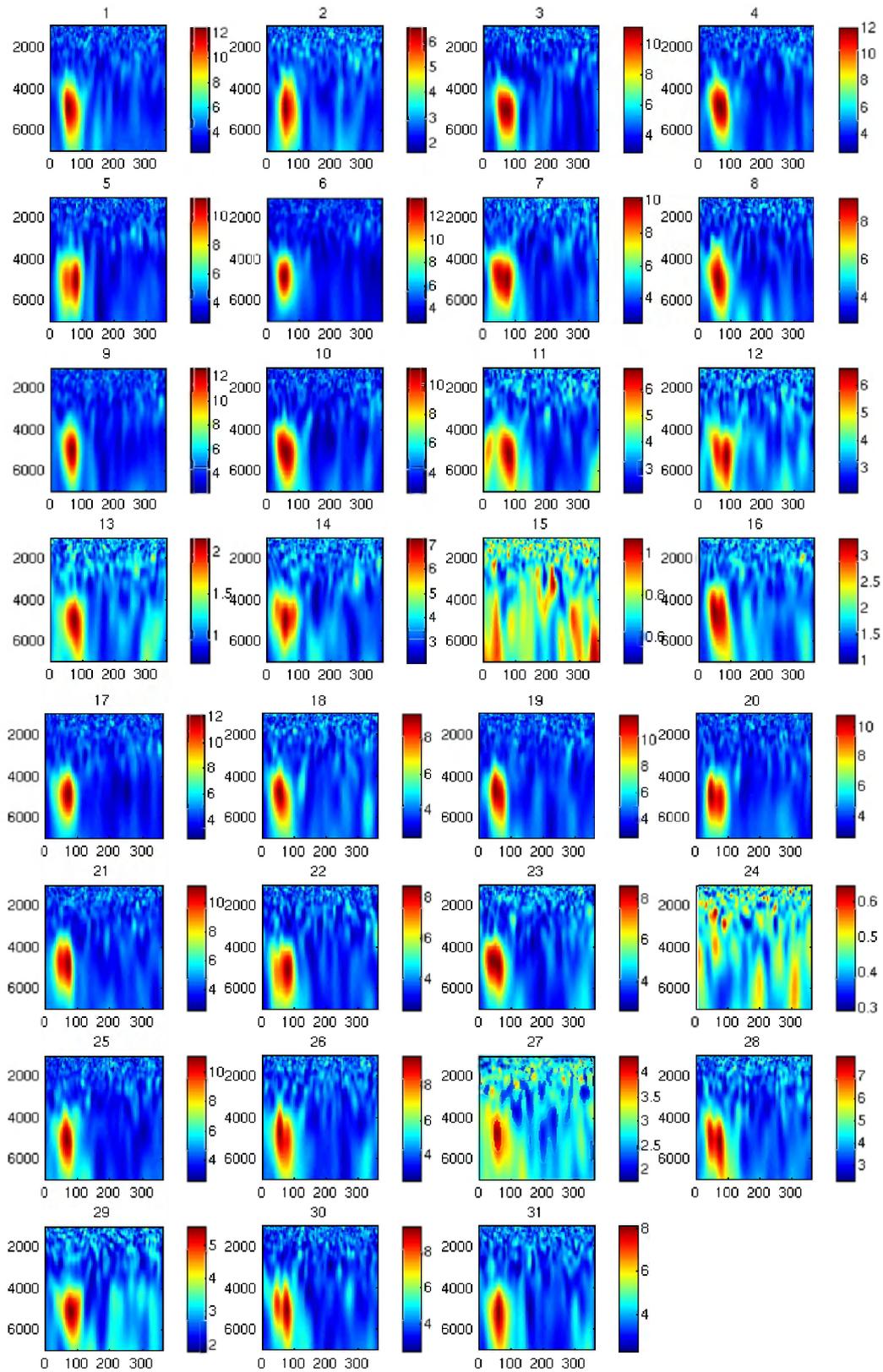


Fig. 4.4: Résultat du beamforming de la composante verticale (BHZ) pour la période de 15/01/02 jusqu'à 14/02/02 (l'axe horizontal : angle d'incidence (en $^{\circ}$), l'axe vertical : vitesse (en m/s))

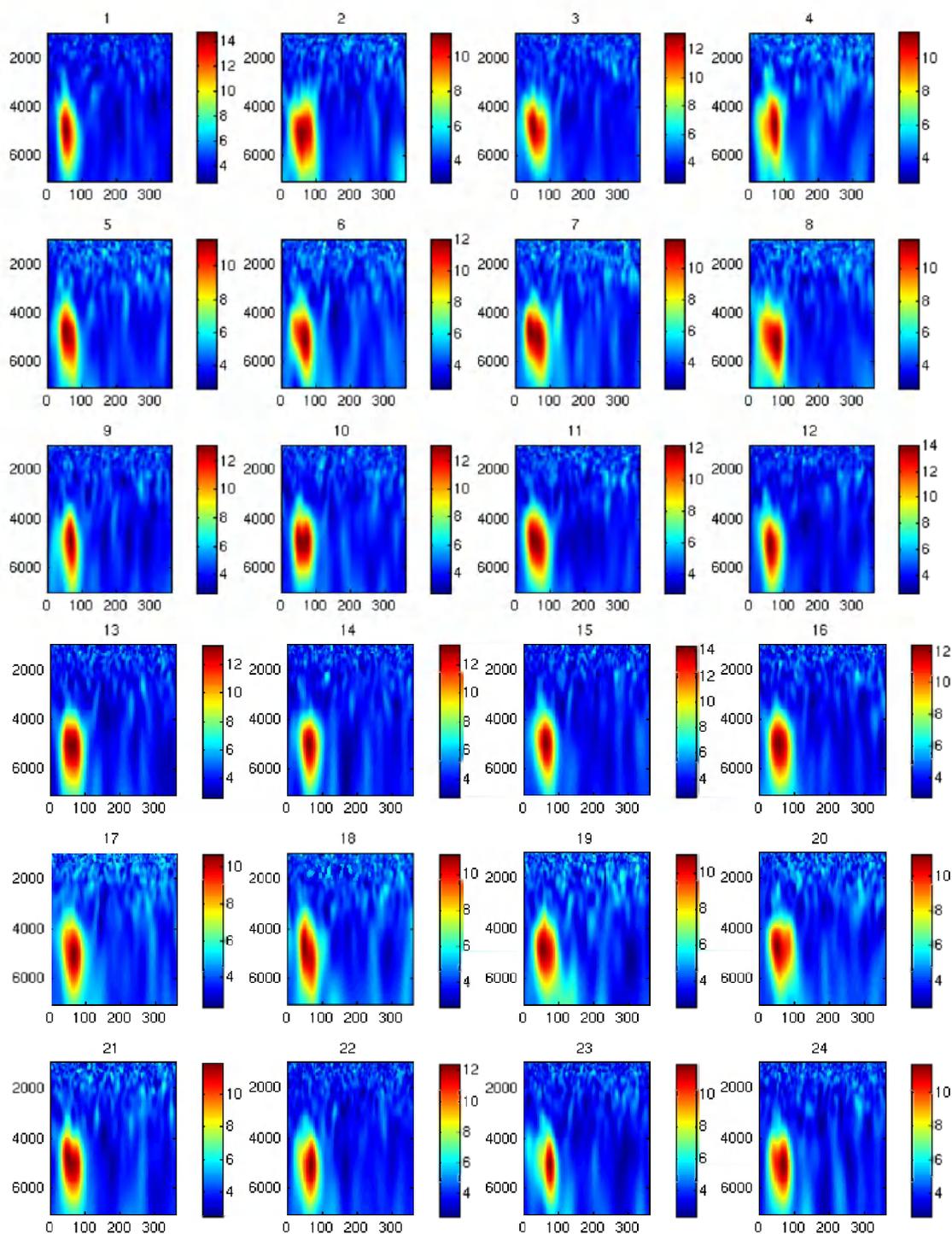


Fig. 4.5: Résultat du beamforming de la composante verticale (BHZ) par heure pour le jour n° 6 (20 janvier 2002) (l'axe horizontal : angle d'incidence (en °), l'axe vertical : vitesse (en m/s))

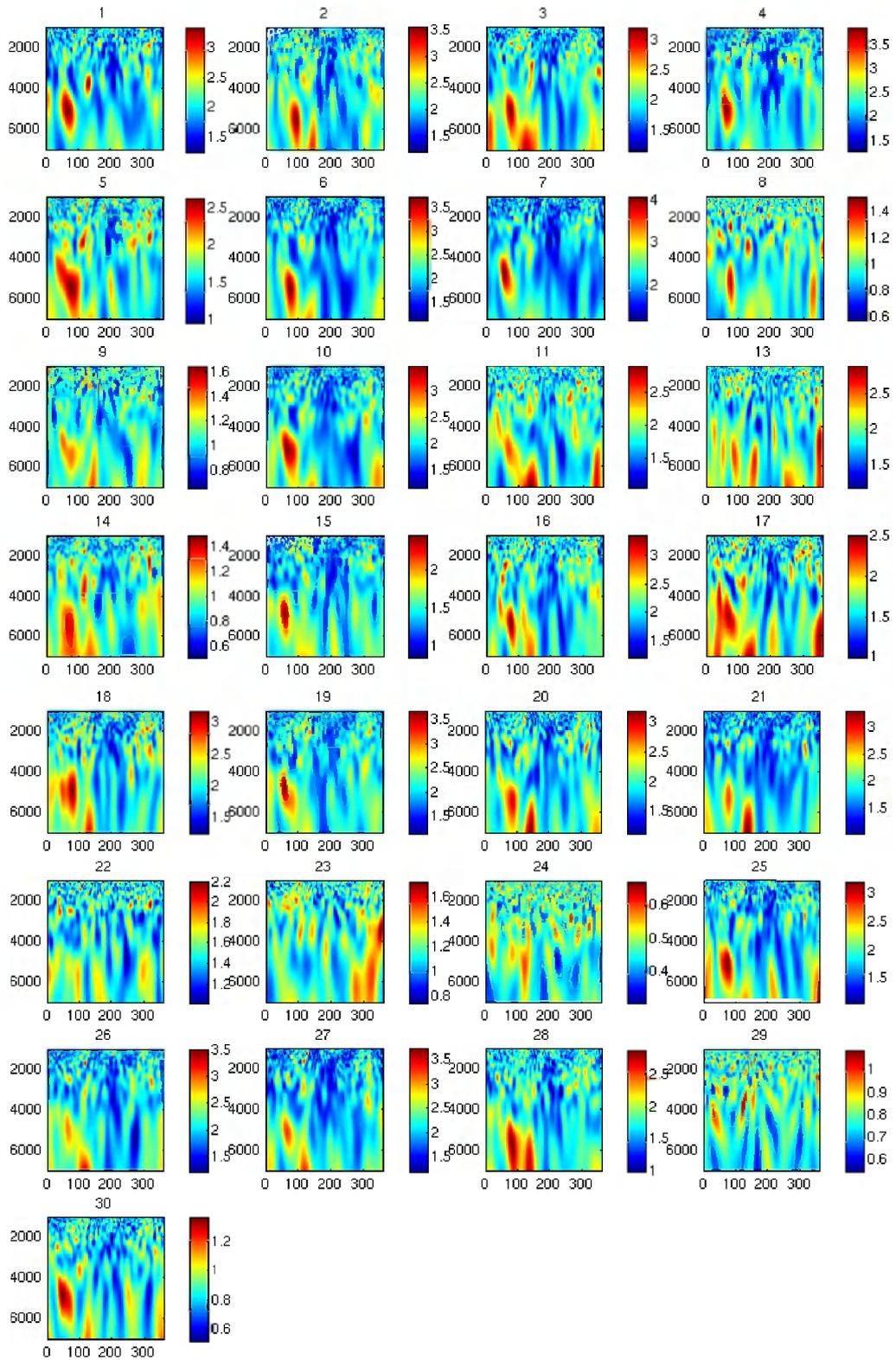


Fig. 4.6: Résultat du beamforming de la composante verticale (BHZ) de la période 1/07/02 jusqu'à 30/07/02 (sauf le 12/07/02) (l'axe horizontal : angle d'incidence (en $^{\circ}$), l'axe vertical : vitesse (en m/s))

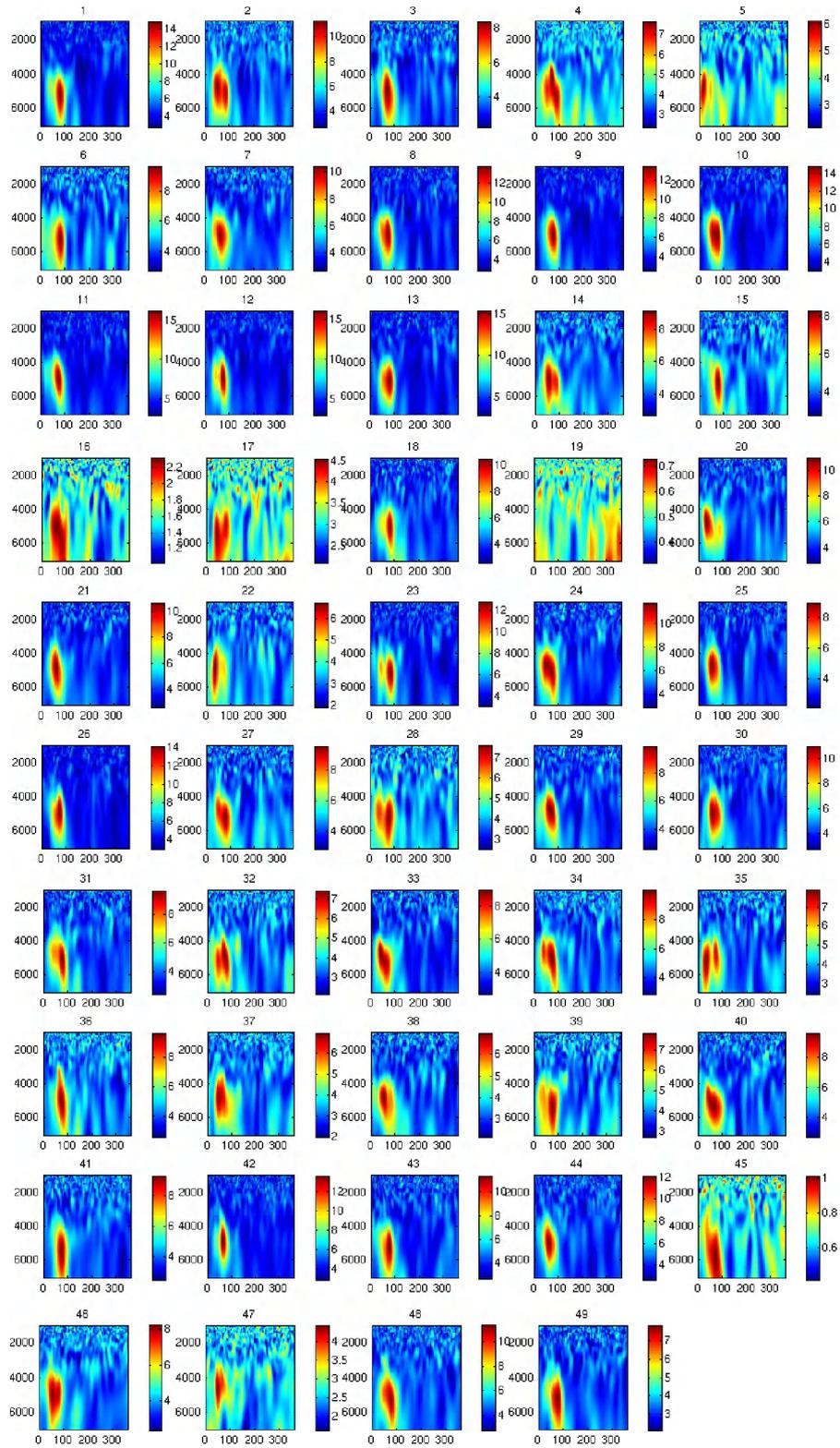


Fig. 4.7: Résultat du beamforming de la composante verticale (BHZ) de la période 13/10/01 jusqu'à 30/11/01 (l'axe horizontal : angle d'incidence (en °), l'axe vertical : vitesse (en m/s))

Chapitre 5

Vérification des résultats

Jusqu'à présent, dans la bande de fréquence considérée ([0.65 Hz-1.3 Hz]) nous avons vu que la source du bruit ambiant est située vers la côte de la Californie. Sa localisation sera testée par la comparaison aux caractéristiques des vagues devant la côte. De plus, la vitesse mesurée correspond à la vitesse des ondes P et la même conclusion est faite en comparant les trois composantes du bruit (la composante verticale, la composante ouest-est et la composante nord-sud). Néanmoins, il a été brièvement mentionné auparavant (Paragraphe 4.1) que les ondes de volume n'ont pas la possibilité de se propager sur une très grande distance. Ainsi, il serait peu probable que les ondes P qui arrivent aux stations viennent directement des vagues de l'Océan Pacifique. Pour cette raison, une corrélation avec d'autres types d'onde sera nécessaire afin que les ondes sismique de l'océan peuvent être enregistrées au réseau. D'abord, le *tracé des rais* sera appliqué pour estimer la distance sur laquelle les ondes P peuvent se propager. Après, une comparaison du beamforming à son équivalent à la basse fréquence donnera une liaison entre les ondes P et les ondes de Rayleigh.

5.1 La localisation de la source du bruit sismique

5.1.1 L'angle d'incidence

L'angle θ qui a été fourni par le procédé de beamforming donne une indication sur la direction du bruit. Par conséquent, il aide à localiser la source inconnue. Le beamforming a été réalisé pour toutes les heures de tous les jours de la période de 31 jours pendant les mois de janvier et de février. Pour chaque heure, j'ai calculé l'angle, sous laquelle les ondes arrivent aux stations, qui correspond à l'amplitude maximale du beamforming pour l'heure considérée. Cela a abouti à la figure 5.1(a).

A part de quelques valeurs atypiques (par exemple pour les jours 15 et 24), on voit bien que la distribution des angles se repartie principalement entre 50° et 80° . Figure 5.1.b représente la distribution des angles et des vitesses correspondant à l'amplitude maximale du beamforming.

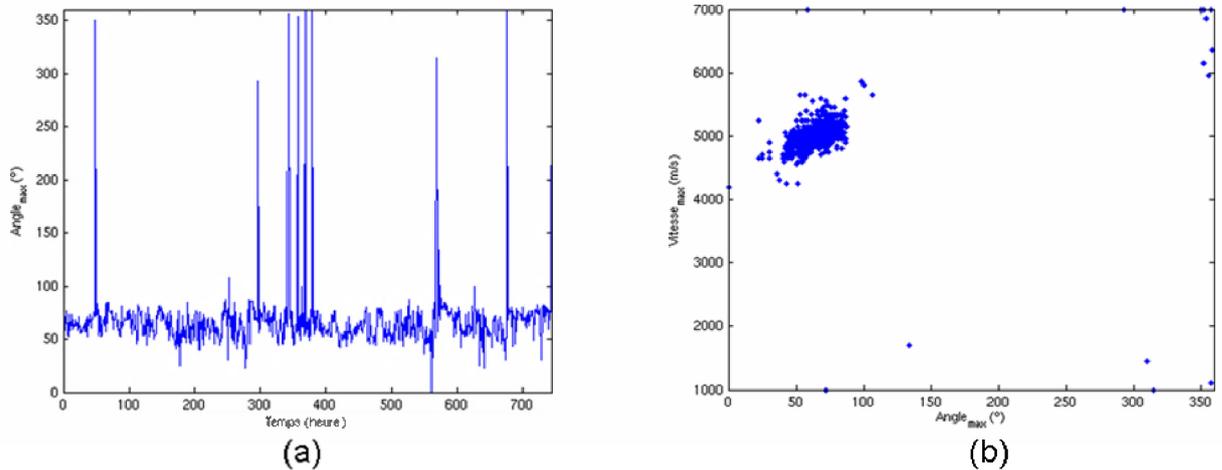


Fig. 5.1: (a) Les angles d'incidence (l'axe vertical) correspondants aux amplitudes maximales du beamforming de la composante verticale (BHZ) par heure (l'axe horizontal) pour les 31 jours de janvier et de février 2002. (b) La distribution des angles d'incidence (l'axe horizontal) et des vitesses d'ondes d'arrivées (l'axe vertical) pour la même période.

Il est indéniable que l'angle d'incidence pour chaque moment de mesure n'est pas exactement le même. J'ai visualisé l'éventail de tous les angles obtenus (de 48° à 87°) sous la forme d'un cône sur une carte de la côte californienne [15] dans les environs du réseau (Fig. 5.2).



Fig. 5.2: L'éventail des angles obtenus par le beamforming. L'angle moyenne de 68.1° est présenté par la ligne jaune.

La conclusion est évidente, le bruit arrive clairement de la direction de la côte. La ligne jaune sur la figure 5.2 correspond à l'angle moyen sur les 31 jours de la période janvier-février 2002. Il a été calculé à 68.1° par rapport au nord. Le résultat est impressionnant : les ondes du bruit de fond arrivent d'une direction perpendiculaire à la côte de Californie. Plusieurs études des vagues des océans expliquent que la direction des vagues s'adapte facilement à la direction de la côte. De ce fait, il serait pensable que le bruit microsismique naturelles ont leur naissance dans ces vagues devant la côte californienne.

Pour avoir une meilleure idée de la variation de l'angle au cours du temps, j'ai fixé sur les figures du beamforming par heure le point (θ_{max}, c_{max}) qui correspond à l'amplitude maximale. Ensuite, j'ai représenté les lignes qui passent par ce point maximum pour la valeur de vitesse fixé à c_{max} et pour θ variant de 0° à 360° . Ces lignes, les uns au-dessous les autres, tendent à la figure 5.3. D'abord, on aperçoit évidemment que les angles appartenants au point d'amplitude maximale se sont répandus entre 50° et 80° , comme j'ai mentionné auparavant. Quand-même, il est remarquable qu'il y a des zones où l'amplitude maximale est beaucoup plus faible que pour d'autres zones, même si l'angle dans ces zones atteint la valeur prévue. La présence de ces zones frappantes et intéressantes sera expliquée plus tard (Paragraphe 5.2.4). De plus, il peut être remarqué que la valeur de l'amplitude maximale a la tendance de baisser au cours du temps, conforme aux amplitudes sur la figure 4.4.

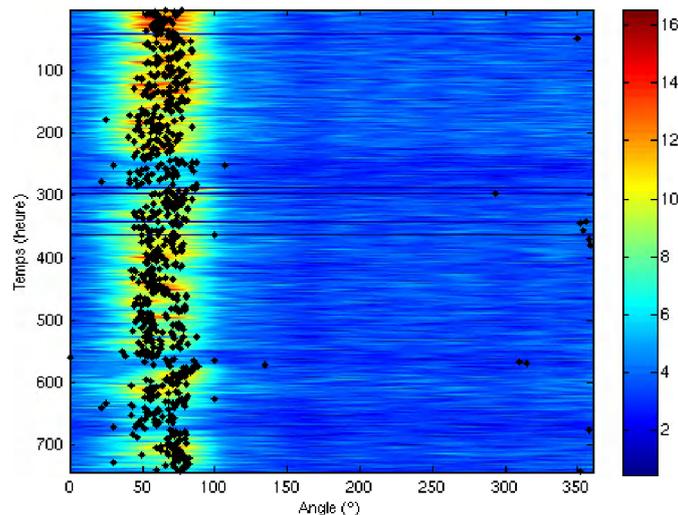


Fig. 5.3: Représentation des lignes de beamforming pour une vitesse fixe (c_{max}) et θ variant de 0° à 360° . Remarquons surtout les zones de plus faible amplitude.

En vérifiant la précision de notre mesure sur l'angle d'incidence, j'ai contrôlé la résolution angulaire (Fig. 5.4). À l'aide du principe de FWHM (*Full Width at Half Maximum*) la résolution vaut à peu près 40° ce qui est acceptable vu nos résultats. [voir Annexe pour le code MATLAB]

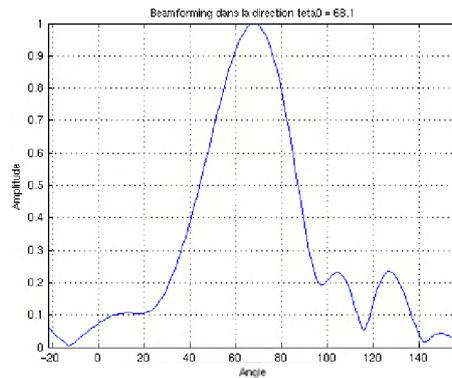


Fig. 5.4: Une angle d'environ 40° est obtenu pour la résolution angulaire.

5.1.2 Significant Wave Height

En ce moment, il est très probable que les bruits de fond enregistrés ont leur naissance dans les vagues déferlantes devant la côte de Californie du Sud. Pour cette raison, il nous paraît intéressant d'examiner les caractéristiques et les mouvements de ces vagues. Après beaucoup de recherche, j'ai trouvé des données sur la hauteur des vagues (angl. *Significant Wave Height*) pour l'endroit et la période considéré sur le site du NDBC (*National Data Buoy Center*), un département du NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) [16]. Il n'y a qu'un seul 'buoy' qui se trouve devant la côte au niveau du réseau de Parkfield, il est situé à 35.74 latitude et 121.89 longitude, c'est-à-dire à une distance d'environ 50 km de la côte. J'ai essayé de comparer les variations des amplitudes maximales du beamforming à haute fréquence (Fig. 5.5.a) au changement de la hauteur des vagues (Fig. 5.5.b).

À partir de ces données, il n'est pas facile de découvrir une corrélation entre eux. La seule chose frappante peut être retrouvée entre les heures 230 et 280. Il n'y a presque plus de vagues et en plus, on aperçoit une diminution abrupt de l'amplitude du beamforming. Par contre, entre les heures 400 et 420, les vagues ont également disparues mais seulement une petite réduction des amplitudes correspondantes du beamforming est aperçue. De nouveau, entre 570 et 620 heures, la hauteur des vagues augment, tout comme l'amplitude du beamforming.

En outre, la tendance décroissante de l'amplitude du beamforming, qui a été remarquée plus tôt (Paragraphe 4.3), peut être expliquée par la tendance également baissante de la hauteur des vagues.

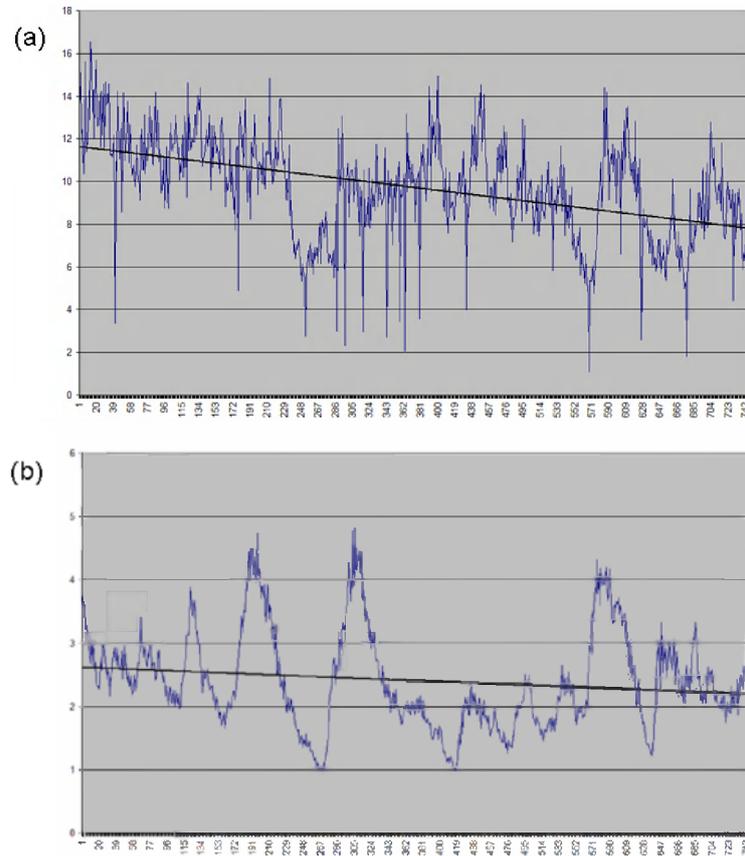


Fig. 5.5: La comparaison entre les amplitudes maximales du beamforming à haute fréquence [0.65 Hz-1.3 Hz] (a) et la hauteur des vagues devant la côte de Californie (b). Remarquons la tendance baissante des deux courbes. (l'axe horizontal : le temps en heures, l'axe vertical : l'amplitude du beamforming (a) ou la hauteur (b))

Afin de mieux pouvoir observer une corrélation éventuelle entre les caractéristiques des vagues et les résultats du beamforming, il faut filtrer les courbes. En prenant en compte le beamforming à basse fréquence [0.1 Hz-0.5 Hz] — on verra plus tard (Paragraphe 5.2.4) que les résultats à haute et à basse fréquence sont corrélées —, il est possible de remarquer une corrélation entre les trois, et surtout entre la hauteur des vagues et les amplitudes maximales du beamforming à haute fréquence (Fig. 5.6). Si on regarde ces figures plus en détail, on a l'impression qu'elles sont décalées de quelques heures. Les vagues sont à 100 km du réseau. Les ondes sismiques étant se propageant à 5 km/s, ce décalage en temps est surprenant.

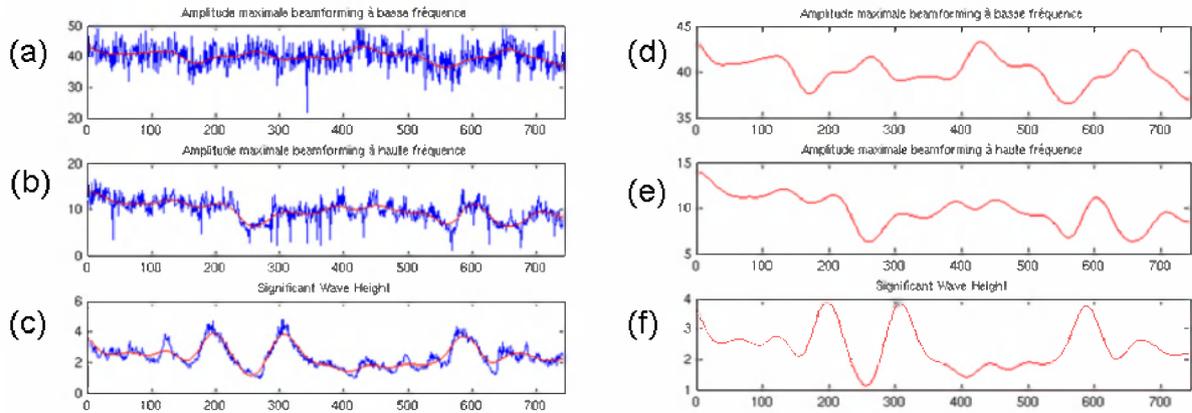


Fig. 5.6: La comparaison entre les amplitudes maximales du beamforming à basse fréquence [0.1 Hz-0.5 Hz] (a) et à haute fréquence [0.65 Hz-1.3 Hz] (b) et la hauteur des vagues devant la côte de Californie (c) pour la période janvier-février. Les courbes rouges correspondent aux données après filtrage. Elles sont présentées dans les figures correspondantes (d), (e) et (f) avec une petite adaptation de l'échelle pour une meilleure comparaison. (l'axe horizontal : le temps en heures, l'axe vertical : l'amplitude ((a),(b),(d) et (e)) ou la hauteur ((c) et (f))

On peut également comparer la hauteur des vagues à l'énergie des ondes à basse et à haute fréquence. Afin de ne pas compliquer les calculs et pour économiser le temps de calcul, l'énergie sera calculée à base des signaux enregistrés par une seule station. À cet effet, j'ai choisi la station 'BECH' qui a mesuré le meilleur signal (sans séismes ou grandes erreurs de mesures). Le résultat est présenté ci-dessous (Fig. 5.7).

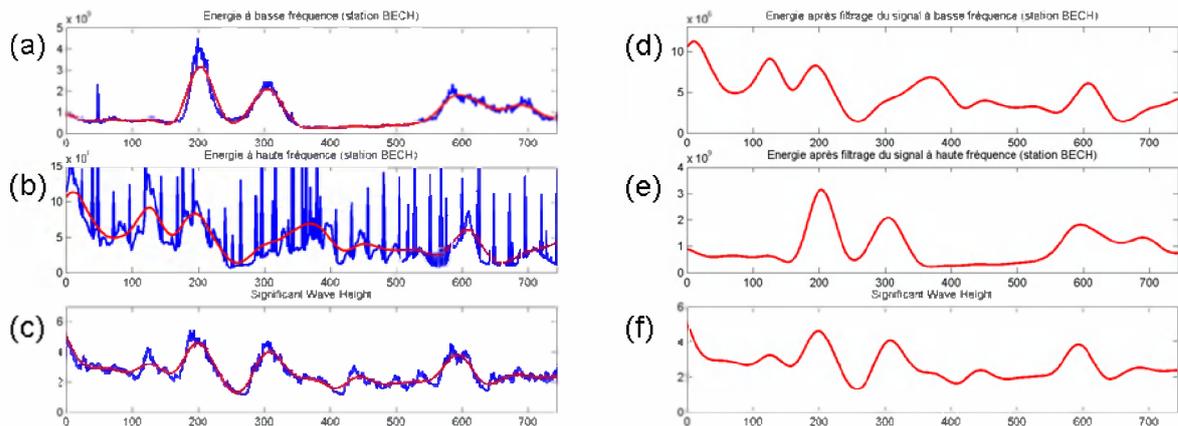


Fig. 5.7: La comparaison entre l'énergie des ondes à basse (a) et à haute fréquence (b) et la hauteur des vagues devant la côte de Californie (c) pour la période janvier-février. Les courbes rouges ((d), (e) et (f)) correspondent aux données après filtrage. (l'axe horizontal : le temps en heures, l'axe vertical : l'énergie ((a),(b),(d) et (e)) ou la hauteur ((c) et (f))

Une certaine corrélation entre les trois est visible pour quelques périodes de temps (par exemple entre 200 et 300 heures ou autour de 600 heures), mais elle n'est pas parfaite. Quand-même, elle est mieux pour les basses fréquence que pour les hautes. Remarquons également l'énergie plus élevée à basse fréquence qu'à haute fréquence, correspondant au fait qu'il y a beaucoup plus d'ondes de Rayleigh qui atteignent le réseau que d'ondes P à cause de la forte atténuation des ondes P. En plus, par opposition à la figure 5.6, il ne semble pas d'avoir de décalage de temps pour la comparaison de l'énergie des ondes sismiques à la hauteur des vagues.

Un dernier test est fait sur les données des mois d'octobre et de novembre 2001 (Fig. 5.8). De nouveau, l'énergie des ondes à haute aussi qu'à basse fréquence est comparée à la hauteur des vagues devant la côte. On fait les mêmes conclusions ; bien que la correspondance entre eux n'est pas parfait, on remarque bien une corrélation entre les caractéristiques des vagues et l'énergie des ondes sismiques enregistrées au réseau ce qui confirme l'hypothèse des vagues comme source du bruit sismique ambiant. Surtout pour les basses fréquence, il y a un lien direct entre les vagues et le bruit sismique. Par contre en haute fréquence, la corrélation n'est pas évidente.

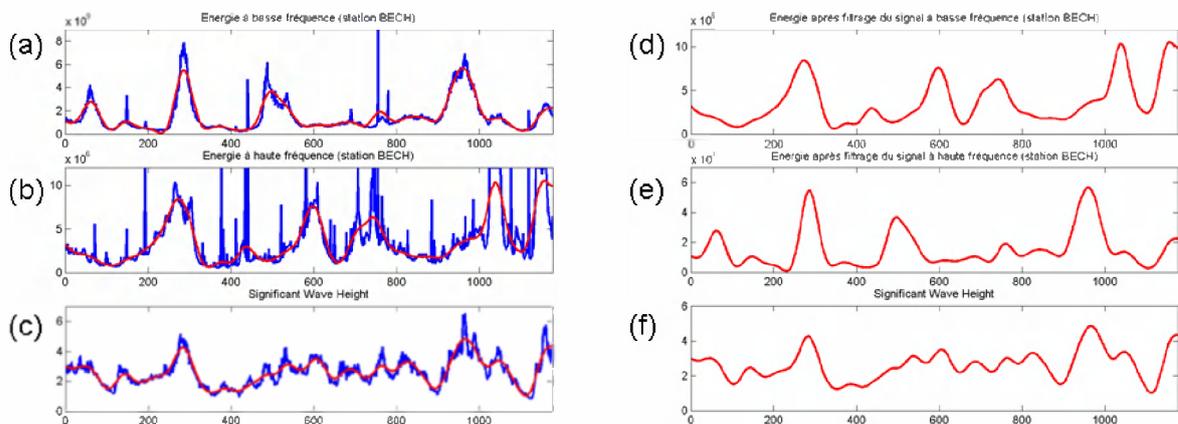


Fig. 5.8: La comparaison entre l'énergie des ondes à basse (a) et à haute fréquence (b) et la hauteur des vagues devant la côte de Californie (c) pour la période octobre-novembre. Les courbes rouges ((d), (e) et (f)) correspondent aux données après filtrage. (l'axe horizontal : le temps en heures, l'axe vertical : l'énergie ((a),(b),(d) et (e)) ou la hauteur ((c) et (f))

5.2 Les caractéristiques des ondes du bruit sismique

5.2.1 La vitesse des ondes d'arrivées

L'évaluation du beamforming ne fournit pas seulement les angles d'incidence, mais aussi la vitesse avec laquelle les ondes du bruit de fond arrivent aux stations du réseau. Cette information est utile afin de déduire les caractéristiques du milieu. Comme j'ai fait en paragraphe 5.1.1 pour les angles, j'expliquerai ici les résultats obtenus du beamforming pour la vitesse c . La figure 5.9 représente les vitesses correspondantes à l'amplitude maximale du beamforming pour toutes les heures des 31 jours durant janvier et février. Ne tenant pas en compte quelques moments forts, en ce moment on est déjà capable d'estimer la valeur moyenne vers 5 000 m/s car les fluctuations sont beaucoup plus faibles que les fluctuations angulaires. Pourtant, une distribution des vitesses était bien visible à la figure 5.1(b), mais remarquons également que les anomalies de la vitesse sont relativement plus faibles que celles des angles.

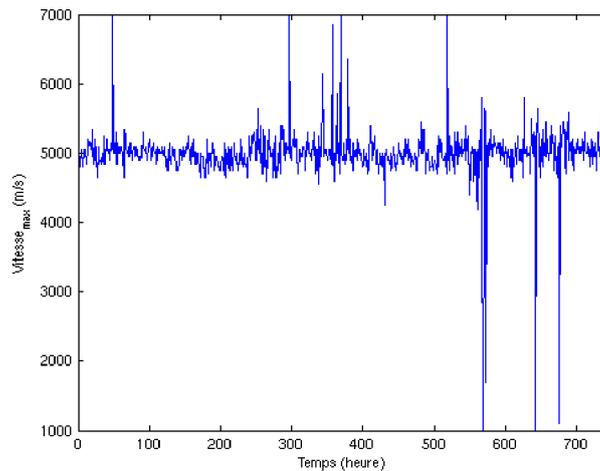


Fig. 5.9: (a) Les vitesses des ondes d'arrivées (l'axe vertical) correspondants aux amplitudes maximales du beamforming de la composante vertical (BHZ) par heure (l'axe horizontal) pour les 31 jours de janvier et de février 2002.

D'après la figure 5.3 pour les angles, j'ai appliqué le même procédé pour les vitesses (maintenant avec une valeur de θ_{max} fixe et les vitesses variantes de 1 000 à 7 000 m/s) (Fig. 5.10). Comme prévu, la plupart des vitesses sont retrouvées autour de 5 000 m/s. À part la diminution de l'amplitude maximale au cours du temps, on remarque de nouveau des zones de moindres amplitudes correspondants aux mêmes périodes de temps que pour le cas des angles.

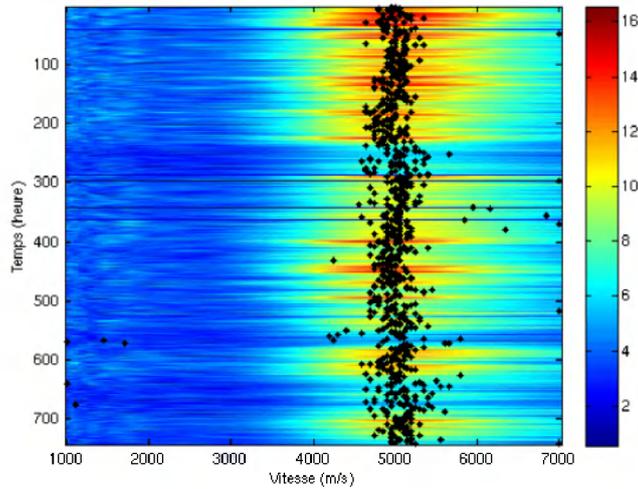


Fig. 5.10: Représentation des lignes de beamforming pour un angle fixe (θ_{max}) et c variant de 1000 à 7000 m/s. Remarquons de nouveau les zones de plus faible amplitude.

La moyenne de toutes les vitesses correspondantes aux amplitudes maximales du beamforming pour la période entière de 31 jours a été calculé à **4 998 m/s**. Comme j'ai expliqué au chapitre précédent, une vitesse d'à peu près 5 000 m/s correspond à la vitesse d'une onde P.

5.2.2 La comparaison des trois composantes

Jusqu'à maintenant, nous avons seulement appliqué le beamforming à la composante verticale BHZ. Traitons ici les deux autres composantes. Le jour n°6 (le 20 janvier 2002) a toujours été considéré comme un jour 'normal' et de même, il servira ici comme exemple. Les mêmes calculs que pour la composante BHZ ont été faits sur les composantes BHE et BHN pour le jour n°6. Le traitement sur d'autres jours a donné des résultats identiques.

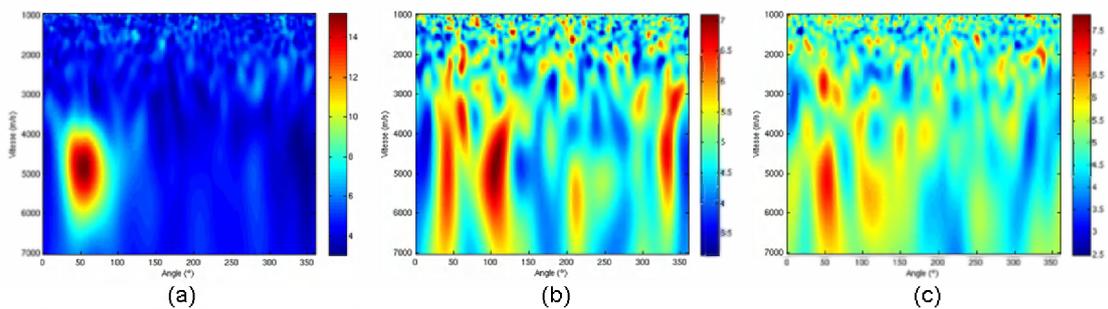


Fig. 5.11: Le beamforming du jour n°6 a été appliqué sur les trois composantes : BHZ (a), BHE (b) et BHN (c).

On reconnaît bien le spot de beamforming pour la composante BHZ (Fig. 5.11(a)), mais les deux autres y sont très différentes. D'abord, pour la composante BHE (Fig. 5.11(b)), il y a quand-même un spot qui apparaît à une vitesse de 5 000 m/s, mais il correspond plutôt à un angle d'environ 110° . En outre, il faut un petit effort pour remarquer une petite tache autour de 65° — à peu près ce qu'on avait trouvé auparavant comme angle principal — mais la vitesse correspondante est si faible qu'on voit bien qu'il ne s'agit pas du même phénomène qu'observé au BHZ. De plus, le beamforming est plus diffus et on aperçoit plutôt un 'speckle' à basse vitesse. Presque la même tendance apparaît pour la composante BHN (Fig. 5.11(c)). En deuxième, il faut également remarquer que les amplitudes pour les composantes BHE et BHN sont 2 fois plus faibles. Une conclusion importante se déduit de ces deux grandes différences : comme la composante verticale domine les deux autres, les ondes arrivent aux stations principalement selon la verticale, c'est-à-dire, les ondes se propagent surtout en profondeur pour la bande de fréquence [0.65 Hz-1.3 Hz]. Ceci renforce l'hypothèse des ondes de volume — des ondes P — arrivantes aux stations.

5.2.3 Le tracé de rais

Le paragraphe précédent nous a appris que les ondes enregistrées au réseau se propagent surtout en profondeur pour la bande de fréquence considérée. Afin de mieux comprendre comment les ondes se déplacent dans le milieu entre la côte et le réseau, il faut connaître ce milieu plus en détail. Depuis un certain temps déjà, il est connu que les milieux des deux côtés de la faille de San Andreas ont des caractéristiques différentes. Le projet de SAFOD (voir Paragraphe 2.2) a présenté un profil de vitesse pour les milieux des deux côtés de la faille où les différences entre eux sont bien visibles [17].

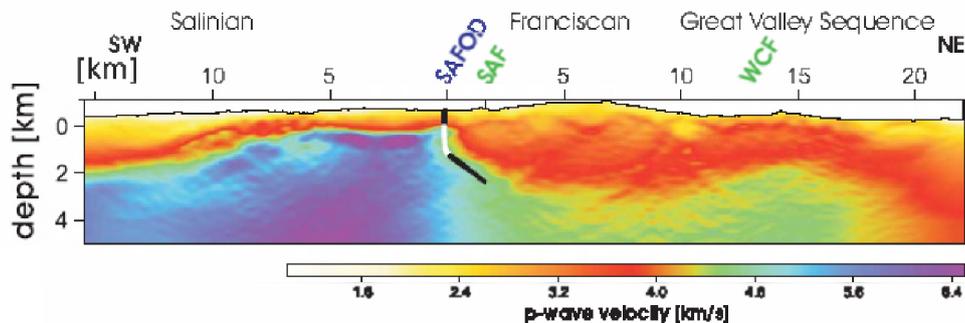


Fig. 5.12: Le profil de vitesse du milieu autour de la faille de San Andreas obtenu par le projet de SAFOD. Ce qui nous intéresse sont les premiers km en profondeur à gauche de la faille.

En tenant compte qu'on s'intéresse seulement au côté ouest de la faille — qui renferme la région entre la côte et le réseau — et le milieu proche de la faille, on peut modéliser le profil de vitesse par une fonction exponentielle allant de 1 000 m/s à la surface à 6 000 m/s à 3 km de profondeur. Il est impossible de définir un profil de vitesse qui correspond exactement au profil de vitesse obtenu par le SAFOD, mais on peut l'approximer assez bien en considérant la fonction suivante, avec V_P la vitesse de l'onde P (correspondante à c) (voir Fig. 5.14(a)).

$$V_P = V_{P_{surface}} + (V_{P_{fond}} + tune) * \left(1 - e^{\frac{depth}{layer}}\right) \quad (5.1)$$

Ce qui nous intéresse, d'une part, est l'angle sous lequel les rais partent en profondeur et d'autre part, la distance qui a été parcourue en surface avant que le rai ne réapparaisse au sol, c'est-à-dire, la distance d'émergence. Cette information nous sera fournie par le procédé de 'tracé de rais'. À l'origine, la théorie des rais a émergé de l'optique où elle était utilisée afin de comprendre la propagation de la lumière avant même que les équations plus fondamentales de Maxwell ne soient connues. Aujourd'hui, des modèles à base des rais sont fréquemment employés car ils aident à interpréter des résultats obtenus par d'autres modèles. Pour le procédé de tracé de rais, la géométrie suivante est employée.

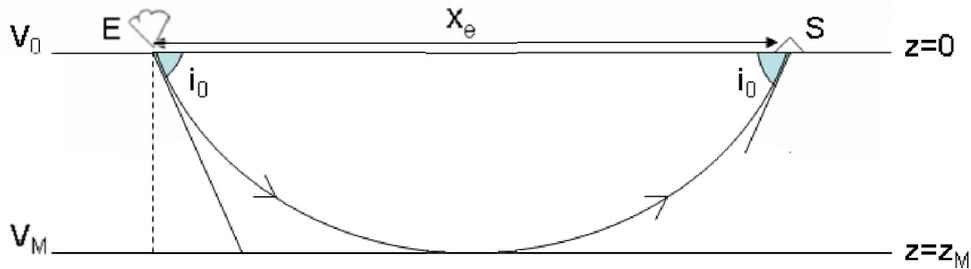


Fig. 5.13: La représentation schématique de la géométrie utilisée pour le procédé de tracé de rais. M est le point bas du rai, $x_e = SE$ est la distance d'émergence et i_0 est l'angle de départ du rai par rapport à la horizontale, ce qui est le même angle d'arrivée au point S.

En général, les équations des rais utilisent la longueur d'un arc s comme la variable indépendante. Néanmoins, la description de la courbe des rais se fait ici par une équation différentielle de la portée du rai r en fonction de la profondeur z [18].

$$\frac{d^2r}{dz^2} = \left[1 + \left(\frac{dr}{dz}\right)^2\right] \left[-\frac{c_r}{c} + \left(\frac{dr}{dz}\right) \frac{c_z}{c}\right] \quad (5.2)$$

avec $c_r = \frac{dc}{dr}$ égal à zéro étant donnée (5.1) et $c_z = \frac{dc}{dz}$ [voir Annexe pour le code MATLAB].

Le calcul de l'angle de départ se fait de la manière suivante. La vitesse moyenne sur les 31 jours et les 34 stations a été mesurée à 4998 m/s. À l'aide du profil de vitesse, on calcul la profondeur à laquelle cette vitesse est atteinte. Les profondeurs du point bas des rais se trouvent respectivement à 1171.7 m, 878.8 m et 585.8 m de la surface. Ensuite, l'angle de départ pour lequel le rai a son point bas à cette profondeur exacte peut être retrouvé. Ces angles — qui ne doivent pas être confondus avec les angles obtenus du beamforming — ont chaque fois la même valeur : 78.4° par rapport à la horizontale. Cet angle très élevé correspond à une onde incidente presque perpendiculaire à la surface. Ceci confirme bien la conclusion sur les ondes P du paragraphe 5.2.2. J'ai comparé ci-dessus le tracé de rais pour trois profils de vitesse différents (layer=800 en bleu, layer=600 en noir et layer=400 en rouge).

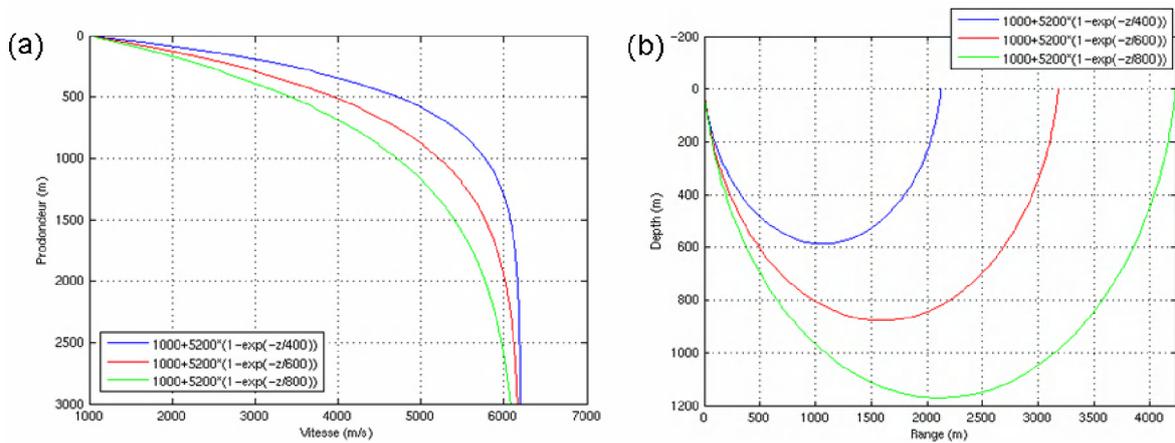


Fig. 5.14: (a) Le profil de vitesse comme calculé en (5.1) pour trois valeurs différentes du 'layer'. (b) Le tracé de rais correspondant aux trois profils de vitesses.

On conclut que la distance d'émergence peut varier entre 2 et 4.5 km. Par conséquent, il est impossible que les ondes P enregistrées au réseau viennent directement des vagues étant donné que la côte se trouve à une distance d'au moins 100 km du réseau. Ainsi, elles ont leur origine tout près du réseau. En tenant compte que la région entre la côte et le réseau est assez montagneuse (voir la figure 5.2), une possibilité pourrait être que les ondes P sont faites par diffraction des ondes de Rayleigh aux hétérogénéités de la surface. Ou cette diffraction se fait près du réseau, ou bien ce sont des autres refractions des ondes P à la surface (qui se propagent comme des ondes guidées) qui sont captées par les stations du réseau. Pour vérifier cette supposition, nous pouvons étudier les basses fréquences.

5.2.4 La comparaison à basse fréquence

On vient d'établir que les ondes P se propagent seulement sur une distance de quelques kilomètres avant qu'elles émergent en surface. Là, elles perdent une certaine quantité de leur énergie à cause des réfractions à la surface. Si elles conservent assez d'énergie, il est possible qu'elles repartent en profondeur, au maximum trois ou quatre fois. Leur amplitude diminue rapidement et elles ne peuvent se déplacer sur une dizaine de kilomètres. Puisque ces ondes de volumes sont donc originaire d'une source locale, il est inconcevable que les ondes P enregistrées aux stations viennent directement de la même source que les ondes de Rayleigh.

Afin de tester la possibilité que les ondes P proviennent des réfractions des ondes de surface, j'ai exécuté le beamforming pour les mois de janvier et de février dans la bande de fréquence [0.1 Hz-0.5 Hz]. Le résultat (Fig. 5.17 à la fin de ce chapitre) montre pour chaque jour un spot plus étalé, correspondant à une vitesse plus faible (mais dans une gamme beaucoup plus étendue) pendant que l'angle d'incidence reste à peu près le même qu'auparavant ($\theta_{moyenne} = 61.6^\circ$). La vitesse plus faible indique la présence des ondes de surface (des ondes de Rayleigh) et les valeurs des amplitudes beaucoup plus hautes peuvent trouvé leur explication dans le fait qu'il y a beaucoup plus d'ondes de surface que d'ondes de volume qui atteignent le réseau de Parkfield.

Conformément aux figures 5.3 et 5.10, j'ai appliqué le même procédé aux résultats du beamforming à basse fréquence. Commençons par les résultats pour les angles (Fig. 5.15.b).

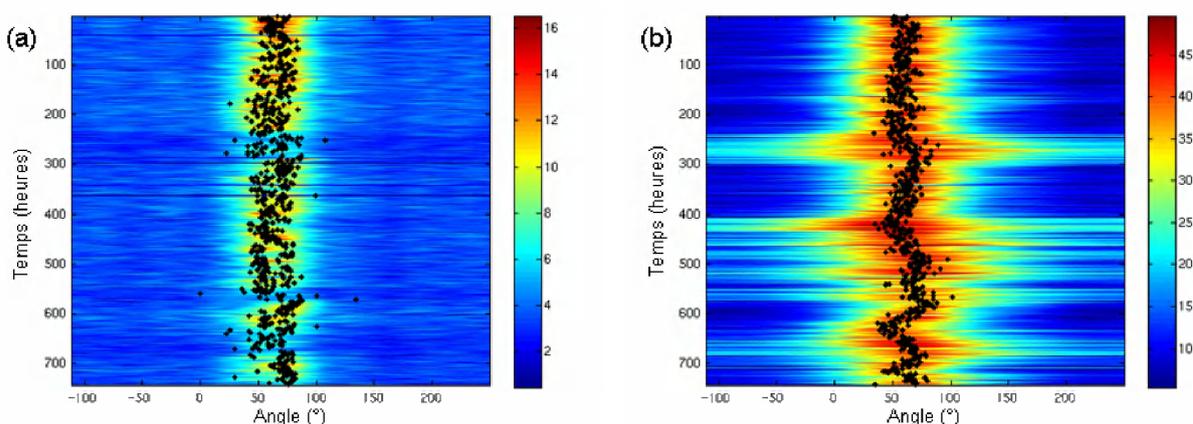


Fig. 5.15: Comparaison des lignes de beamforming (vitesse c_{max} fixe et θ entre 0° et 360°) à haute fréquence (a) et à basse fréquence (b). Remarquons surtout la correspondance entre les zones de moindre amplitude (a) et les zones d'amplitude maximale plus étalées (b). Une décalage de l'axe des angles est réalisée pour des raisons esthétiques.

Il est remarquable qu'il y a de nouveau des zones où la gamme des angles correspondants à l'amplitude maximale est plus étendue. Si on reprend la figure 5.3 pour les hautes fréquences (Fig. 5.15.a), il est frappant qu'il s'agit des mêmes zones de temps. On dirait que là où l'amplitude maximale disparaît pour les hautes fréquences, elle est plus étalée pour les basses fréquences. Remarquons également des valeurs d'amplitudes plus élevées pour le beamforming à basse fréquence.

Quant aux vitesses, on retrouve des amplitudes maximales plus élevées et dans une zone de vitesse plus étendue (Fig. 5.16.b). À nouveau, les mêmes périodes de temps montrent des anomalies par rapport à la tendance générale ; l'amplitude maximale y correspond à une vitesse plus élevée que 3 000 m/s, on a même l'impression que la vitesse y est infinie. Une vérification est faite par une mesure jusqu'à 10 000 m/s, mais le phénomène des vitesses très élevées reste là. Jusqu'à présent, il n'est pas clair d'où vient ces vitesses apparentes très élevées.

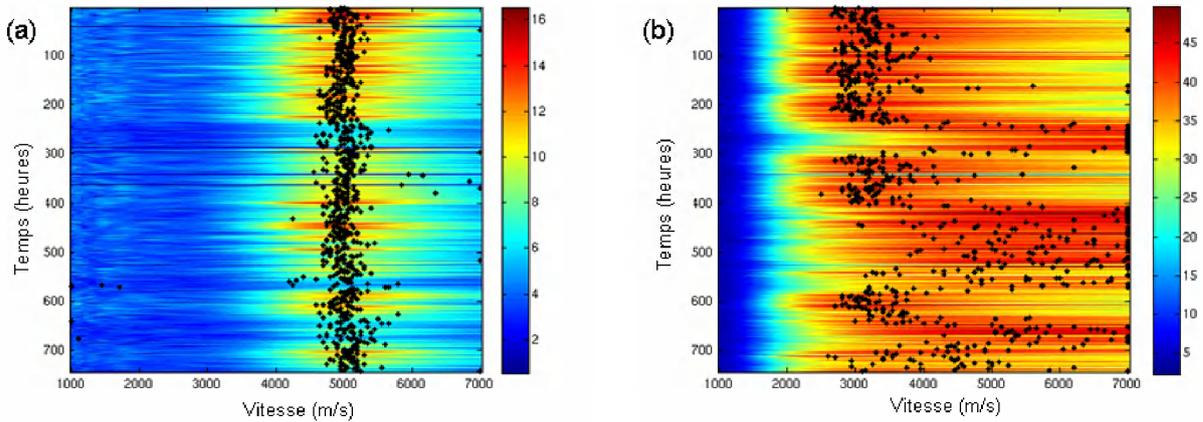


Fig. 5.16: Comparaison des lignes de beamforming (θ_{max} fixe et c varie entre 1 000 et 7 000 m/s) à haute fréquence (a) et à basse fréquence (b). De nouveau, on remarque bien la correspondance entre les zones de moindre amplitude (a) et les zones de vitesses plus élevées (b).

D'ici, on déduit qu'il y a une corrélation entre les amplitudes du beamforming à haute fréquence et à basse fréquence. Par conséquent, l'existence d'une corrélation entre les ondes P et les ondes de Rayleigh est approuvée.

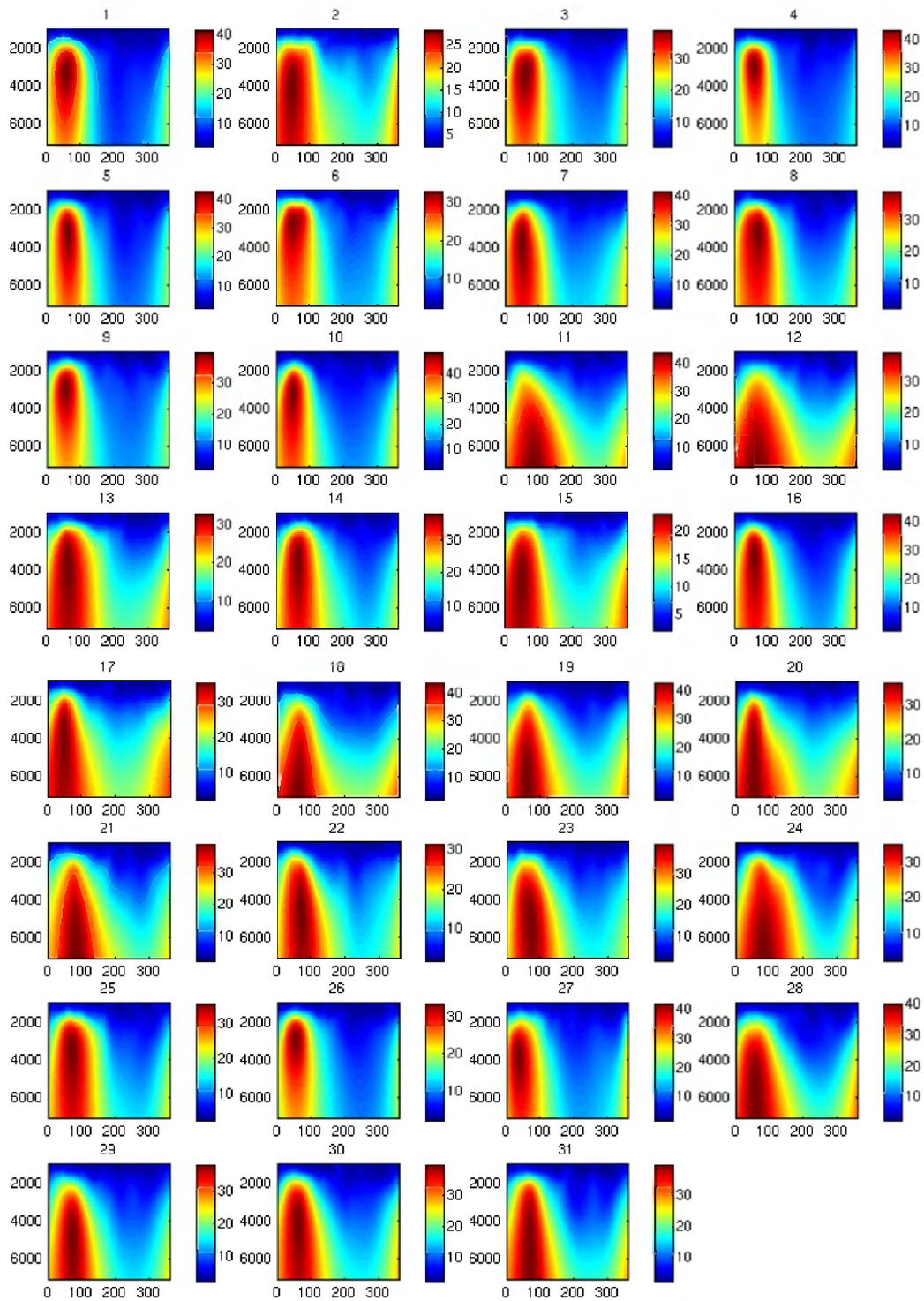


Fig. 5.17: Résultat du beamforming de la composante verticale (BHZ) pour les basses fréquences [0.1 Hz-0.5 Hz] pour la période de 15/01/02 jusqu'à 14/02/02 (l'axe horizontal : angle d'incidence (en °), l'axe vertical : vitesse (en m/s))

Chapitre 6

Conclusions

Cet essai avait pour but l'identification de la source du bruit sismique ambiant enregistré sur le réseau de Parkfield en Californie. Plusieurs procédés ont été utilisés afin de déduire des hypothèses sur la localisation de la source d'une part, et les caractéristiques des ondes sismiques mesurés par les capteurs du réseau d'autre part.

L'application de la cross-corrélation a très vite mené à une source directive provenant de la direction de la côte de la Californie. En plus, le procédé du beamforming a aboutit à un angle d'incidence perpendiculaire à la côte. En tenant compte que les mouvements de l'océan s'adaptent facilement à l'orientation de la côte, les vagues dans l'Océan Pacifique devenaient les meilleurs candidats de la source des tremors. Cette hypothèse a été confirmée en comparant les caractéristiques de ces vagues aux résultats du beamforming.

En même temps, ce même procédé de beamforming a déduit que la vitesse des ondes sismiques enregistrées sur le réseau correspond à la vitesse des ondes P. La méthode de tracé des rais a approuvé ce résultat en disant que ces ondes P ne se propagent sur quelques kilomètres. En raison de leur source locale, un autre phénomène que les vagues de l'océan est nécessaire pour produire des ondes P. À cet effet, les mêmes calculs sont refaits à basse fréquence de sorte qu'une corrélation entre les ondes de Rayleigh et les ondes P est obtenue.

D'ici se déduit notre hypothèse finale ; les ondes de Rayleigh sont nées à cause des microséismes dans l'Océan Pacifique (incités par le mouvement des vagues). En se propageant à la surface de la terre sous forme d'ondes de Rayleigh, elles sont diffractées par des hétérogénéités ; une partie de leur énergie est transformée localement en ondes de volume (ondes P). Étant donné que ces ondes P se propagent surtout vers l'intérieur de la terre, seulement une partie sera captée par le réseau, ce qui explique leur faible valeur d'énergie.

En général, on conclut que le bruit enregistré sur le réseau de Parkfield est originaire d'une source superficielle. La corrélation avec les vagues de l'Océan Pacifique confirme cette conclusion. De cette façon, il ne s'agit pas de tremors non-volcaniques, qui ont des sources internes, mais de microséismes originaires de l'océan qui dominant le bruit sismique ambiant.

Annexe : code MATLAB

Code MATLAB du beamforming

```
% Beamforming heure par heure
clear all
name_dir=['XN/SEED/janvier/'];
name_station_t={'AHAB','BECH','BUZZ','CGAS','CRAB','CRAK','CVCR','DBLT','FLIP',...
    'GLEN','GOBI','GULY','HIDE','ISKK','JETS','KARL','KOOL','LEEP','MOH9','MRED',...
    'NOXV','PAKD','PIES','PIGH','POLE','POND','POST','POWR','PRIS','RAIN','RCKY',...
    'SAGE','STGI','VINE'};
name_channel={'BHZ'};
JD=[15:45]; %jours

% La première partie change la fréquence d'échantillonnage de 40Hz à 10Hz
% et enlève des piques trop hautes des signaux.

for ll=1:length(JD)
    for jj=1:length(name_station_t)
        nom=name_station_t{jj};
        for mm=1:length(name_channel)
            channel=name_channel{mm};
            D=dir([name_dir '2002.0' num2str(JD(ll)) '.*.' nom '..' channel '.*.SAC']);

            % Si le signal d'une journée est coupée en plusieurs parties,
            % elles sont réunies par le procédé ci-dessous.
            for ii=1:length(D)
                name1=D(ii).name;
                toto1=readsac([name_dir name1]);
                if ii==1
                    Fs=1/toto1.tau;
                    Nombre=round(Fs*24*3600+1);
                    time=[0:Nombre-1]/Fs;
                    toto1_final=zeros(Nombre,1);
                    lat=toto1.slat;
                    lon=toto1.slou;
                end
                time_data=[toto1.jr toto1.hr*3600+toto1.mn*60+toto1.sec];
                if time_data(1)<JD
```

```

        time_data(1)=JD;
        time_data(2)=time_data(2)-3600*24;
    end
    [I,J]=min(abs(time-time_data(2)));
    if time_data(2)<0
        points_neg=round(abs(time_data(2))*Fs);
        toto1_final([1:toto1.npts-points_neg])=toto1.trace(points_neg+1:...
            toto1.npts);
    else
        toto1_final(J-1+[1:toto1.npts])=toto1.trace;
    end

    figure(1)
    plot(time(1:J+toto1.npts),toto1_final(1:J+toto1.npts))
    hold on

    clear time_data I J toto1
end

% Enlèvement des piques trop hautes du signal
[C D] = find(toto1_final > 1e8);
toto2 = toto1_final;
toto2(C) = [];
toto1_final(C) = mean(toto2);

% Transformation de la fréquence d'échantillonnage de 40Hz à 10Hz
Fsnew=10;
rapport=round(Fs/Fsnew);
toto=decimate((toto1_final),rapport,3);
time_toto=[0:length(toto)-1]/Fsnew;

figure(2)
plot(time,toto1_final)
pause(0.5)

figure(2)
subplot(3,5,jj)
plot(time_toto,toto,'r');
hold off
pause

eval(['save ' name_dir 'mat/XN_' nom '_' channel '_' num2str(JD(11))...
    '.mat Fs toto1_final toto time time_toto lat lon'])
eval(['!rm ' name_dir '2002.' num2str(JD(11)+181) '.*.' nom '..' channel...
    '.*.SAC'])
clear channel D toto time_toto lat lon toto1_final
end

```

```

clear nom
end
end

% La deuxième partie réalise le procédé de beamforming.

teta=[0:1:360];
cteta = cos(teta*pi/180) ;
steta = sin(teta*pi/180) ;
c=1000:50:7000;
c1 = 1./c ;
heure = [1:24];
beamformer=zeros(length(teta),length(c),length(JD));
nomSave = 'resultat_janvier_tljs_tlh.mat' ;

for lll=1:length(JD)
    for h=1:length(heure)
        for jj=1:length(name_station_t)
            nom = name_station_t{jj};
            for mm=1:length(name_channel)
                channel = name_channel{mm};
                load([name_dir 'mat/XN_' nom '_' channel '_' num2str(JD(lll)) '.mat']);
                Fsnew = Fsnew;
                freq_int=[0.65 1.3];

                % Les données par jour sont filtrées pour la bande de
                % fréquence considérée et divisées en 100 pas.
                Nombre=3600*Fsnew+1;
                freq=0:Fsnew/Nombre:Fsnew*(1-1/Nombre);
                [I,J]=find(freq>freq_int(1) & freq<freq_int(2));
                if (jj==1) & (mm==1)
                    final_before_corre=zeros(Nombre,length(name_station_t),length(name_channel));
                    freq_choisi=freq_int;
                    [mini,indice]=find(freq>freq_choisi(1) & freq<freq_choisi(2));
                    indice=round(linspace(indice(1),indice(end),100));
                end
                latitude(jj)=lat;
                longitude(jj)=lon;

                % Les données sont coupées en 24 parties, pour chaque heure.
                toto=toto((h-1)*round(length(toto)/24)+1:h*round(length(toto)/24));

                if length(toto)>Nombre
                    toto=toto(1:Nombre);
                else
                    toto(length(toto)+1:Nombre)=0;
                end
            end
        end
    end
end

```

```

end
toto_final=zeros(size(toto));

% Le blanchissement du signal
toto=fft(toto);
toto_final(J)=toto(J)./abs(toto(J)).*hanning(length(J)).^0.25;
toto_final=real(ifft(toto_final));

figure(111)
plot(toto_final)
title(num2str(111))
hold on
pause(.1)

% Enlèvement des évènement d'hautes amplitudes
variance=std(toto_final);
[I1,J1]=find(abs(toto_final)>4*variance);
toto_final(I1)=toto_final(I1)./abs(toto_final(I1))*4.*variance;
toto_final(1:50)=0;
toto_final(end-[0:49])=0;

figure(111)
plot(toto_final,'r')
hold off
pause(.1)

final_before_corre(:,jj,mm)=toto_final;
clear toto toto_final toto_filt variance I1 J1
end
end
final_before_corre_fft=fft(final_before_corre,[],1);
vect_data=final_before_corre_fft(indice,:);

% Calculations des positions des différents stations
if lll==1 & h==1
permutation(1:length(name_station_t),1)=1;
permutation(1:length(name_station_t),2)=[1:length(name_station_t)]';
for ii=1:size(permutation,1)
[range(ii),A12,A21]=dist_wh([latitude(permutation(ii,1))...
latitude(permutation(ii,2))],[longitude(permutation(ii,1))...
longitude(permutation(ii,2))]);
if (A12<0)
ang(ii)=360+A12;
else
ang(ii)=A12;
end
end
end
end

```

```

    position(:,1)=[range.*cos(ang*pi/180)]';
    position(:,2)=[range.*sin(ang*pi/180)]';
end

% Calculation du beamforming
for ii=1:length(teta)
    for pp = 1:length(c)
        replica = exp(i*position*[cteta(ii) ; steta(ii)]*2*pi*freq(indice)/c(pp)).' ;
        replica = sum(abs(sum(replica.*vect_data,2)).^2,1) ;
        beamformer(ii,pp,l11) = beamformer(ii,pp,l11) + replica ;
    end
end
beamformer(:,:,l11)=beamformer(:,:,l11)/length(indice);
end
save('-V6',nomSave,'teta','c','beamformer','final_before_corre','vect_data') ;
end

```

Code MATLAB du résolution angulaire

```
clear all
name_dir=['XN/SEED/janvier/mat/'];
name_station={'AHAB','ALEX','BECH','BUZZ','CGAS','CRAB','CRAK','CVCR','DBLT',...
    'FLIP','GLEN','GOBI','GULY','HIDE','ISKK','JETS','KARL','KOOL','LEEP','MOH9',...
    'MRED','NOXV','PAKD','PIES','PIGH','PINE','POLE','POND','POST','POWR','PRIS',...
    'RAIN','RCKY','SAGE','STGI','VINE'};
name_channel={'BHZ'};
JD=20;

% Taille du reseau
N=length(name_station); % Nombre de stations
dx=1000; % Pas entre station

w=2*pi*1; % Frequence centrale du bruit
c=5000; % Vitesse
x=[0:1:N-1]*dx; % Position des capteurs repartis sur une ligne

teta0=68.1; % Angle moyen
teta=[-90+teta0:1:90+teta0];
cteta = cos(teta*pi/180) ;
steta = sin(teta*pi/180) ;

% On prend les signaux de tous les stations d'une seule journée (le jour 20)
ll = 1;
for jj=1:length(name_station)
    nom=name_station{jj};
    for mm=1:length(name_channel)
        channel=name_channel{mm};
        load([name_dir 'XN_' nom '_' channel '_' num2str(JD(ll)) '.mat']);
    end
    latitude(jj)=lat;
    longitude(jj)=lon;
end
permutation(1:length(name_station),1)=1;
permutation(1:length(name_station),2)=[1:length(name_station)]';
for ii=1:size(permutation,1)
    [range(ii),A12,A21]=dist_wh([latitude(permutation(ii,1))...
        latitude(permutation(ii,2))],[longitude(permutation(ii,1))...
        longitude(permutation(ii,2))]);
    if (A12<0)
        ang(ii)=360+A12;
    else
        ang(ii)=A12;
    end
end
end
```

```

position(:,1)=[range.*cos(ang*pi/180)]';
position(:,2)=[range.*sin(ang*pi/180)]';

% Le calcul de la résolution angulaire
for ii=1:size(teta,2)
    beamform(:,ii)=abs(mean(exp(i*w/c*position*[steta(ii) ; cteta(ii)]...
        *(cos(teta(ii)*pi/180)-cos(teta0*pi/180))),1));
end

% Plot
figure
plot(teta,beamform);
xlabel('Angle')
ylabel('Amplitude')
title(['Beamforming dans la direction teta0 = ' num2str(teta0)])
xlim([teta0-90 teta0+90])
grid on;

```

Code MATLAB du tracé des rais

```
clear all
zsource=0;
zreceiver=0;
rfinal=50000;
pas=1;

% Le complément de l'angle de départ
teta0=78.44;

% Le profil de vitesse
depth=linspace(0,3000,301);
tune=200;
Vp_surf=1000;
layer=600;
Vp_fond=6000-Vp_surf;
Vp=Vp_surf+(Vp_fond+tune)*(1-exp(-depth/layer));

pp=spline(depth,Vp);

% Plot du profil de vitesse
figure;
plot(ppval(pp,depth),depth)
grid on
xlabel('Vitesse (m/s)')
ylabel('Profondeur (m)')

options = odeset('Events',@events,'RelTol',1e-4);

for ii=1:length(teta0)
    taux=ii/(length(teta0)-1)*100;
    if rem(taux,10)<pas/2
        disp(['Pourcentage done = ' num2str(taux)])
    end
    z0=[zsource; tan(teta0(ii)*pi/180)];
    rstart=0;
    rout = rstart;
    zout = z0.';
    timeout=0;

    % Le calcul de l'équation différentielle
    [r,z]=ode45(@raymunk,[rstart rfinal],z0,options,pp);
    nt = length(r);
    rout = [rout; r(2:nt)];
    zout = [zout; z(2:nt,:)];
    timeout=[0; cumsum(sqrt(diff(rout).^2+diff(zout(:,1)).^2)...
```

```

./munk(zout(2:end,1),pp)];

% Plot du trace de rai
figure(201)
plot(rout,zout(:,1),'-g')
set(gca,'ydir','reverse');
xlabel('Range (m)')
ylabel('Depth (m)')
xlim([0 rout(end)])
grid on
hold on
pause(.1);

travel_t(ii)=timeout(end);
receive_angle(ii)=atan(zout(end,2));
range_t(ii)=rout(end);
end

```

Bibliographie

- [1] Chang, Tsui-Yu, Chao-Shine Lee, Jean-Claude Sibuet, *Tremor Analysis of OBS Arrays Deployed in Okinawa Trough, 2003*, GEEA at Taitung, November 2005
- [2] François Thouvenot, *Exploration du Globe*, Cours enseigné au Master 1 Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement, UJF Grenoble, Septembre 2005
- [3] <http://quake.wr.usgs.gov/research/parkfield>
- [4] <http://www.icdp-online.de/sites/sanandreas/index/index.html>
- [5] L. Stehly, M. Campillo, N. M. Shapiro, *A Study of the seismic noise from its long range correlation properties*, December 2005
- [6] Nikolai M. Shapiro, Michel Campillo, Laurent Stehly, Michael H. Ritzwoller, *High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise*, Science, Vol. 307, March 2005
- [7] Karim G. Sabra, Peter Gerstoft, Philippe Roux, W. A. Kuperman, Michael C. Fehler *Extracting time-domain Greens function estimates from ambient seismic noise*, Geophysical Research Letters, Vol. 32, 2005
- [8] Nikolai M. Shapiro, Michel Campillo, *Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise*, Geophysical Research Letters, Vol. 31, 2004
- [9] Philippe Roux, Karim G. Sabra, Peter Gerstoft, W. A. Kuperman, Michael C. Fehler *P-waves from cross-correlation of seismic noise*, Geophysical Research Letters, Vol. 32, L19303, October 2005
- [10] <http://www.iris.edu>
- [11] Michel Campillo, Anne Paul, *Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda*, Science, Vol. 299, January 2003
- [12] Philippe Roux, Bruce D. Cornuelle, Karim G. Sabra, Peter Gerstoft, W.A. Kuperman, *P-wave tomography using seismic noise*, 2005
- [13] <http://www.ncedc.org>
- [14] A. Friedrich, F. Kruger, K. Klinge, *Ocean-generated microseismic noise located with the Grafenberg array*, J. Seismol., 2, 1998
- [15] <http://earth.google.com>
- [16] <http://www.ndbc.noaa.gov>
- [17] F. Bleibinhaus, J. A. Hole, T. Ryberg, *Seismic Reflection and Diffraction Imaging of the San Andreas Fault at SAFOD*, AGU Fall Meeting, San Francisco, CA, USA, 2005
- [18] Finn B. Jensen, William A. Kuperman, Michael B. Porter, Henrik Schmidt, *Computational Ocean Acoustics*, American Institute for Physics, 1994