

MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITÉ FERHAT ABBAS-SÉTIF (ALGÉRIE)

THÈSE

Présentée à la Faculté des Sciences

Département de Physique

Pour l'Obtention du Diplôme de

DOCTORAT en SCIENCES

Option : Sismologie

Etude des effets de site dans la ville de Chlef

KHALISSA LAYADI

Soutenue publiquement le 22 Novembre 2017

Devant la commission d'examen

LAYACHI LOUAIL	Président	Professeur à UFA Sétif
ABDELKARIM YELLES-CHAOUCHE	Directeur de thèse	Directeur de recherche CRAAG
FETHI SEMMANE	Co-directeur de thèse	Directeur de recherche CRAAG
ABDESSLAM ABTOUT	Examineur	Directeur de recherche CRAAG
HAMID AFRA	Examineur	Directeur de recherche CNERIB
MOULLEY CHARAF CHABOU	Examineur	Professeur à UFA Sétif

Remerciement

Je tiens tout d'abord à remercier **Monsieur Abdelkarim YELLES-CHAOUICHE**, le Directeur Général du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG), et l'encadreur principal de cette thèse de doctorat en science. Pour la réussite de mon travail de recherche, il avait pris la responsabilité pour répondre aux besoins de mon sujet. Le directeur du CRAAG m'a facilité l'acquisition du matériel sismologique nécessaire et son installation sur le terrain. Mr YELLES-CHAOUICHE m'a donné une bonne opportunité, à travers ce sujet de recherche, pour apprendre de manière professionnelle le processus de la recherche scientifique. L'encadreur principal de la présente thèse m'a soutenu afin de la finaliser par ses encouragements au fur à mesure, ses orientations, propositions et corrections. Je lui suis infiniment reconnaissante et je lui souhaite qu'il récolte toujours des grandes réussites grâce à son esprit très vaste et sa conscience pour pousser la recherche dans notre pays.

Je tiens également à adresser un grand merci à **Monsieur Fethi SEMMANE**, Directeur de Recherche au CRAAG, et le co-encadreur de la présente thèse. Durant toute la durée de la préparation de mon doctorat, plus le bagage scientifique de grande valeur qui m'a transmis, le monsieur m'a appris des importants principes et belles valeurs pour l'objectif de réaliser un travail de recherche de haute qualité. Il m'a donné de son expérience l'essentiel qui me sert comme étudiante et jeune chercheur, soit expérimental et théorique. Il a été toujours pris pour me recevoir dans son bureau pour discuter, orienter et aboutir les idées dans le sens qui aragne tellement le sujet. Par mon intégration dans son projet de recherche, il m'a donné une grande chance pour me fusionner avec l'instrumentation sismologique, pour la première fois, et pratiquer toutes mes connaissances antérieures dans ce domaine. A travers ces lignes, j'espère qu'il trouve toute ma reconnaissance, éternelle.

Je remercie les tous membres de mon jury de soutenance: **Layachi LOUAIL**, *Doyen de la Faculté des Sciences de l'Université Ferhat Abbas*; **Abdesslam ABTOUT**, Directeur de Recherche du CRAAG, et l'encadreur principal de mon mémoire de magister ; **Charaf Chabou MOULLEY**, *Maître de Conférences et Directeur de l'Institut des Sciences de la Terre et Architecture de l'Université Ferhat*

Abbas ; et **Hamid AFRA**, le Directeur Générale du Centre National d' Etudes et de Recherches Intégrées du Bâtiment (CNERIB) ; de s'intéresser et accepter d'examiner mon travail de recherche afin d'augmenter sa valeur et sa qualité à travers leurs conseils et remarques.

Le personnel de la station régionale de Chlef m'a accueilli comme un élément parmi eux, et ils ont tous contribué dans la partie expérimentale de ce sujet. Comme mes capacités sont limitées, et en vue de la longue distance entre ma ville, natale, Sétif, et ma zone d'étude Chlef, le suivi et le contrôle du matériel installé a été toujours pris en charge par eux. Je leur remercie un par un, et je reste toujours ravie à leur servir. Rien qu'un spécial et grand merci, malgré qu'il ne va jamais lire ces mots, va au feu **Mr. Farid CHAOUI**, l'ex -chef de la station régionale de Chlef. Il m'a mis en contact directe avec les directeurs et les responsables de plusieurs établissements publics au niveau de la ville de Chlef pour pouvoir consulter et accéder aux archives et documents primordiales à notre recherche.

Notre matériel séismologique a été installé au niveau de plusieurs établissements étatiques de la ville de Chlef : *Protection Civile ; Ecole Primaire de la Ferme ; Lycée Ali Chihane ; Ecole Primaire du 5 Juillet ; Centre Archéologique ; Lycée Ali Checho ; Ecole Primaire Bel Azzouze ; CEM El Wancharissi*. Je remercie encore une fois leurs directeurs ainsi que leurs personnels pour toutes les facilités et les services accordés. Un spécial remerciement va également aux personnels du **CTC-Alger, CTC-Chlef** et **LNHCO-Chlef**, surtout leurs centres de documentation, pour l'agréable réception et leurs précieuses orientations.

Le service technique du CRAAG nous a garanti, avant et durant l'acquisition des données, un matériel vérifié et doté des éléments nécessaires pour assurer son bon fonctionnement sur le terrain. Je remercie **Athmane BELHEOUANE** et **Azouaou ALILI** pour les manipulations et les expériences recommandées dans un laps de temps cours !

Je remercie tous **mes collègues de la station de Sétif**, spécialement **Zohir RADI** et **Oualid BOULEHIA**, **Issam ABACHA** pour tous les soutiens, et ceux de Constantine particulièrement **Hichem BENDJAMA** pour le coup de main dans certain calcul, aussi dans laps de temps assez cours et **Salim GUETTOUCHE** pour les vérifications et les révisions. Je tiens à remercie mes collègues du service ADSN-

CRAAG, **Mohamed OUAKEDI** et **Mohamed Fadhlallah KHELIF** pour leur aide apporter, et leur disponibilité durant mes séjours au CRAAG. Je remercie mon collègue **Toufik ELGHARES** qui m'a accompagné pendant, pratiquement, toutes mes missions de terrain à Chlef.

ملخص أطروحة الدكتوراه

في هذه الأطروحة العلمية نود دراسة و وصف تأثيرات الموقع من خلال التركيز على مدينة الشلف عن طريق المنهج التجريبي كما أنها تعد كمساهمة في دراسات مشاريع التقسيم الجزئي الزلزالي. في عملنا هذا طبقنا ثلاث طرق: نسب الطيفية التقليدية، والدالة الاستقبال ونسبة (H/V) من الضوضاء في الخلفية (HVSRN). لتوضيح أفضل، قمنا بتركيب شبكة جديدة من 09 محطات الرصد الزلزالي وسجلنا الضوضاء في 111 نقطة قياس عبر جميع أنحاء المنطقة المعنية. تم فحص المعدات المستخدمة للتحقق من صحة قياساتنا في المختبر قبل أن يتم تثبيتها على المنطقة. وبالنظر إلى النشاط الزلزالي الكبير في الشمال الغربي من الجزائر وتواجد محطات سابقة لمدة اطول في المنطقة ، تحصلنا على قاعدة بيانات زلزالية تتكون من 15 حدث زلزالي قياسه يتراوح بين 3.1 و 4.9 على سلم رختر. بعد الحصول على النتائج، لوحظت مجموعتين من تردد التجاوب: الأول هو تواترات أساسية في التردد المنخفض لوحظ في جميع أنحاء منطقة الدراسة، مع سعة متفاوتة، والحد الأقصى يقع في وسط المدينة. المجموعة الثانية هي تواترات اخرى في تواتر عالي، وخاصة في الجزء الشمالي الغربي من المدينة. اضعنا للجزء التجريبي من هذا العمل الحساب النظري لمنحنيات HVSRN من اجل تفسير الأصل الجيولوجي لتحديد الترددات الخاصة. نتائجا تتوافق مع السياق الجيولوجي المحلي لمنطقة الدراسة. أيضا وبعد استغلالنا للمنحنيات التجريبية HVSRN من اجل معرفة التغير في سرعة موجة القص (Vs) بدلالة العمق. لبناء النماذج الأولية اللازمة لهذا النموذج العكسي، اعتبرنا أن البيانات المتاحة، من حيث سرعات الموجة الزلزالية، الكثافة وسمك الطبقات المتحصلة عليها في الدراسات الجيوفيزيائية و الجيوتقنية السابقة. وأظهرت النتائج التي تم الحصول عليها نوعا من التشابه في العصر الرباعي والميوسين. تعتبر هذه المحاولة العكسية قادرة لإجراء تغييرات في الدراسة الأولى للتقسيم الزلزالي الدقيق لمدينة الشلف التي أجريت عام 1984، ذلك أن نتائجا تبين أن الأساس الزلزالي هو العصر الوسيط وليس الميوسين العلوي.

Résumé de la thèse de doctorat

Dans le présent travail, nous étudions la caractérisation des effets de site en se focalisant sur la ville de Chlef, par une approche expérimentale. Cette étude se veut comme une contribution aux projets de microzonage sismique. Nous avons appliqué trois méthodes, celle des rapports spectraux classiques ; la fonction récepteur et le rapport spectral H/V du bruit de fond (HVS RN). Pour une meilleure caractérisation, nous avons installé un réseau temporaire de neuf stations sismologiques et nous avons enregistré le bruit de fond pris sur 111 points de mesure dans la zone d'étude. Le matériel utilisé pour valider nos mesures a été vérifié et examiné dans le laboratoire avant qu'il soit installé sur le terrain. En vue de l'importante activité sismique dans le Nord-Ouest d'Algérie et la longue durée de déploiement de notre réseau sur le terrain, la banque de donnée sismique est constituée de 15 événements de magnitude comprise entre 3.1 et 4.9. Pour les résultats, deux groupes de fréquence de résonance ont été constatés : le premier est celui de la fréquence fondamentale, observé à basse fréquence dans toute la zone d'étude, avec des amplitudes variables dont le maximum a été localisé dans le centre-ville. Le deuxième groupe est celui du second pic de fréquence observé à haute fréquence, particulièrement dans la partie Nord-Ouest de la ville. La partie expérimentale de ce présent travail a été dotée d'un calcul théorique des courbes HVS RN afin d'expliquer l'origine géologique des fréquences propres identifiés du sol. Les résultats obtenus sont cohérents avec le contexte géologique local de la zone d'étude. Dans ce même travail, nous avons exploité les courbes expérimentales HVS RN pour définir la variation des vitesses des ondes de cisaillement (V_s) en fonction de la profondeur, dit profil- V_s par la méthode d'inversion. Pour construire les modèles initiaux nécessaires pour cette inversion, nous avons considéré les données disponibles, en termes de vitesses des ondes sismiques, densités et épaisseurs obtenues par des études géophysiques et géotechniques antérieures à celle-ci. Les résultats obtenus montrent un genre de similitude dans les V_s du Quaternaire et Miocène. Cette tentative d'inversion se considère compétente d'effectuer des modifications dans la première étude de microzonage sismique de la ville de Chlef réalisée en 1984, vu que nos résultats révèlent que le substratum sismique est un Mésozoïque et non pas le Miocène supérieur.

PhD thesis abstract

In the present work, we use an experimental approach to characterize the site effect by focusing on the seismic data from the City of Chlef, Algeria. This research can be considered as a contribution towards the seismic microzonation project. We apply three methods: standard spectral ratio method, receiving function method and the method of H/V spectral ratio of ambient vibration (HVSN). For an optimal characterization, we installed a temporary network of nine seismological stations and recorded the data of ambient vibration at 111 points of measurement in the study area. The instrumentation used to collect our measurements was validated through detailed examination and testing in the laboratory before its field installation. In view of the fact that the important seismic activity occurs in the North-Western part of Algeria and the long duration of our network existence in the field, the database of seismic events consist of 15 earth quakes of local magnitude ranging between 3.1 and 4.9. This resulted in two groups of resonance frequencies that have been found: the first one is the fundamental frequency observed in the lower range in each of the study areas with variable amplitudes, where the maximum is located in the downtown. The second group is of secondary peaks at higher frequencies, particularly in the North-Western part of the city. The experimental part of the present work was endowed with theoretical computation of the HVSRN curves to explain the geological origin of the identified frequencies of the sol. The result obtained was coherent within the local geological context of the study area. Furthermore, we exploited the experimental HVSRN curves to define the variation shear wave velocity (V_s) with depth, called the V_s -profiles, using the inversion method. To build the initial model necessary for this inversion, we considered the available data in terms of seismic wave velocities, densities and thickness obtained by previous geophysical and geotechnical studies. The result obtained showed a kind of similarity in V_s of Quaternary and Miocene deposits. This attempt of inversion can be considered valid and useful in order to incorporate modifications in the first seismic micro-zoning study of Chlef city conducted in 1984. It is because our result revealed an important characteristic of the seismic bedrock - it is Mesozoic and not the upper Miocene.

SOMMAIRE

SOMMAIRE

Introduction générale	(1)
------------------------------	-----

Chapitre I : Les effets de site : Etat-de-l'art

Introduction	(7)
I.1. L'origine des effets de site	(10)
I.1.1. Effets de site d'origine topographique	(10)
I.1.2. Effets de site d'origine lithologique	(13)
I.1.2.1. Effets de site lithologiques unidimensionnels "1D"	(13)
I.1.2.2. Effets de site de 2D et 3D	(15)
I.2. Les approches d'estimation des effets de site	(19)
I.2.1. Les méthodes numériques	(20)
I.2.2. Les techniques expérimentales	(22)
I.2.1. Rapport spectral classique	(24)
I.2.2. Fonction récepteur	(27)
I.2.3. La technique H/V-bruit de fond	(30)
I.3. La mise en résonance des structures par un séisme et les effets de ville	(37)
I.4. Les effets de site non-linéaires	(39)
I.5. Quelques observations sur les effets de site pour des cas d'études en Algérie	(42)

SOMMAIRE

I.5.1. Evaluation des effets de site après le séisme d'El Asnam en 1980	(42)
I.5.2. Evaluation des effets de site après le séisme de Boumerdès en 2003	(43)
Conclusion	(45)

Chapitre II : Contexte géologique et urbain de la ville de Chlef

Introduction	(46)
II.1. Le bassin du Bas-Chélif	(48)
II.1.1. Aspect géologique	(48)
II.1.2. Aspect séismotectonique	(50)
II.1.2.1. La faille active d'Oued Fodda (ou faille d'El Asnam)	(51)
II.1.2.2. La zone de failles actives d'Oued Allalah-Ténès	(52)
II.1.2.3. La zone faillée probablement active de la vallée du Bas-Chélif	(52)
II.1.2.4. La faille probablement active de Bled Baheri Karouch	(53)
II.1.2.5. La zone faillée en mer	(53)
II.1.3. Le séisme d'El Asnam, le 10 octobre 1980	(54)
II.2. la ville de Chlef	(56)
II.2.1. Aspect géologique et géotechnique	(56)
II.2.2. Tissu urbain de la ville de Chlef avant et après le séisme d'El Asnam	(60)
II.3. Analyse d'aléa sismique local de la ville de Chlef	(64)
Conclusion	(66)

SOMMAIRE

Chapitre III : Méthodologie de traitement des données de séismes et du bruit ambiant

Introduction	(67)
III.1. La mise en place et description du réseau temporaire installé dans la ville de Chlef	(67)
III.1.1. Caractéristiques du réseau	(68)
III.1.2. Données sismiques collectées au niveau de la ville de Chlef	(70)
III.1.3. Sélection des données sismiques en fonction du SNR	(74)
III.2. Etapes primordiales avant le calcul des rapports spectraux des séismes	(76)
III.2.1. Choix de la station référence pour la méthode SSR	(76)
III.2.2. Homogénéisation des amplitudes spectrales	(77)
III.2.2.1. Estimation de l'unité physique du mouvement du sol après son acquisition	(80)
III.2.2.2. La fonction de transfert d'un capteur sismique	(83)
III.2.2.3. Suppression de la réponse instrumentale	(84)
III.3. Le bruit instrumental	(87)
III.4. Choix et traitement de la donnée	(88)
III.4.1. La donnée sismique	(88)
III.4.2. La donnée du bruit ambiant	(90)
III.5. Calcul théorique de la courbe HVSRN	(93)
Conclusion	(95)

SOMMAIRE

Chapitre 4: Site-Effects Investigation in the City of Chlef (Formerly El-Asnam), Algeria, Using Earthquake and Ambient Vibration Data

Introduction	(96)
Abstract	(97)
1. Introduction	(97)
2. Geologic Setting and Past Earthquakes	(98)
3. Temporary Seismic Network and Data	(99)
3.1. Earthquake Data	(100)
3.2. Ambient Vibration Data	(100)
4. Soil-Profile Models	(101)
5. Methods and Results	(102)
5.1. Spectral Ratio Estimates Using Experimental Techniques	(102)
5.1.1. H/V Spectral Ratios Using Ambient Vibration Data	(102)
5.1.2. Standard Spectral Ratio Technique	(103)
5.1.3. Receiver Function Technique	(105)
5.2. Theoretical HVSRN Curves	(106)
6. Discussion	(108)
7. Conclusions	(109)
Acknowledgments	(110)
References	(111)

Chapitre V

Structure de vitesse par inversion des courbes HVSRN

Introduction	(113)
V.1. Les courbes HVSRN expérimentales	(114)

SOMMAIRE

V.2. Zonage en fonction de la courbe HVSRN observée	(114)
V.3. Courbes théoriques	(115)
V.4. Inversion HVSRN	(117)
V.5. Résultats et Discussion	(120)
Conclusion	(123)
Discussion générale	(124)
Conclusion générale	(131)
Liste des Figures et Tableaux	(134)
Bibliographie	(139)
Annexe A	
Annexe B	
Annexe C	

Introduction générale

L'effet des séismes sur les sols et le bâti des agglomérations ne dépend pas uniquement de la magnitude et de la distance épacentrale d'un évènement, mais aussi des caractéristiques géologiques, géotechniques et topographiques des milieux traversés par les ondes sismiques. En effet, l'énergie rayonnée par la source sismique se propageant sous forme d'ondes élastiques, subit au fil de son parcours et en s'éloignant du foyer sismique une atténuation inélastique traduit par la décroissance de l'amplitude. Lors de cette propagation dans la croûte terrestre, milieu hétérogène et anisotrope, le signal sismique subit aussi des modifications dues aux conditions locales des milieux traversés. Ces modifications se manifestent par : - l'apparition de changements dans la directivité des ondes sismiques, - la conversion des modes sismiques, - le piégeage des ondes sismiques dans certains milieux spécifiques conduisant à une réduction de la vitesse de propagation des ondes, une augmentation de leur amplitude, la prolongation de la durée du signal sismique et le changement du contenu fréquentiel. Ce phénomène de modification des ondes sismiques, liées aux conditions locales, est connu plus communément par « effets de site ».

Le phénomène des effets de site qui se traduit par l'interaction locale entre les ondes sismiques et les couches superficielles traversées est observé sur les effets de destruction sur les constructions et les infrastructures. Son importance se mesure directement sur le terrain. Généralement, cette interaction s'accompagne de phénomènes induits, tels que la liquéfaction, les glissements de terrain, les tassements... Ces phénomènes constituent des déformations irréversibles, puisqu'après une atténuation totale de l'onde sismique, les terrains superficiels présentent un changement de leur caractéristique hydro-géotechnique initiale. Dans ce cas, apparait une relation non linéaire entre vibration sismique et déplacement du sol.

Les effets de site se manifestent par l'amplification de l'excitation sismique initiale, sous des conditions locales spécifiques du milieu. Le phénomène peut être réversible, (c.-à-d. après l'atténuation sismique totale, le sol garde ses mêmes caractéristiques hydro-géotechniques initiales), représenté par une déformation élastique du milieu. Si les contraintes sismiques sont importantes par rapport à la résistance du sol, la déformation élastique atteint sa limite pour passer à une déformation plastique et/ou la rupture. Dans ce cas l'interaction devient irréversible.

Introduction générale

Les effets de site ne sont pas observables directement sur le terrain, comme c'est le cas pour les effets induits. Ils sont détectables par : - la comparaison des niveaux de dommage engendré par un évènement sismique dans un tissu urbain, - par son calcul ou estimation. Cette dernière est représentée par une fonction de transfert correspondant à l'amplification ou la réponse du sol. En convoluant cette fonction avec le signal sismique initial qui excite les couches superficielles, cette fonction modifie le signal résultant en termes d'amplitude, durée et contenu fréquentiel.

Un réseau d'immeubles d'une agglomération, est considéré le plus souvent hétérogène du point de vue des périodes propres de construction, T_0 , mais aussi par sa structure. Secoué par un ébranlement, il interagit différemment avec le déplacement du sol entraînant par conséquence la déformation des constructions. Les buildings, dont la période T_0 est proche ou égale à la période prédominante du signal sismique modifié par la fonction de transfert du sol, sont donc exposés à une destruction certaine par rapport au reste des immeubles moins vulnérables, on parle du phénomène de résonance. Ceci conduit une construction à tanguer plus lentement et à vibrer plus longtemps entraînant une destruction de l'édifice. La caractérisation de la réponse du sol est donc d'une importance particulière dans la problématique de la réduction du risque sismique. Son estimation consiste en la définition des fréquences propres de résonance et leurs amplitudes correspondantes. Ces fréquences sont variables d'une amplification nulle (spectre plat) jusqu'aux multiples, dans le domaine du génie civil (0.1 jusqu'à 30 Hz).

Pour cartographier les fréquences propres d'un sol par approche numérique, il est nécessaire de préciser : - la nature et l'épaisseur des premières formations rencontrées depuis la surface ; - les conditions hydrogéologiques ; - la forme globale du substratum rocheux. Une telle estimation des effets de site est applicable pour des modèles de sols 1, 2 et 3D. Pour l'approche expérimentale, l'estimation de la fonction de transfert du site par plusieurs méthodes est basée sur l'exploitation de la donnée sismique et celle du bruit de fond. La comparaison entre les approches aboutit à certaines remarques, en termes de précision du résultat obtenu.

L'approche numérique dépend essentiellement du modèle initial considéré pour le site d'investigation (1, 2 ou 3D). Par conséquent, l'estimation de la réponse du sol obtenue est liée à ce modèle directement. Le modèle introduit pour une telle caractérisation doit renseigner à la fois sur la nature et les caractéristiques mécaniques et sismologiques des terrains et la variation bi ou tridimensionnelle du substratum. Généralement, dans les applications du génie

Introduction générale

civil pour le calcul sismique, la modélisation 1D est, la plus souvent, utilisée pour une profondeur des formations superficielles, généralement de 30 mètres, ou un peu plus juste immédiatement après la rencontre du substratum rocheux. L'estimation des effets de site par cette méthode reste approximative. Pour imager avec précision le sous-sol, les méthodes géophysiques (sismique, résistivité électrique, gravimétrie...) donnent des informations suffisantes, mais leur application dans les zones urbaines reste une mission difficile.

Puisqu'il est souvent impossible d'effectuer des mesures de faible profondeur pour chaque projet de réalisation d'ouvrage, les méthodes expérimentales qui ne nécessitent pas d'introduire des données initiales pour l'estimation des effets de site sont une solution fiable pour les études de microzonage sismique. La donnée utile est enregistrable par une (ou des) station(s) sismique(s) installée(s) dans la zone d'étude. Une bonne utilisation de ces méthodes assure l'obtention d'un bon résultat. Pour atteindre cet objectif, la donnée exploitable doit être fiable à partir : - du matériel utilisé pour son acquisition et sa manipulation, - des conditions de son enregistrement, et enfin - du calcul de la réponse du sol. Le point important dans les méthodes expérimentales reste l'interprétation détaillée des résultats obtenus. Si celle-ci est négligée, cela peut avoir des conséquences importantes pour faire face à un évènement futur. La connaissance de la réponse du sol exige donc des informations préliminaires sur la géologie locale et la topographie. Ces informations vont permettre de nous renseigner sur le niveau d'aléa présent/potentiel ou nul de l'amplification et la modification du signal sismique.

Les études d'aléa sismique, régionales et locales, en Algérie remontent à 1978 (Mortgat and Shah, 1978). En effet, ces deux auteurs ont abordé pour la première fois uniquement l'aléa sismique régional. Quant à l'étude proprement dite, elle n'a débuté dans notre pays qu'avec l'occurrence du séisme d'El Asnam. Dans cette étude, le cas de ces effets de site recensés dans la ville de Chlef lors du séisme d'Octobre 1980 est présenté.

Les études réalisées (Durville and Meneroud, 1981; Petrovski et al., 1981; Despeyroux, 1984) abordent le phénomène des effets de site de façon préliminaire, ne disposant pas à l'époque d'informations précises sur les formations géologiques néogènes de la ville. En effet, cette connaissance insuffisante à l'époque limitée à la géologie de surface ainsi que la géotechnique de cette ville et de la vallée du Bas-Chélif (forme, du remplissage sédimentaire, substratum...) n'avait pas permis une estimation et une compréhension par approche numérique de la propagation des ondes sismiques incidentes à travers le sous-sol de la ville et son amplification.

Introduction générale

Afin de réduire le risque sismique dans la région de Chlef, une étude de microzonage a été lancée quelques années après la survenue du séisme de 1980 au niveau des zones touchées (Projet WCC, 1984). En sus des phénomènes induits étudiés, une analyse de la réponse spectrale des zones urbaines sélectionnées dans ce projet a été effectuée. Dans cette analyse, la modification du signal sismique par les couches superficielles d'épaisseur atteignant les 50 mètres et reposant sur un substratum Miocène a été estimée par une approche numérique unidimensionnelle.

Dans cette thèse, nous contribuons à l'étude de microzonage sismique de la ville de Chlef par l'estimation, par approche expérimentale, des effets de site et la cartographie des fréquences de résonance et leurs amplitudes correspondantes. Dans cette étude qui reste la première du genre, nous appliquons dans notre zone d'étude trois méthodes expérimentales. Les deux premières méthodes utilisent les événements sismiques comme données, nous parlons ainsi de technique des rapports classiques (Borcherdt, 1970) et celle de la fonction récepteur (Langston, 1979). La troisième technique quant à elle est celle du rapport H/V qui utilise la donnée du bruit de fond (Nogoshi and Igarashi, 1970; Nakamura, 1989).

Notre premier travail dans cette thèse a consisté à collecter plusieurs documents essentiels sur la géologie et la géotechnique locale détaillé de notre zone d'étude. Nous avons par ailleurs installé dans notre zone d'étude un réseau temporaire de neuf stations sismologiques en donnant au centre ville de Chlef une attention particulière par l'installation de deux stations. Pour la réussite de notre projet de recherche, nous avons installé deux autres stations sur le substratum de la ville par nécessité de la méthode des rapports spectraux classiques. La base de données sur les paramètres géologiques, géométriques et sismologiques du sous-sol de la ville concernant les formations les plus superficielles est apparue insuffisante pour l'interprétation des résultats obtenus, en termes de fonctions d'amplification des sites d'investigations. Pour expliquer l'origine des fréquences d'amplification identifiées par notre approche expérimentale appliquée, nous avons donc essayé de calculer des courbes théoriques des rapports H/V des sites et de les comparer avec celles obtenues par l'expérimentation, et ceci en exploitant toutes les données disponibles et nécessaires pour une telle analyse. Les résultats obtenus ont été satisfaisants pour l'interprétation de notre cartographie en fréquence d'amplification.

La rédaction de cette thèse est organisée en plusieurs chapitres qui sont :

Introduction générale

- ✚ **Chapitre I** : Il est consacré aux rappels théoriques sur l'origine du phénomène d'effets de site, ainsi que les approches possibles pour sa caractérisation, les limites de chaque méthode et les contraintes possibles à rencontrer. Aussi, nous avons consacré une grande partie de ce chapitre aux méthodes utilisées dans la présente étude. Nous avons également mis en exergue l'importance des effets de site dans notre pays dans la prise en compte dans les règles de construction parasismique, essentiellement après les deux séismes d'El Asnam, et celui de Boumerdès.
- ✚ **Chapitre II** : Il est consacré à la zone d'étude, la ville de Chlef et à faire une présentation de ses caractéristiques du point de vue géologique, sismique, urbanisme ainsi que le contexte sismotectonique régional.
- ✚ **Chapitre III** : Il est consacré au recueil des données sismiques, bruit de fond et géotechnique pour estimer les effets de site dans notre zone d'étude. Nous présentons le réseau temporaire de stations sismologiques, son installation, type de matériel utilisé, la donnée sismique collectée et le critère utilisé pour sélectionner les événements utiles pour l'estimation des fonctions de transfert. Dans ce chapitre, nous donnons un intérêt pour l'instrumentation sismologique avant d'exploiter la donnée sismique enregistrée. En sus, trois annexes A, B et C sont présentés pour la compréhension et la manipulation de l'instrumentation utilisée.
- ✚ **Chapitre IV** : Les différents résultats obtenus en termes d'estimation des effets de site dans la ville de Chlef par les trois méthodes expérimentales sont détaillés dans ce chapitre. Pour pouvoir interpréter et expliquer l'origine de l'amplification observée à basse et haute fréquence et la différence entre les résultats obtenus par les différentes techniques, nous présentons le calcul théorique réalisé pour la zone d'étude. Ce chapitre a fait l'objet d'une publication scientifique dans la revue du « *Bulletin of the Seismological Society of America* ».
- ✚ **Chapitre V** : Celui-ci est consacré à la connaissance de la structure en vitesse des ondes S (V_s) pour les formations géologiques profondes, puisque celle-ci reste un élément clé pour les études de microzonage, l'un des objectifs majeurs à envisager dans le futur. Dans ce chapitre, et à partir de l'introduction des paramètres initiaux de vitesse des ondes sismiques, les épaisseurs des couches

Introduction générale

sédimentaires et les densités, recueillis dans le Chapitre III, et l'exploitation des résultats obtenus dans le Chapitre IV, la variation de V_s en fonction de profondeur de zone d'étude est déterminée par l'application de la méthode d'inversion des courbes H/V expérimentales. Les résultats obtenus de cette structuration profonde en V_s va pouvoir entraîner des modifications considérables dans la carte de microzonage élaborée en 1984.

✚ **Discussion générale** : Dans cette partie, nous discutons nos résultats obtenus, les comparaisons entre méthodes effectuées, entre données, entre mouvement vibratoire horizontal et vertical, ainsi que l'apport de ces nouveaux résultats par rapport aux autres études antérieures. Nous discutons aussi l'originalité des amplifications observées dans la ville de Chlef liée aux effets de site 2 ou 3D observés dans la ville et occasionnés par la forme du substratum du bassin. Nous discutons également dans cette partie les résultats obtenus en termes de structure en V_s par le calcul des fonctions de transfert théoriques des sites étudiés en les comparant avec celles du WCC (1984).

✚ **Conclusion générale** : Nous concluons par une mise en évidence des résultats obtenus pour notre région d'étude et leurs relations avec le contexte géologique local existant. Nous montrons leur importance dans la prise en compte dans le calcul parasismique, car c'est pour la première fois qu'est dévoilée la réponse de site à basse fréquence par l'approche expérimentale. Ce résultat apparaît impossible par approche numérique surtout lorsque les données du sous-sol restent superficielles.

Chapitre I

Les effets de site : Etat-de-l'art

Introduction

Le séisme n'est dangereux pour les vies humaines qu'à travers ses effets destructeurs sur les constructions en raison de la mauvaise conception et réalisation des différents types d'ouvrages. Les effets destructeurs correspondent à des effets induits par le tremblement de terre à travers la propagation des ondes sismiques dans les couches superficielles. L'interaction entre le mouvement du sol provoquée par le séisme et les caractéristiques géologiques, géotechniques et topographiques locales génère ces effets induits. Parmi les plus dangereux, confirmés par les observations sur les terrains dans différentes régions du monde: *la liquéfaction, le glissement de terrain, le tsunami et les effets de site*. Pour réduire le risque de ces phénomènes naturels sur les agglomérations, les études de microzonage sismique apparaissent les mieux adaptées. En effet, ces études examinent en détail les probabilités (ou les aléas) d'occurrence ainsi que les périodes de retour d'un séisme de magnitude donnée capable de générer ces effets induits. Ces études sont en fait la prise en compte de plusieurs paramètres que sont l'aléa régional, les aléas locaux et la vulnérabilité. Les études de microzonage sismique pour un site donné sont constamment actualisées du fait :

- ✓ De l'occurrence de séismes de magnitude supérieure à celles considérées lors des études antérieures. Comme exemple on peut citer celui du séisme de Boumerdès en 2003 (Peláez et al., 2005) ;
- ✓ De la découverte de nouvelles sources sismiques dans les régions étudiées ;
- ✓ De l'amélioration des lois d'atténuation ;
- ✓ De la mise à jour des catalogues de sismicité ainsi que leur révision en termes de magnitude, localisation. Comme exemple pour l'Algérie, l'étude récente de Harbi et al. (2010).

L'objectif principal de toutes ces analyses est la mise à jour, pour un pays donné, de sa réglementation parasismique.

Les phénomènes induits par un séisme augmentent, donc, les dégâts occasionnés, ainsi que leurs distributions spatiales. L'exemple en est l'effet de site, qui reste un phénomène bien identifié par les observations macrosismiques au vu de l'ampleur des dégâts dans certaines

zones loin de la région épiscopentrale. Ce phénomène s'explique généralement par la prolongation de la durée d'une secousse tellurique dans un site donné et par l'amplification de l'amplitude des ondes sismiques. Cette amplification s'accompagne d'un changement du contenu fréquentiel du signal, en comparaison d'un signal sismique obtenu en un site voisin stable. Cette modification de la sollicitation sismique par les couches sédimentaires est connue depuis 1898 (Field et al., 1997). Sur la Figure I.1, nous présentons une comparaison entre des accélérogrammes d'un même séisme enregistré par des stations sismologiques distribuées le long d'un profil géologique. L'amplification se produit à cause du piégeage par réflexions multiples d'ondes sismiques en raison de conditions topographiques ou géomorphologiques spéciales.

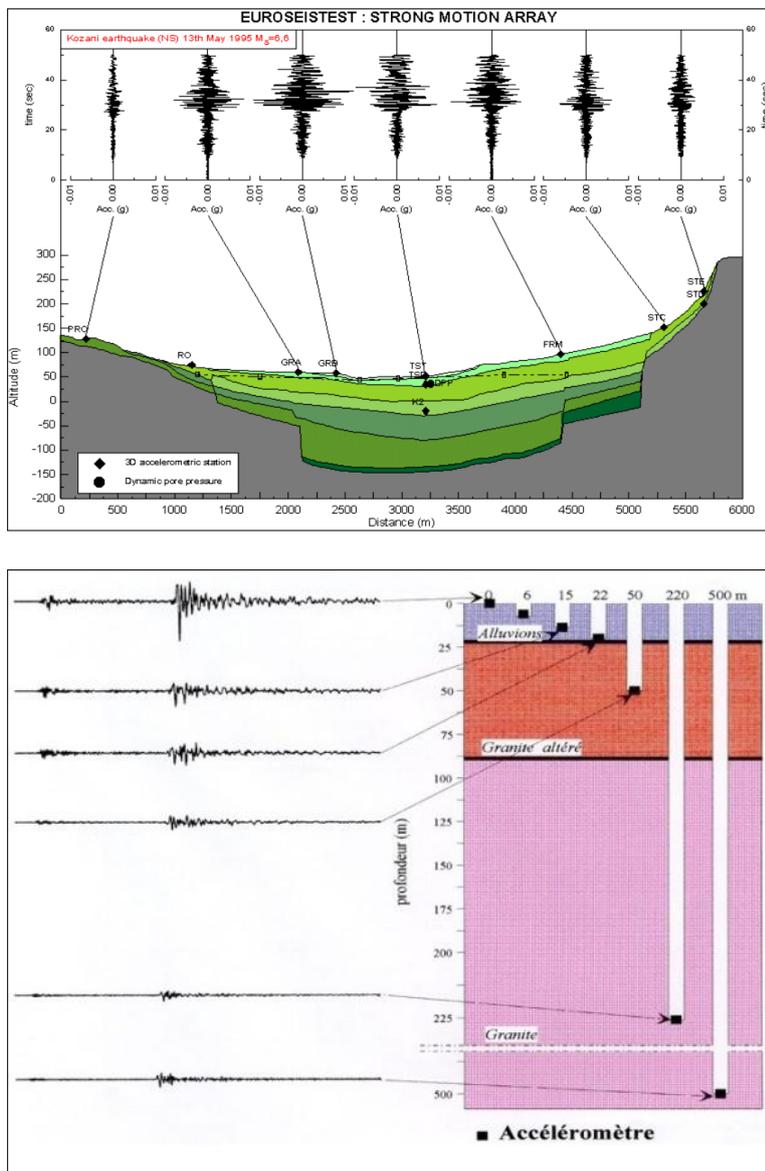


Figure I.1. En haut, accélérogrammes (N-S) du séisme Kozani en 1995, enregistrés à la surface par différentes stations sismologiques au bassin du Site-Test européen de Volvi (Grèce) (d'après <http://euroseis.civil.auth.gr/>); en bas, comparaison des accélérations enregistrées à la surface et à différentes profondeurs de la vallée du Garner (USA).

L'effet de site référence est celui qui s'est produit lors du fameux séisme dit de Mexico en 1985 (Figure I.2) (Seed and Sun, 1989; Gutierrez et al., 1992). La Figure I.2 montre l'expression de cet effet de site qui s'est produit alors. En effet le point SCT, situé dans le bassin à 400 km de l'épicentre et présentant une élévation de 2200 m, a montré un signal piégé et amplifié en comparaison avec celui enregistré au point UNAM qui montre lui un signal qui s'atténue avec la distance à l'épicentre. A la lumière des séismes récents, nous citons d'autres cas des effets de site observés : Loma Prieta (San Francisco) en 1989 (Seekins et Boatwright, 1991; Borchardt, 1994) ; Kobe (Japon) en 1995 (Iwata et al., 1996; Kawase, 1996) ; Izmit (Turquie) en 1999 (Meremonte et al., 2000; Özel et al., 2002; Ergin et al., 2004) ; Yogyakarta (Indonésie) en 2006 (Walter et al., 2008) ; Niigata (Japon) en 2004 et 2007 (Sakai et al., 2006; Pulido And Matsuoka, 2006; Sawada et al., 2008).

Nous développons dans ce chapitre l'origine du phénomène et les différentes approches pour son estimation. Un intérêt spécial est accordé aux techniques expérimentales utilisées dans la présente étude, suivi par la présentation d'un bref rappel mathématique.

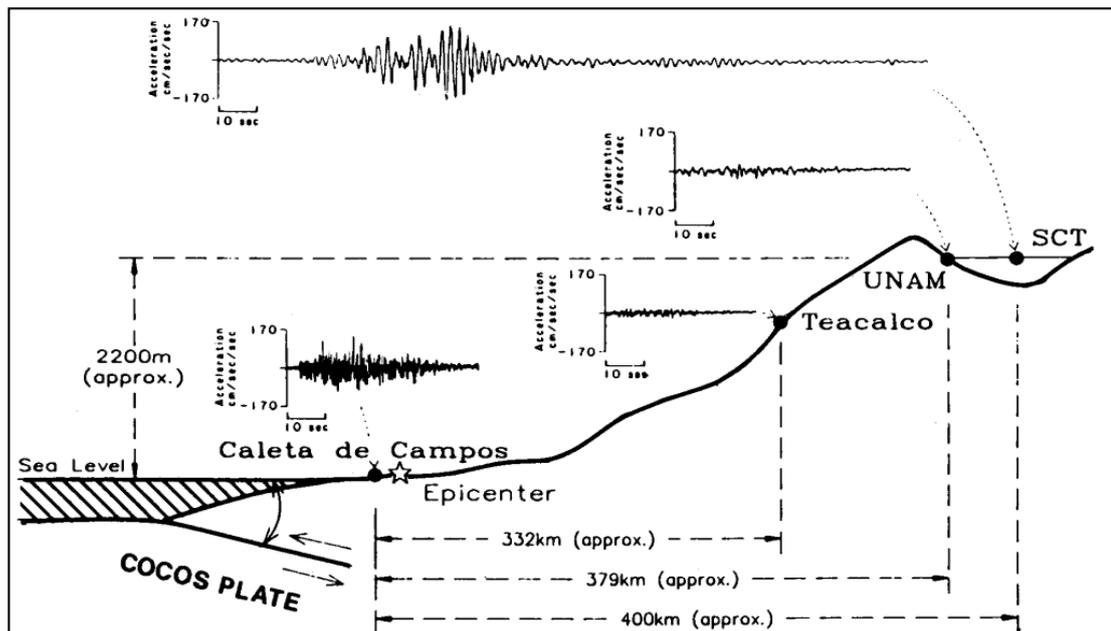


Figure I.2. Enregistrement du tremblement de terre de Michoacán (1985, $M_w=8.0$) de la côte pacifique jusqu'à Mexico (extrait de Jongmans, 1989).

I.1. L'origine des effets de site

Il est connu actuellement que deux grandes catégories d'effets de site existent et mises en évidence: ce sont l'effet topographique et l'effet géologique. Naganoh et al. (1993) illustrent dans la Figure I.3 les différents exemples qui occasionnent des amplifications locales dues aux irrégularités de surface et couches superficielles. Nous présentons ci dessous les caractères physiques détaillés de chacun des deux types énoncés plus haut.

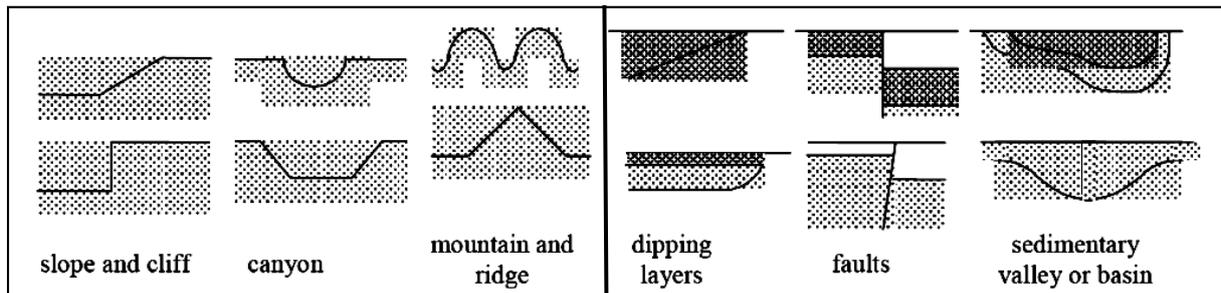


Figure I.3. Présentation de différents exemples induisant une amplification locale. Gauche : des irrégularités de surface (topographique) ; droite : des irrégularités du sous-sol (géologique) (extrait de Naganoh et al., 1993).

I.1.1. Effets de site d'origine topographique

Après des séismes importants, on constate que les constructions implantées sur les sommets des falaises subissent des dommages importants par rapport à celles situées aux pieds des reliefs convexes. Nous citons quelques exemples de séismes récents où des agglomérations ont été touchées sévèrement par ce type d'effets de site : Tokachi (Japon) en 1968, Kozani (Grèce) en 1995, Friuli (Italie) en 1976, Irpinia (Italie) en 1980, Chili en 1985. La Figure I.4 montre un exemple d'anomalie dans la distribution spatiale des dégâts après le séisme d'Irpinia (Italie) en 1980.

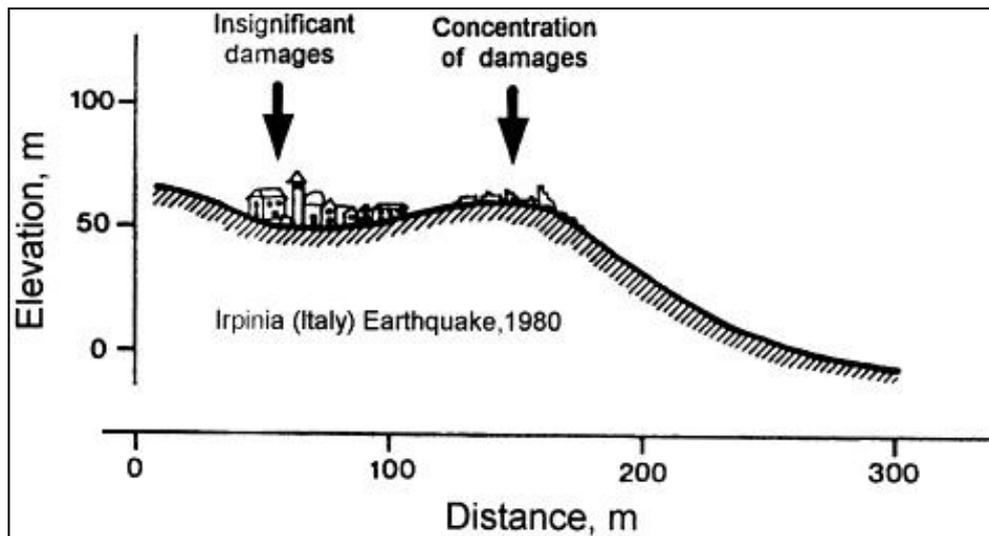


Figure I.4. Effet de la topographie de surface sur la répartition des dommages lors du séisme d'Irpinia (Italie) de 1980 (extrait de Castellani et al., 1982).

Nous présentons ci-dessous un schéma simplifié d'effets de site dus à une irrégularité géométrique de la surface du sol (Figure I.5-a, colline triangulaire). Dans les milieux homogènes, le changement de direction des rais ne peut intervenir qu'à l'occasion de réflexions sur des surfaces libres : leur tracé particulièrement simple permet de comprendre l'effet de site topographique, c.-à-d. les amplifications du mouvement souvent constatées près de reliefs. Un flux de rayons sismiques **R1**, **R2** et **R3** attaquant la colline triangulaire de sommet **S**, atteint le point **P** après des réflexions successives (selon les lois de Snell-Descartes), alors que le rai **D** atteint le point **P** en incidence directe. Il en résulte que suivant la position de **P**, ces 4 rais vont s'ajouter s'ils sont en phase ou se compenser s'il y a une opposition de phase. Donc l'amplitude de mouvement en **P** va être soit amplifiée soit réduite.

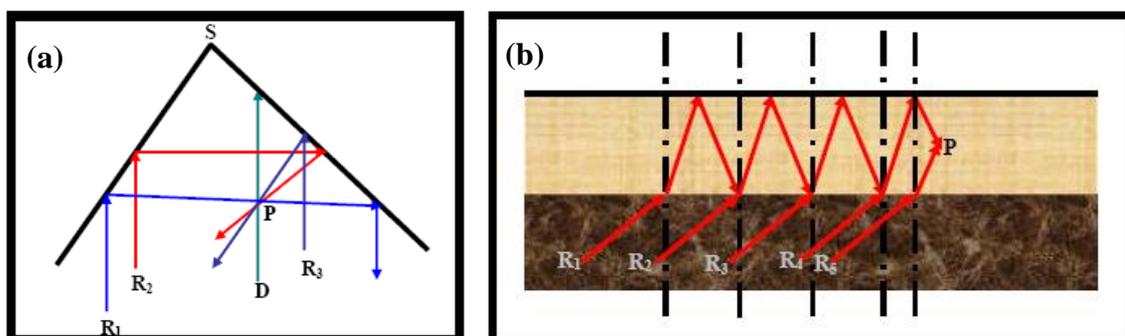


Figure I.5. Piégeage des ondes mécaniques selon la méthode d'optique généralisée de Snell-Descartes : dans une colline triangulaire de sommet **S** (à gauche) (voir aussi [Sanchez-Sesma, 1985 et 1990]) et dans une couche sédimentaire (à droite).

Pour caractériser les effets de site topographiques, les facteurs suivants sont à étudier (Nguyen, 2005) :

- Le type d'onde incidente : ondes de volume P, SH et SV ; ondes de surface de Rayleigh ;
- La direction de propagation de l'onde incidente ;
- Les caractéristiques mécaniques du sol : module de Young, coefficient de Poisson;
- Les dimensions et la forme d'irrégularité topographique : généralement caractérisées par une hauteur H et une demi-largeur L ;
- Le contenu fréquentiel du signal incident.

L'amplification sismique peut être estimée approximativement par la relation linéaire suivante (Di Fiore, 2010):

$$SA(\Phi) = 0.02 * \Phi + 1.10 \quad (\text{I. 1})$$

Φ est l'angle de pente, compris entre 10 et 41°, comme il est illustré sur la Figure I.6.

L'amplification atteint son maximum dans la bande de fréquence comprise entre 4-16 Hz, pour un angle de pente variant entre 28° et 41° (Di Fiore, 2010). Plus de détails sur les phénomènes physiques à l'origine de l'effet de site topographique (dimension, forme, caractéristiques mécaniques du sol...) sont rappelés dans Reinoso et al. (1997), Bard and Riepl-Thomas (2000), Bouckovalas and Papadimitriou (2005).

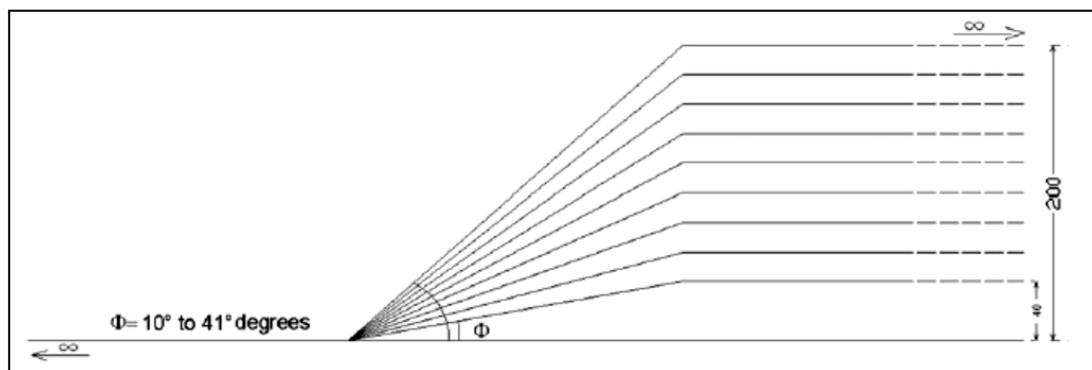


Figure I.6. Modèle synthétique utilisé par Di Fiore (2010) pour estimer les effets de site sismiques dus à la topographie.

I.1.2. Effets de site d'origine lithologique

Les effets de site liés à la géologie locale du site sont attribués à deux phénomènes physiques:

I.1.2.1. Effets de site lithologiques unidimensionnels "1D"

Ils sont définis comme la résonance verticale des ondes de volume entre le sol sédimentaire et le sol rigide (substratum), et sont issus de la présence du contraste d'impédance marqué entre ces deux milieux. Ce phénomène est appelé aussi *effet géo-mécanique (ou stratigraphique)* (Figure I.7). Dans ce cas on considère que la variation de l'épaisseur de couche sédimentaire est négligeable, ainsi que les propriétés mécaniques. Dans sa simple illustration c'est une couche sédimentaire horizontale homogène qui repose sur un substratum rocheux. Sur la Figure I.5-b, nous montrons le piégeage des ondes sismiques (énergie piégée) entre la couche sédimentaire, incidentes du substratum rocheux par le principe des réflexions successives sur l'interface entre eux. La modélisation "1D" est traditionnellement appliquée dans l'ingénierie pour estimer les effets de site, en se basant sur les relations suivantes :

$$f_0 = \frac{V_{s_s}}{4H} \quad (\text{I. 2})$$

$$A = \frac{\rho_r \cdot V_{s_r}}{\rho_s \cdot V_{s_s}} \quad (\text{I. 3})$$

$$f_n = f_0(2n + 1) \quad (\text{I. 4})$$

Avec :

f_0 : la fréquence fondamentale (ou prédominante) de la structure géologique (ou le remplissage sédimentaire) ;

V_s : la vitesse des ondes S ;

ρ : la densité volumique ;

H : l'épaisseur de la couche sédimentaire ;

A : le facteur d'amplification, I/A : rapport d'impédance ;

f_n : fréquence des modes supérieurs ;

n : entier 1, 2, 3...

Les indices r et s correspondent au rocher (substratum) et le remplissage de la couche sédimentaire, respectivement.

Ces relations sont caractéristiques pour une couche sédimentaire où l'amortissement est nul. En cas d'amortissement, les formules de la fonction de transfert sont données dans Gatmiri (2005) et Modaressi (2005).

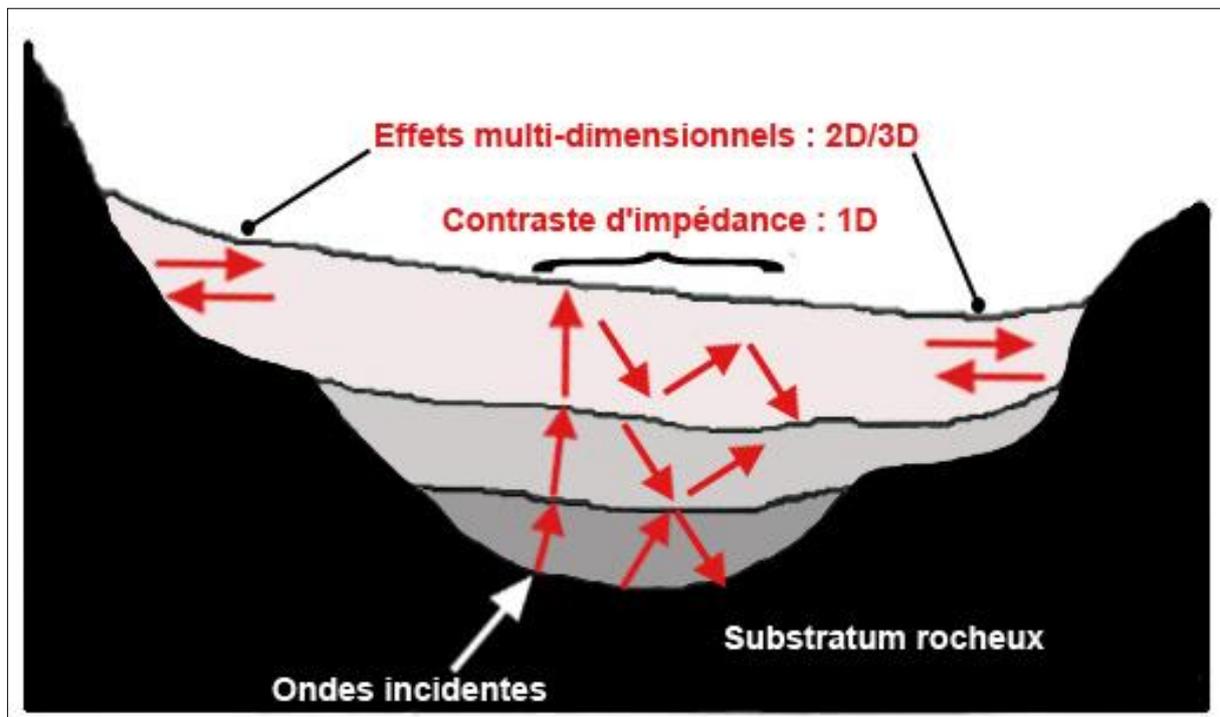


Figure I.7. Complexité des effets de site : effet de 1D (contraste d'impédance) et effet 2D (ou 3D ; effets multidimensionnels) (extrait modifié de Lussou (2001)).

Dans le cas d'une superposition de plusieurs couches sédimentaires reposant sur le substratum rocheux, la V_s caractérisant le remplissage sédimentaire est donnée par la relation suivante :

$$\bar{V}_s = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{si}}} \quad (\text{I. 5})$$

Avec :

h_i : l'épaisseur de la couche sédimentaire élémentaire ;

V_{si} : la vitesse des ondes S dans la couche sédimentaire élémentaire ;

n : le nombre des couches sédimentaires élémentaires surmontant le substratum rocheux ;

i : l'indice de la couche sédimentaire élémentaire.

En cas d'amortissement ζ , la relation (I. 3) qui exprime le facteur l'amplification devient :

$$A = \frac{\rho_r \cdot V_{s_r}^*}{\rho_s \cdot V_{s_s}^*} \quad (\text{I. 6})$$

V_s^* est la vitesse des ondes S donnée par la valeur complexe suivante:

$$V_s^* = V_s \cdot (1 + i\zeta) \quad (\text{I. 7})$$

I.1.2.2. Effets de site de 2D et 3D

Il est connu que le calcul unidimensionnel de la fonction de transfert du site, entre la base du remplissage sédimentaire et la surface libre, est local, c.-à-d. qu'on considère que le site est isolé de l'influence des ondes incidentes émises par leur réflexion sur les bords des bassins sédimentaires, et soumis qu'au champ d'onde incident par sa réflexion sur l'interface sédiment/rocher. Les variations de l'épaisseur du remplissage sédimentaire dans un bassin ne sont pas cependant négligeables en raison d'irrégularités souterraines, et même les propriétés mécaniques (module de cisaillement, coefficient de Poisson ...) et sismologiques (V_s et la densité volumique).

Il est clair selon la Figure I.7 que la résonance du bassin n'est pas seulement due aux réflexions successives des ondes sur les interfaces entre les couches des sédiments et le substratum (contraste d'impédance), mais aussi à l'autre flux d'ondes incidentes, due à leurs réflexions sur les bords du remplissage sédimentaire. Par exemple, la génération d'ondes de surface à partir des ondes de volumes, à leur tour se trouvent piéger dans le remplissage sédimentaire. On appelle cela les *effets multidimensionnels* ou *géométriques* (effet 2D, 3D) (Figure I.7 et Figure I.8). Donc les deux phénomènes physiques principaux impliqués pour amplifier le mouvement du sol sont : i) le piégeage des ondes de volume à l'intérieur du remplissage par le principe 1D, ii) la génération d'ondes de surface (Love et Rayleigh) par la

conversion des ondes de volume directes (SH, SV et P), par le principe de diffraction. Le phénomène de la diffraction des ondes de volume et la naissance des ondes de surface est dit « effet de bord » (Cháves-García, 2003).

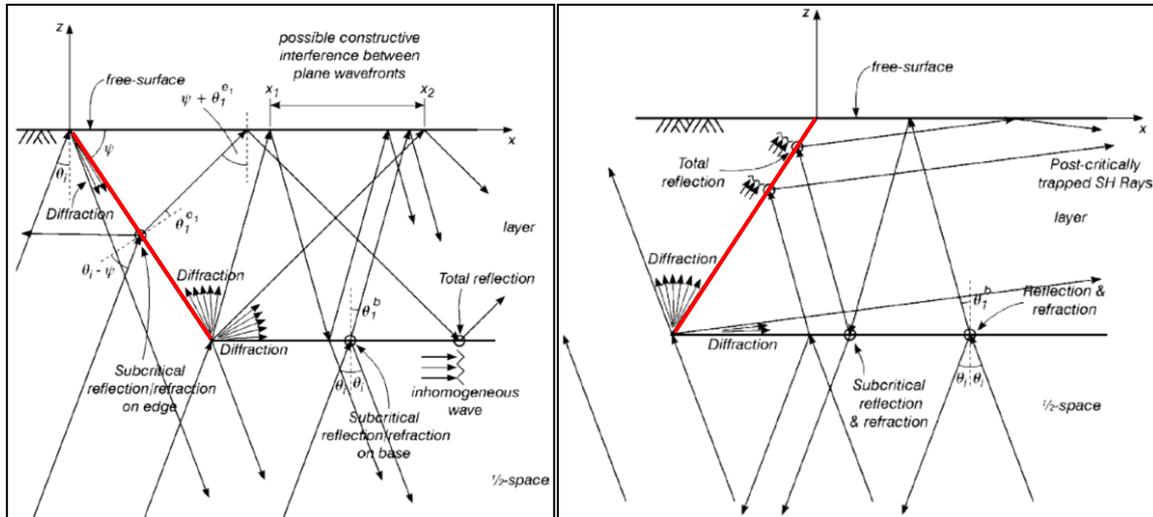


Figure I.8. Le trajet des rais sismiques se propageant dans un demi-espace élastique (1/2-space) arrivés à l'interface avec une couche sédimentaire homogène horizontale et au bord en pente par une incidence d'un angle θ_i avec la verticale, pour deux différentes orientations de la pente (ligne rouge ; gauche et droite) (extrait et modifié d'Adams (2000)).

Les effets de bords n'ont pas été pris en compte rapidement dans l'estimation des effets de site, mais leur importance est apparue après les séismes de Northridge (1994) et Kobe (1995). En effet, Kawase (1996) explique les graves dommages produits sur les terrains sédimentaires de la ville de Kobe adjacente au bord du bassin par le phénomène de la conversion d'ondes de volume (l'onde S direct) en une onde de surface (Rayleigh), occasionnés par le séisme de Hyogo-ken Nambu (Kobe), le 17 Janvier 1995. La fréquence fondamentale du bassin sédimentaire avec des irrégularités du milieu sous-jacent est contrôlée par la hauteur H et la demi-largeur L de la vallée. Bard and Bouchon (1985) ont montré par une mesure paramétrique que trois modes de résonance sont mis en évidence dans la vallée (Figure I.9), selon le type des ondes de volume incidentes P, SH ou SV :

$$f_0^P \approx f_{h0}^P \sqrt{1 + \left(\frac{H}{L}\right)^2} \tag{I. 8}$$

$$f_0^{SV} \approx f_{h0}^{SV} \sqrt{1 + \left(\frac{2,9.H}{L}\right)^2} \tag{I. 9}$$

$$f_0^{SH} \approx f_{h0}^{SH} \sqrt{1 + \left(\frac{2.H}{L}\right)^2} \quad (\text{I. 10})$$

f_{h0} est la fréquence fondamentale du bassin sédimentaire, considéré symétrique, au point milieu ($x/L=0$).

Ces formules ont montré ensuite leur fiabilité dans la pratique.

Plusieurs facteurs influencent l'amplification et la durée du mouvement sismique en surface (Semblat et al., 2002 ; Semblat et al., 2005 ; Kham et al., 2013). L'étude paramétrique de Nguyen (2005), examinant l'influence de plusieurs facteurs, a dégagé les conclusions suivantes:

- Contenu fréquentiel de l'excitation : ce facteur joue un rôle primordial dans la réponse sismique de la vallée. Quand la fréquence dominante du signal sismique d'excitation f_c est de l'ordre de la fréquence fondamentale f_0 , l'amplification est maximale dans le remplissage sédimentaire. L'amplification est maximale dans la zone centrale de la vallée et décroît vers ses bords, pour des excitations de basse fréquence (de $f_c < f_0$ jusqu'à $f_c \approx f_0$) (Figure I.10). A haute fréquence (pour $f_c > f_0$), l'amplification est maximale en-dehors du centre de la vallée.
- Contraste d'impédance sédiment/substratum : le mouvement est plus amplifié quand le contraste de l'impédance est plus net (l'inverse de la relation (2) $\gg 1$). La modification du rapport d'impédance correspond au changement automatique de fréquence fondamentale f_0 de la vallée.
- Forme de la vallée : Nguyen (2005) a examiné la réponse sismique sur la composante horizontale et verticale, pour les trois formes de base des vallées (Figure I.11), peu profondes et profondes. L'étude a montré que la forme de la vallée influence la réponse sur chaque composante. La forme demi-elliptique est considéré un cas intermédiaire dans l'amplification entre les deux cas extrêmes, la forme triangulaire et rectangulaire (Figure I.12). La composante horizontale est affectée par une amplification plus importante que la composante verticale.
- Épaisseur de la couche sédimentaire : la profondeur de la vallée sédimentaire affecte automatiquement sa fréquence fondamentale (relations (I. 2), (I. 8), (I. 9) et (I. 10)). L'amplification sur les composantes horizontales est importante dans les vallées profondes, et la composante verticale peut atteindre des valeurs comparables au

mouvement horizontal. En revanche, les vallées profondes allongent la durée du signal incident par rapport à celles peu profondes.

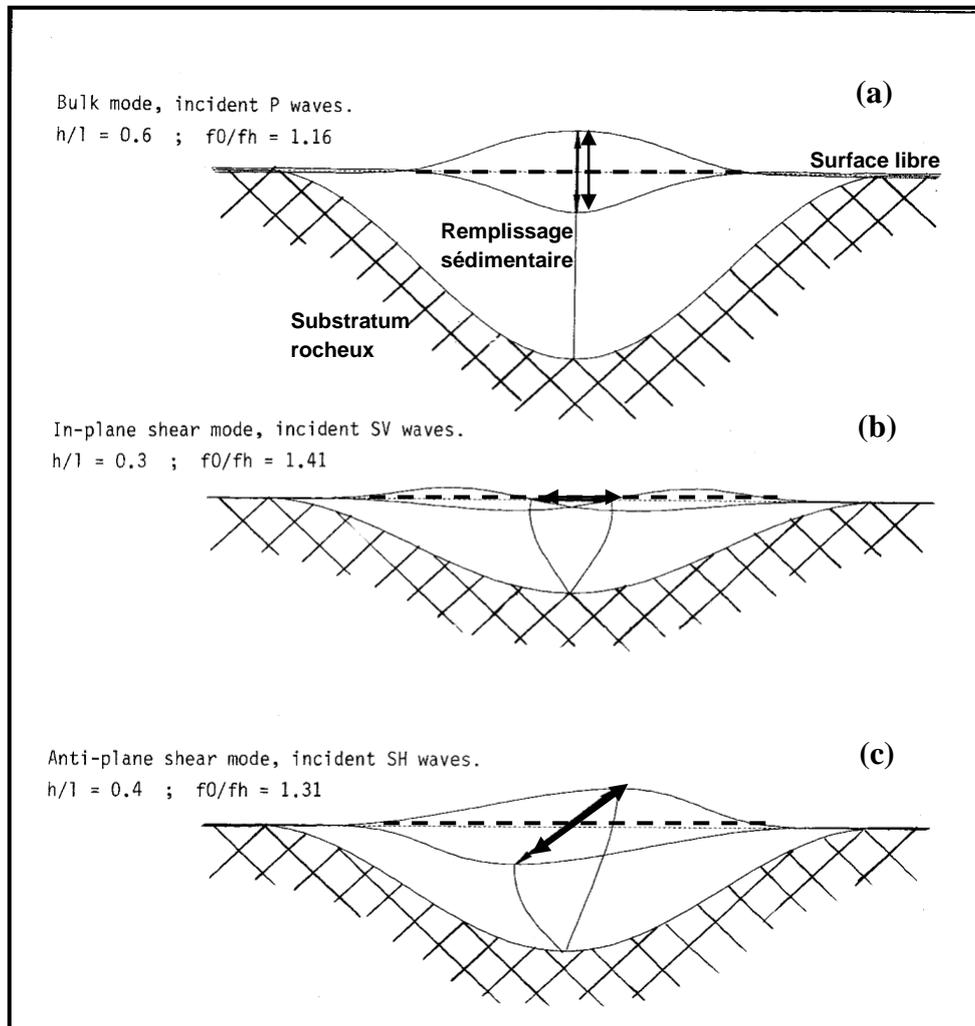


Figure I.9. Illustration des trois modes fondamentaux d'une vallée alluviale de forme sinusoïdale : (a) mode de dilatation/compression pour une excitation de type P, (b) mode de cisaillement pour une excitation de type SV, (c) mode de cisaillement anti-plan pour une excitation de type SH ; La ligne discontinue représente la surface en repos ; Le déplacement maximum sur la surface est représenté en trait plein et flèche, pour le centre de la vallée (extrait de Bard and Bouchon, 1985).

- Effet multicouche de la sédimentation : l'hétérogénéité verticale des propriétés mécaniques de la stratigraphie multicouche de la sédimentation affecte considérablement la réponse en surface de la vallée.

D'autres facteurs peuvent influencer l'amplification et la durée du mouvement sismique dans les vallées : type et direction de propagation de l'onde incidente, la largeur de la vallée, la saturation en eau, la réponse des affleurements rocheux à proximité des vallées...

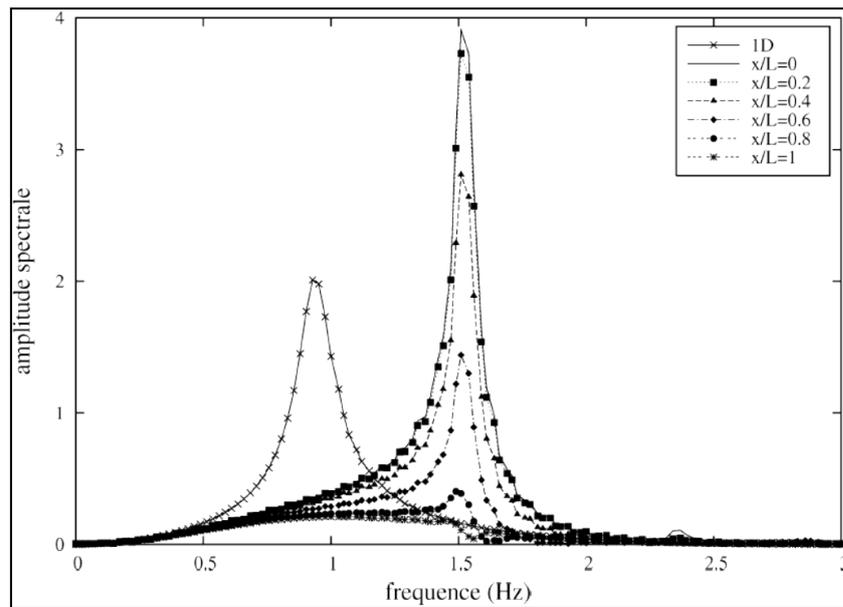


Figure I.10. Comparaison entre l'effet de site 1D et 2D pour une excitation de basse fréquence ($f_c=1$ Hz) pour plusieurs points d'observation à la surface d'une vallée triangulaire ; le spectre de la solution 1D correspond au point au milieu ($x/L=0$) (extrait de Nguyen (2005)).

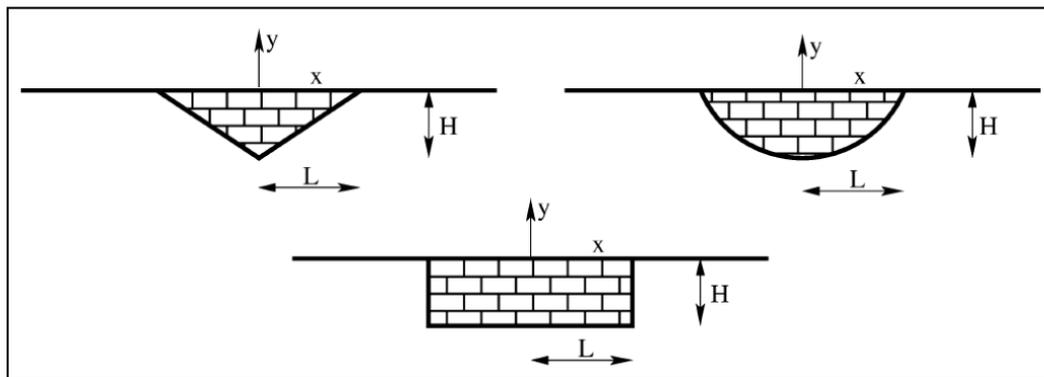


Figure I.11 : Géométrie de différents types de vallées : vallée triangulaire, vallée demi-elliptique et vallée rectangulaire (extrait de Nguyen (2005)).

I.2. Les approches d'estimation des effets de site

Il est devenu clair après l'existence des effets de site que leur prise en compte dans les règlements parasismiques devenait nécessaire. Ainsi pour étudier les amplifications locales dans des villes implantées sur des terrains sédimentaires ou des crêtes, ou pour la réalisation des projets de construction d'importance particulière (exemple : usine de produits chimiques dangereux ou centrale nucléaire), deux approches permettent d'assurer, après une bonne estimation bien sûr, une réduction importante du risque liée aux effets de site. Ce sont : l'approche numérique (ou modale) et l'approche expérimentale. Chaque approche, avec ses méthodes et techniques, présentent des avantages dans l'utilisation et des difficultés dans

l'application. La méthode ou la technique est évaluée efficace ou médiocre selon des critères, parmi les plus importants : quantité et qualité de la donnée demandée. Pour les méthodes numériques, la géométrie et les caractéristiques mécaniques du modèle proposé sont les paramètres les plus importants, en plus des équations mathématiques qui les relient avec les paramètres du mouvement du sol dans le domaine fréquentiel. En revanche, l'approche expérimentale se base principalement sur la donnée des enregistrements des séismes et le bruit de fond.

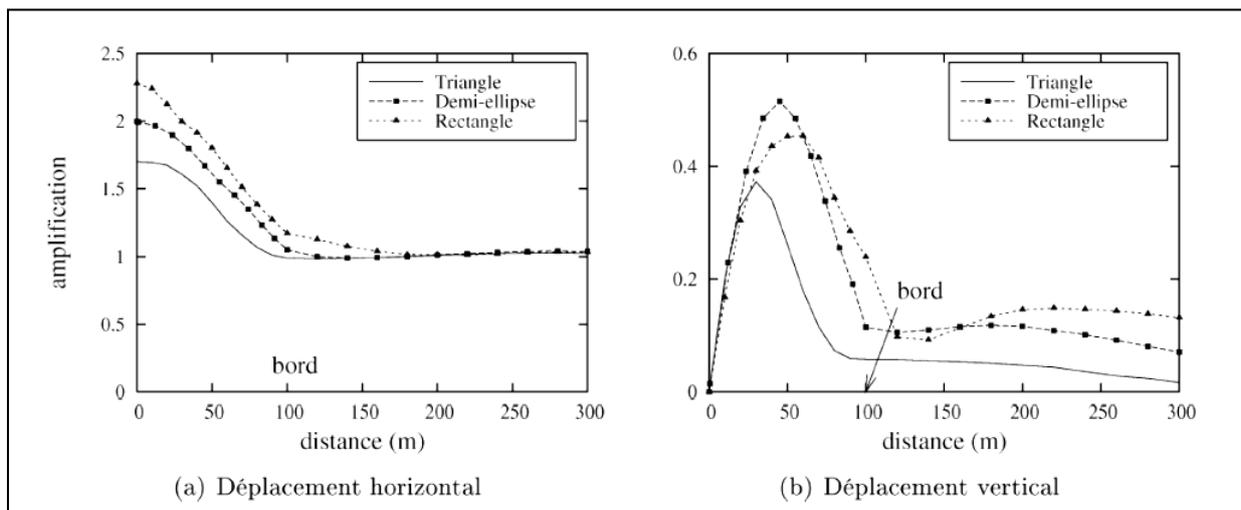


Figure I.12. Effet d'amplification du mouvement du sol en surface des 3 formes de vallées *peu profondes* soumises à une incidence verticale d'un signal haute fréquence des ondes SV (extrait de Nguyen (2005)).

I.2.1. Les méthodes numériques

Il existe plusieurs méthodes numériques pour étudier les effets de site et simuler les phénomènes de propagation des ondes sismiques (dispersion, diffraction, amortissement, conversions de type d'onde...) dans un milieu complexe. Pour les effets de site, ces méthodes fournissent la fréquence fondamentale de la structure géologique (remplissage sédimentaire ou irrégularité géométrique d'une surface de sol) en tenant en compte de sa géométrie bi- ou tridimensionnelle, la variation de l'épaisseur des sédiments ainsi que les limites latérales, et de l'inhomogénéité de ses caractéristiques mécaniques (contraste d'impédance) (Semblat et al., 2000 ; Semblat et al., 2013). Ci-dessous, nous présentons les principales méthodes numériques avec quelques brefs principes généraux :

- *Méthode des éléments frontières (Boundary Element Method ; BEM)* : autorise une description rigoureuse des conditions de radiation mais elle est limitée aux milieux linéaires faiblement hétérogènes (Bonnet, 1999, Dangla, 1989);

- *Méthode des éléments finis (Finite Element Method ; FEM)* : permet de modéliser des géométries complexes et des milieux hétérogènes même à comportement non linéaire (Santisi et al., 2012 ; Joly 1982, Semblat, 1998b) ;
- *Méthode des différences finies (Finite Difference Method ; FDM)* : très précise en élasto-dynamique mais généralement limitée à des géométries simples et des comportements linéaires (Moczo et al., 1993 ; Moczo et al., 2002 ; Virieux 1986) ;
- *Méthode des éléments spectraux (Spectral Element Method ; SEM)* : issue de la méthode FEM et de plus en plus usitée pour analyser la propagation en 2D ou 3D (Faccioli et al., 1997, Komatitsch et al., 1999).

Afin d'obtenir des résultats correctes par le calcul numérique, cohérents avec l'expérimental, ces méthodes demandent d'introduire pour le calcul un modèle précis de la structure géologique. Des investigations géophysiques et géotechniques sont fortement recommandées pour connaître le profil de vitesse des ondes S, la nature des matériaux, la profondeur des sédiments et la taille de la vallée. Le problème majeur dans le calcul numérique réside dans les simplifications réalisées pour les codes de calculs dont on ne mesure pas encore très bien les effets.

La mise en résonance de la structure géologique simulée par chaque méthode se base sur un modèle de maille. La Figure I.13 illustre le maillage (ou le modèle) utilisé dans chaque méthode (FDM, FEM, SEM et BEM). Sur la Figure I.14, nous donnons une illustration graphique des considérations géologique et géométrique (Figure I.14-a) nécessaires pour une estimation correcte des effets de site (Figure I.14-c) d'un bassin sédimentaire au centre de Nice, soumis au calcul numérique par la méthode BEM (Figure I.14-b). Le choix de la méthode la plus adaptée pour l'analyse des effets de site est basé sur l'échelle et la forme du bassin (Delpine, 2007). Le calcul numérique des modélisations 2D ou 3D de toutes les méthodes numériques exige des ordinateurs de capacité de stockage de données élevée (le maillage, les caractéristiques des matériaux, les conditions aux limites, les conditions initiales...) et un temps de calcul significativement long, pour la résolution du système d'équation, d'intégrale et de traitement des résultats.

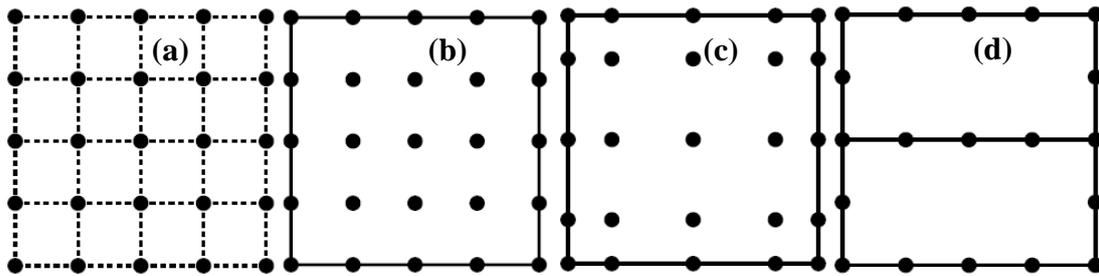


Figure I.13. Diverses modèles utilisés dans les méthodes numériques pour modéliser la propagation des ondes sismiques et estimer les effets de site : (a) FDM, (b) FEM, (c) SEM, (d) BEM (extrait de Semblat and Asce, 2011).

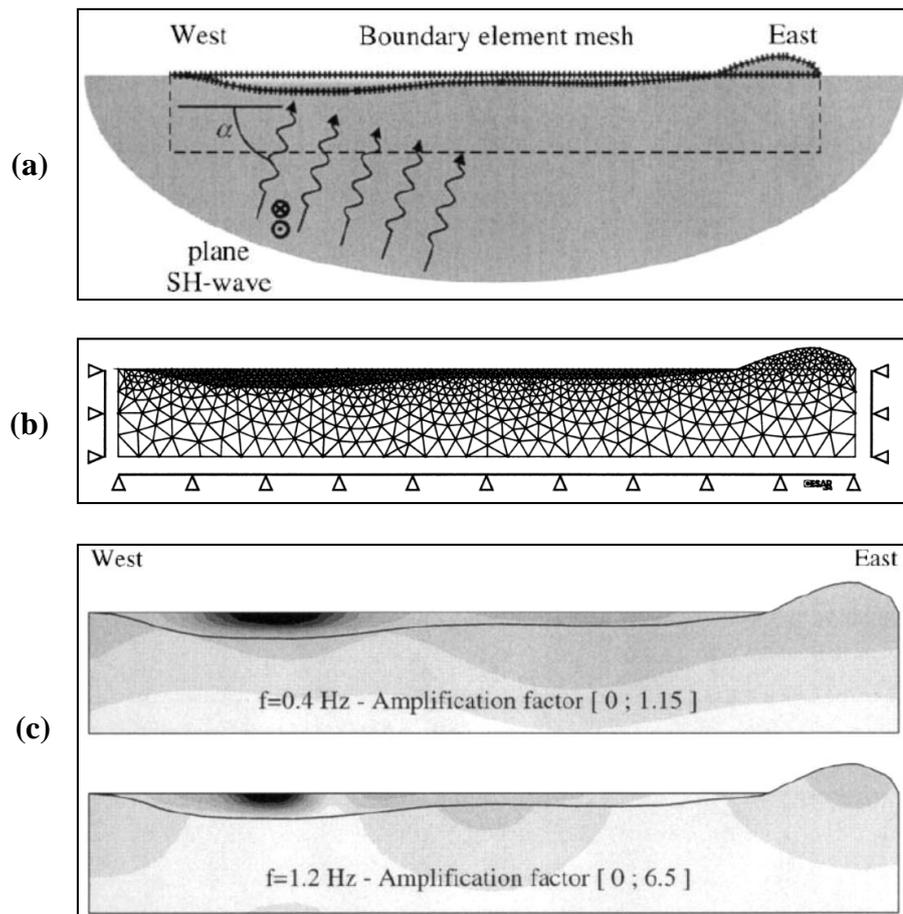


Figure I.14. Présentation des étapes considérées pour le calcul numérique 2D par la méthode BEM d'un bassin sédimentaire au centre de Nice : (a) la ligne discontinue limite géologiquement la zone d'étude de caractéristiques géométriques (substratum limité dans sa base, surmonté par un remplissage sédimentaire de propriétés mécaniques et sismologiques différentes) soumise à une excitation par des ondes de type SH, (b) maillage de la zone d'étude, (c) résultats de la mise en résonance de la zone d'étude, f_0 et A_0 correspond (le noir est le maximum) (extrait de Semblat et al., 2000).

I.2.2. Les techniques expérimentales

Pour l'approche expérimentale, deux essentielles catégories sont utilisées pour estimer la réponse du sol, par la détermination des modes propres d'amplification et leurs facteurs correspondants :

- Estimation expérimentale de la réponse du sol basée sur *l'enregistrement des séismes* ;
- Estimation expérimentale de la réponse du sol basée sur *l'enregistrement du bruit de fond (ou microtremors)*.

Sous l'hypothèse de la modification du signal sismique par l'hétérogénéité des couches superficielles ou les irrégularités de la surface, l'exploitation des séismes de magnitude faible à modérée sert à prévenir contre les catastrophes dues au phénomène des effets de site de grands séismes. Pour cartographier les zones à risque de moyennes et grandes amplifications avec les fréquences propres du sol, l'utilisation des séismes pour cette estimation comporte deux groupes :

1. Estimations des effets de site par le calcul d'un rapport spectral des amplitudes entre même composante de deux sites différents;
2. Estimations des effets de site par le calcul du rapport spectral des amplitudes entre différentes composantes d'un même site.

Les trois composantes d'un enregistrement séismique sont Nord-Sud (NS), Est-Ouest (EW) et verticale (UD). Pour caractériser les effets de site, la donnée sismique exploitée est de différents types, c.-à-d. les séismes peuvent être proches et lointains, alors le choix de la fenêtre ou la phase d'analyse est soumise à plusieurs hypothèses (tout le signal sismique, la phase P ou S, les ondes de la coda...).

L'utilisation de la méthodologie par bruit de fond dans l'identification des fréquences propres des sols est souvent utilisée et a démontré son grand succès. Cela revient à la suppression de plusieurs contraintes rencontrées dans l'analyse par les séismes. L'utilisation du bruit de fond permet lorsque les conditions sont faciles, d'obtenir de bons résultats. Cependant, cette analyse est rendu difficile reflétant parfois une topographie souterraine complexe (Woolery and Street, 2002 ; Bonnefoy-Claudet et al., 2008; Uebayashi et al., 2012) ou un contraste de vitesse faible (Lachet et al., 1996). Nous présentons ci-après un aperçu sur les principes considérés et la méthodologie de calcul utilisée dans les techniques appliquées dans cette thèse :

1. *Rapport spectral classique;*
2. *Fonction récepteur;*
3. *Rapport spectral H/V du bruit de fond.*

I.2.2.1. Rapport spectral classique

La technique des rapports spectraux classiques (*Standard Spectral Ratio* ; SSR) ou site/référence, est considérée comme l'une des méthodes les plus puissantes dans l'estimation des effets de site, par la détermination de la fonction de transfert du site. Récemment, Edwards et al. (2013) ont montré que la méthode spectrale ajustée (*Spectral-Fitting Method*) donne des résultats aussi bons que ceux obtenus par la technique SSR. Cette dernière a été mise en pratique par Borchardt (1970). Son principe est de comparer les enregistrements sismiques d'un même événement enregistré dans un site sédimentaire avec celui d'un bon site rocheux dit site de référence, où aucune amplification ou désamplification locale du signal sismique s'est générée à son niveau. Une telle comparaison s'est montrée sur la Figure I.1.

Le bon site de référence en surface, calme et de topographie plate, doit être de la même nature géologique que le substratum surmonté par le remplissage sédimentaire (Figure I.7), proche au site considéré et en même temps non affecté par les ondes diffractées des couches sédimentaires. La tâche de la recherche d'un site de référence est considérée la première contrainte dans la méthode SSR. Cela revient essentiellement à l'amplification propre dans le rocher de plusieurs origines. On cite par exemple l'amplification due à l'altération ou la présence des fractures à la surface du rocher qui peuvent amener à des amplifications importantes (Steidl et al., 1996) et qui augmentent avec la fréquence (Boore and Jonyner, 1997). Cette altération étant plus faible en profondeur. Steidl et al. (1996) suggèrent donc de mettre la station référence en forage à la base de la couche sédimentaire. Cependant les auteurs rappellent qu'il faudrait tout de même éliminer l'effet du champ d'onde descendant qui cause des interférences destructives. Il n'est évidemment pas possible de creuser un forage sous chaque site étudié. Les travaux suivants sont consacrés pour des études dont le rocher présente des amplifications : Chavez-Garcia et al. (1990), Theodulidis and Bard, (1995), Gagnepain-Beyneix et al. (1995), Siddiqi and Atkinson (2002), Sokolov et al. (2007), Gallipoli et al. (2011).

Le principe du calcul de la fonction de transfert dans la méthode SSR est basé sur la division du sismogramme observé dans le site sédimentaire de la même composante, $O_s(t)$, par celui du site référence (ou le rocher) $O_r(t)$, dans le domaine fréquentiel. Soit $O_r(t)$ et $O_s(t)$ définis par le produit de convolution de plusieurs contributions comme suit :

$$O_r(t) = S_r(t) * P_r(t) * I_r(t) \quad (\text{I. 11})$$

$$O_s(t) = S_s(t) * P_s(t) * I_s(t) * E_s(t) \quad (\text{I. 12})$$

Avec :

$S_i(t)$: fonction de source ;

$P_i(t)$: fonction de propagation entre la source et le site ;

$I_i(t)$: la réponse instrumentale de l'ensemble capteur/digitaliseur;

$E_i(t)$: l'effet de site ;

i : l'indice « r » ou « s », selon le point d'observation.

La répartition de ces paramètres est montrée sur la Figure I.15. Sachant que dans le domaine fréquentiel le produit de convolution se transforme en une multiplication simple. En faisant introduire l'algorithme de la transformée de Fourier rapide (*Fast Fourier Transform*, FFT) sur les relations (I. 11) et (I. 12) on obtient les amplitudes spectrales suivantes:

$$O_r(f) = S_r(f) \cdot P_r(f) \cdot I_r(f) \quad (\text{I. 13})$$

$$O_s(f) = S_s(f) \cdot P_s(f) \cdot I_s(f) \cdot E_s(f) \quad (\text{I. 14})$$

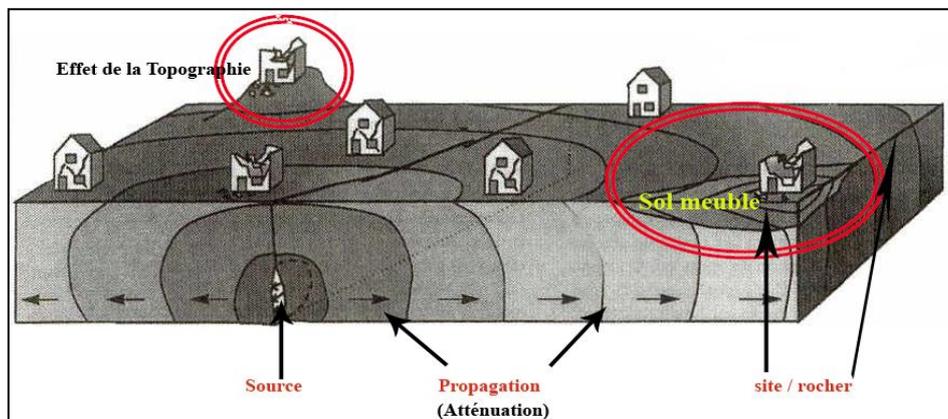


Figure I.15. La répartition des paramètres membres de la technique site/référence.

Les différentes fonctions, dans le domaine fréquentiel, sont données comme suit :

- La fonction de source $S(f)$:

$$S(f) = CM_0D(M_0, f) \quad (\text{I. 15})$$

C : une constante dépend de la faille (Boore and Boatwright, 1984) ;

M_0 : le moment sismique (Aki, 1966 ; Kanamori, 1977) ;

$D(M_0, f)$: le spectre de déplacement de la source (Boatwright and Choy, 1992; Atkinson and Boore, 1995; Joyner, 1997).

- La fonction de propagation $P(f)$:

$$P(f) = Z(R) \exp[-\pi f R / Q(f) c_Q] \quad (\text{I. 16})$$

R : la distance la plus proche de la surface de rupture (km) ;

c_Q : la vitesse sismique utilisée dans la détermination de $Q(f)$;

$Q(f)$: l'atténuation sismique, donnée par exemple par $680 * f^{0.38}$;

$Z(R)$: la propagation géométrique (pour exemple voir : Atkinson and Boore, 1995 ; Frankel et al., 1996). Pour une source ponctuelle prise pour le cas des séismes profonds ou les dimensions de la source sismique sont négligeables par rapport à la profondeur qui va jusqu'à 700 km, les propagations sont de type sphérique, et pour une source dont la géométrie est bien connue (séisme superficiel), les propagations sont de type cylindrique (Figure I.16).

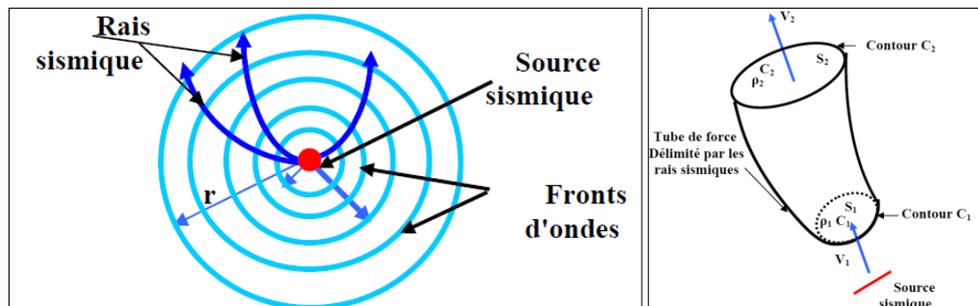


Figure I.16. A droite : Divergence des rais sismiques et augmentation de la surface des fronts d'ondes dans le cas d'une source ponctuelle ; à gauche : Divergence des rais sismiques et augmentation de la surface des fronts d'ondes dans le cas d'une source linéaire.

- La réponse instrumentale $I(f)$:

Pour comparer entre deux sismogrammes d'un même séisme enregistré dans deux différents sites dotés par différents types de station séismologique (on parle du couplage capteur+digitaliseur), la considération de la réponse instrumentale (ou la fonction de transfert

du capteur+digitaliseur) est nécessaire. Dans le Chapitre III, nous développons en détail tous les paramètres nécessaires pour sa définition et les différentes approches pour sa suppression.

Pour un même séisme enregistré dans le site sédimentaire et le site référence, les effets de la source sont les mêmes ($S_r(f) = S_s(f)$). Quand la distance séparant le site sédimentaire et le site référence est négligeable devant la distance épical du séisme, les fonctions de propagation sont les mêmes ($P_r(f) = P_s(f)$). Pour une même chaîne d'acquisition (capteur/numériseur) utilisée pour l'enregistrement du séisme, les réponses instrumentales sont les mêmes ($I_r(f) = I_s(f)$). Si les chaînes sont différentes, on peut corriger chaque sismogramme par la suppression de la réponse instrumentale, par sa déconvolution. L'estimation des effets de site $E_s(f)$ est obtenue par la division des amplitudes spectrales de chaque composante (EW, NS et Z) du site sédimentaire par celle du site référence, et donnée comme suit :

$$E_{s/EW_NS_Z}(f) = \frac{O_{s/EW_NS_Z}(f)}{O_{r/EW_NS_Z}(f)} \quad (\text{I. 17})$$

I.2.2.2. Fonction récepteur

Pour les zones où le remplissage sédimentaire est étendu, impliquant une distance non négligeable entre site-référence et les distances épicales des séismes, l'application de la méthode SSR est irréalisable. La méthode de fonction récepteur (*Receiver Function* ; RF ou *non-reference site technique*) est recommandée. La technique a été appliquée premièrement pour déterminer la structure en vitesse de la croûte et le manteau supérieur par l'utilisation des ondes P des télé-séismes d'une incidence quasi-verticale (Langston, 1977 et 1979), par la division de la composante horizontale sur la composante verticale (H/V) d'un même enregistrement sismique dans le site d'investigation. Concernant l'hypothèse indiquant que les ondes S sur la composante verticale sont moins affectées par les amplifications locales générées par les couches superficielles à leur fréquence de résonance, Lermo and Chavez-Garcia (1993) proposaient de déterminer les effets de site pour des échelles plus petites. Cette première application considère trois différents sites à Mexico, et les résultats sont très similaires à ceux de la méthode SSR. Le principe de la méthode RF se base sur la même théorie de la méthode du rapport spectral H/V du bruit de fond ou Nakamura (1989).

Theodulidis and Bard (1995) et Theodulidis et al. (1994) ont montré que la fonction de transfert déterminée par RF reste stable quelque soit le mouvement du sol initial (input) provoqué par un séisme fort ou faible (l'influence du PGA). Cette fonction est moins sensible à plusieurs paramètres des séismes sélectionnés tels que la magnitude, la distance épacentrale, l'azimut, la profondeur et l'angle d'incidence (Ducellier et al., 2013). L'application de la méthode RF par l'utilisation des ondes P a conduit à des résultats différents (Field and Jacob, 1994). Kawase et al. (2011) ont comparé la fonction de transfert définie par la méthode RF utilisant tout le signal sismique et ses segments : la partie des ondes P, des ondes S et la partie coda. Ils ont trouvé que la fonction est similaire pour tout les cas, sauf pour le cas des ondes P, l'amplitude est inférieure et cela est interprété par l'insuffisance dans la génération des ondes S polarisées horizontalement causées par les phénomènes de diffusion et réflexion/réfraction des ondes P incidentes, parce que le mode de conversion des ondes P aux ondes S est relativement faible comparée à celle des ondes S aux ondes P. Pour éviter les problèmes de la sous-estimation de l'amplitude de la fonction de transfert par la méthode RF, il est préférable de l'estimer par l'exploitation de la partie des ondes S (Field and Jacob, 1994 ; Ducellier et al., 2013) (Figure I.17). Selon Bard (1994), la méthode RF est applicable et vérifiable pour les sols meubles et fermes seulement, mais pour le cas des effets de site d'origine topographique elle n'est pas valide.

Plusieurs études ont montré que la fréquence fondamentale obtenue par la méthode RF coïncide avec celle estimée par la méthode SSR, mais avec un facteur d'amplification sous-estimé (Field and Jacob, 1995; Lachet et al., 1996; Riepl et al., 1998; Strollo et al., 2011). La relation suivante relie les deux principes des méthodes SSR (fraction à gauche), dans le sens horizontal de l'amplification, et RF (fraction à droite):

$$\frac{A_{HS}}{A_{HB}} \approx \frac{A_{HS}}{A_{VS}} \quad (\text{I. 18})$$

Avec :

A_{HS} : l'amplitude spectrale de la composante horizontale à la surface ;

A_{VS} : l'amplitude spectrale de la composante verticale à la surface ;

A_{HB} : l'amplitude spectrale de la composante horizontale au substratum.

La sous-estimation dans la méthode RF est liée à la composante verticale qui n'est pas totalement transparente aux effets de site. Par exemple, une amplification importante dans cette direction est observée dans le cas de l'étude de Parolai et al. (2010) à Bichkek (Kirghizistan) dans le domaine de basses fréquences (0.3 à 0.5 Hz) d'un facteur jusqu'à 5 fois, estimée par la méthode SSR. Parmi les facteurs influençant le mouvement du sol de la composante verticale (Sokolov et al., 2007) :

- le phénomène de la conversion des ondes SV en ondes P dans la couche sédimentaire, dans la composante verticale après la première arrivée de l'onde S, due au contraste de vitesse marqué (Takahashi et al., 1992).
- l'augmentation de l'amplitude de la composante verticale due aux effets non-linéaires dans les matériaux granulaires, et le cas du phénomène de la délitation longitudinale (dit aussi les ondes Δ) induit par les ondes S avec approximativement d'une fréquence double (Loukachev et al., 2002).

Cette amplification dans la composante verticale reste inférieure devant l'amplification dans les composantes horizontales.

Le principe d'estimation des effets de site $RF_i(f_k)$ calculée à partir du $i^{\text{ème}}$ événement sismique dans la station j par cette technique est:

$$RF_{ij}(f_k) = \frac{\frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{A_{ij}(f_k)|_{NS}^2 + A_{ij}(f_k)|_{EW}^2}}{A_{ij}(f_k)|_Z} \quad (\text{I. 19})$$

Avec :

$A_{ij}(f_k)|_{NS}$: amplitude spectrale de la composante NS ;

$A_{ij}(f_k)|_{EW}$: amplitude spectrale de la composante EW ;

$A_{ij}(f_k)|_Z$: amplitude spectrale de la composante verticale.

Les deux techniques, SSR et RF, demande une chaîne de traitement de signal préliminaire appliquée sur tous les événements exploités pour la caractérisation des effets de site. Par la suite dans le Chapitre III, nous présentons en détail le traitement de signal nécessaire appliqué sur les données sismiques dans notre cas d'étude.

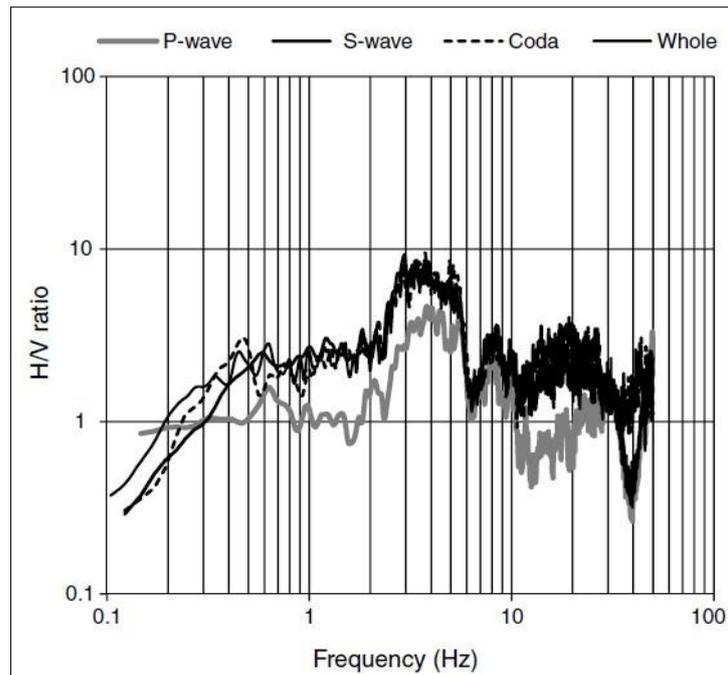


Figure I.17. Comparaison entre la fonction de transfert d'un même site, identifiée par la méthode RF utilisant tout le signal sismique (ligne noire «Whole») et ses différents segments, l'onde P (ligne gris clair), l'onde S (ligne gris foncé) et le coda (ligne gris discontinue) (extrait de Kawase et al., 2011).

Le désavantage principal de ces deux techniques expérimentales, est la qualité des séismes collectés pour l'analyse des effets de site, ce qui limite leur quantité, on parle du contenu fréquentiel des séismes et le rapport signal sur bruit (*Signal to Noise Ratio* ; SNR). Généralement, le minimum du SNR est fixé à 3. Dans d'autres travaux, le seuil du SNR est 2, comme dans le cas d'étude de Sokolov et al. (2007) et Lozano et al. (2009). L'élimination de quelques événements sismiques en fonction de leur SNR inférieur au seuil est une contrainte évidente dans l'approche expérimentale, pour les zones urbaines situées dans des régions de faible sismicité et de bruit anthropique élevé. Le déroulement du calcul de SNR appliqué sur les séismes enregistrés dans la présente étude sera développé dans le Chapitre III.

I.2.2.3. La technique H/V-bruit de fond

Pour des villes où le niveau de bruit anthropique est très élevé rend l'application des techniques basées sur les séismes (SSR, RF) impossible, ou la sismicité est faible. La technique du rapport spectral H/V de la donnée de bruit de fond (*Horizontal over Vertical Spectral Ratio Noise*, HVSRN) est devenue la méthode la plus utilisée dans les études de microzonage sismique dans le monde. Cela revient à sa simplicité d'application : disponibilité de la donnée du bruit de fond en mode continu, sa rapidité, coût faible, efficacité de cartographier les fréquences fondamentales du sol mais avec une sous-estimation de leurs

amplitudes (Field and Jacob, 1995; Lachet et al., 1996; Bard, 1998; Gosar and Martinec, 2009).

Pour l'origine du bruit de fond, Il existe deux groupes: le bruit naturel (vagues océaniques contrent les côtes, la pluie ou le vent frappant le sol, les racines des arbres...) et le bruit anthropique (activité humaine). L'utilisation du bruit de fond dans la caractérisation des conditions locales du sol a été initiée par les Japonais (Ishimoto and Iida, 1937 ; Kanai and Tanaka, 1954 ; Kanai, 1957 ; Aki, 1957 ; Kanai and Tanaka, 1961 ; Kanai et al., 1965 ; Bonnefoy-Claudet et al., 2006-a). La Figure I.18 illustre une recherche détaillée sur les travaux qui s'intéressent à la nature du bruit de fond et son application (Bonnefoy-Claudet et al., 2006-a).

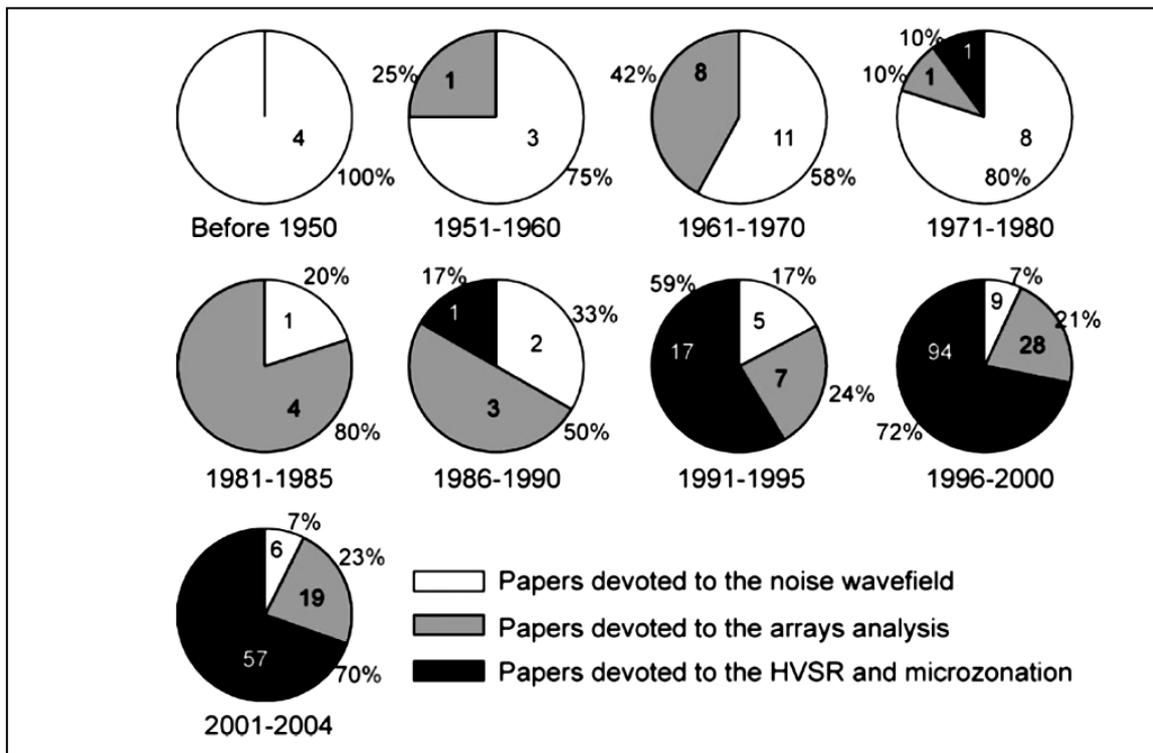


Figure I.18. La croissance du nombre de documents (en termes de pourcentage et nombre) du 1911 au 2004, consacré à la nature de l'analyse de champ d'onde du bruit de fond (blanc) et consacré à des méthodes basées sur lui (analyse de réseau (gris) et HVS/N (noir)) (extrait de Bonnefoy-Claudet et al., 2006-a).

La méthode HVS/N pour l'estimation des effets de site était développée par Nogoshi and Igarashi (1970, 1971), Shiono et al. (1979), Kobayashi (1980), et Nakamura (1989) l'avait exposé au monde occidental en 1989. Depuis ce jour, la technique a pris son nom (*Nakamura's method*, 1989).

Il est clair aujourd'hui que la fréquence prédominante de la courbe HVSRN est la fréquence fondamentale du site, qui est stable avec le temps malgré que les sources de bruit de fond sont variables (Yamanaka et al., 1994). On peut trouver des cas d'étude dont la fréquence fondamentale du site apparaît clairement dans des périodes spéciales durant l'année seulement. Un exemple est donné dans la Figure I.19, pour le cas de l'étude de Kula et al. (2016) dont le site d'investigation est celui de la station *Polish Polar* à Svalbard (un archipel de la Norvège). La présentation d'amplitude du HVSRN durant trois ans (2012, 2013 et 2014) montre que durant l'hiver les pics de fréquences présentent des amplitudes inférieures à 2, alors durant l'été, l'amplitude est importante, jusqu'à 7.5 (Figure I.19).

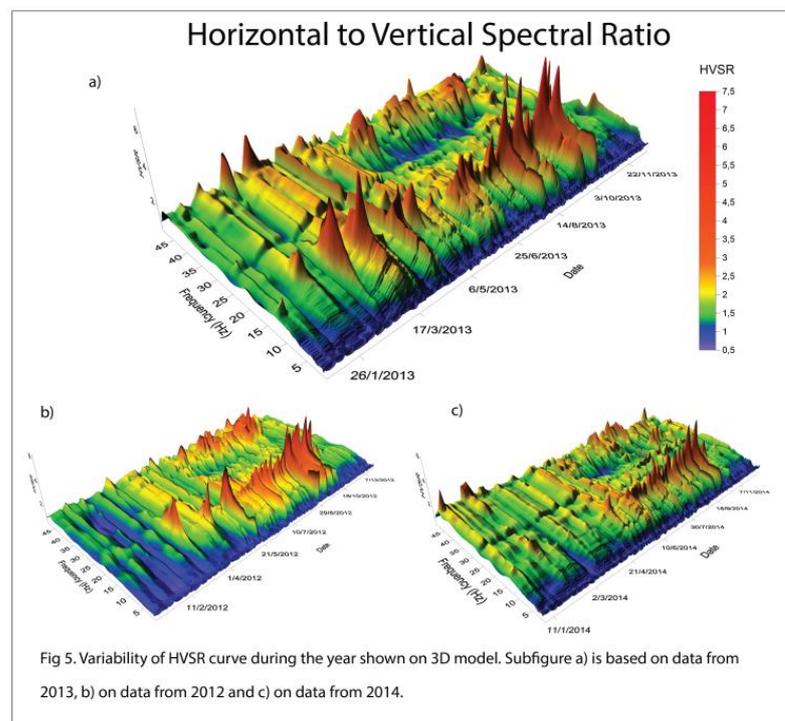


Figure I.19. La variabilité de la courbe HVSRN pendant l'année indiquée sur le modèle 3D, basée sur les données 2013 (a) 2012 (b) et 2014 (c) (extrait de Kula et al., 2016).

Avant l'application de la technique HVSRN, l'utilisation des rapports spectraux classiques (SSR) sur les données du bruit de fond a permis de cartographier les périodes propres de la ville de Mexico par Lermo et al. (1988). Cette carte a été comparée par celle de Chavez-Garcia et al. (1994-b) basée sur les enregistrements accélérométriques. Les résultats des deux travaux sont identiques. En revanche, le bruit de fond trouve sa deuxième importante application qui est la méthode d'analyse en réseau (*Array technique*) (Otori et al., 2002; Cho et al., 2004; Endrun et al., 2010; Picozzi et al., 2009) et même par l'inversion de la courbe

HVSRN expérimentale (Fäh et al., 2003 ; Arai and Tokimatsu, 2004; Castellaro and Mulargia, 2009). Ces méthodes servent à imager le sous-sol par la définition du profil-Vs en fonction de la profondeur (la détection des interfaces entre les couches sédimentaires et le substratum ainsi que la définition de Vs correspondantes). Deux techniques de traitement pour obtenir la structure de vitesses en onde S par la méthode réseau: la première est la méthode $f-k$ (divisée en deux groupes : la méthode $f-k$ conventionnelle « CVFK » (Lacoss et al., 1969) et la méthode $f-k$ haute résolution (CAPON) (Capon, 1969)) ; la deuxième est la méthode auto-corrélation spatiale (Okada, 2003).

La méthode HVSRN sert à identifier la fréquence fondamentale d'un même site par la division du spectre d'amplitude de la composante horizontale (H) sur celui de la verticale (V) du bruit de fond. Cette méthode est basée sur quelques hypothèses proposées par Nakamura (1989) : la première hypothèse est que la composition physique du champ d'ondes du bruit de fond est une combinaison des ondes de volume et des ondes de Rayleigh, et la deuxième est que le pic de HVSRN reflète principalement la résonance des ondes S dans la couche sédimentaire par la suppression de l'effet des ondes de Rayleigh. Dans ce qui suit nous présentons les relations mathématiques et les corrections proposées par Nakamura (1989) : Soit une couche sédimentaire qui surmonte un substratum rocheux (demi-espace élastique). Les effets de site étant présents dans cette situation géomorphologique et quatre composantes de mouvement y sont générés: les mouvements horizontaux et verticaux dans le substratum et les mouvements horizontaux et verticaux dans la couche sédimentaire. Selon Nakamura (1989), deux effets sont estimés liés aux ondes de Rayleigh « A_s » et ondes S « S_E »:

$$A_s = \frac{VP_s}{VP_b} \quad (\text{I. 20})$$

$$S_E = \frac{HP_s}{HP_b} \quad (\text{I. 21})$$

Avec :

VP_s : spectre vertical à la surface ;

VP_b : spectre vertical au substratum ;

HP_s : spectre horizontal en surface ;

HP_b : spectre horizontal au substratum.

Pour supprimer l'effet des ondes de Rayleigh, Nakamura propose une fonction de transfert modifiée donnée par la relation suivante :

$$T_F = \frac{S_E}{A_S} = \frac{(HP_S/VP_S)}{(HP_b/VP_b)} \quad (\text{I. 22})$$

Nakamura (1989) a montré expérimentalement que le rapport HP_b/VP_b égal à 1, par des enregistrements de bruit de fond en forage en trois sites différents. Ceci donc permet de définir l'amplification dans un site par la simple division du spectre de la composante horizontale par celui de la verticale en surface.

L'interprétation du mode fondamentale de la courbe HVSRN par les ondes S par Nakamura (1989) a été contredite par plusieurs travaux scientifiques, par simulation numérique, montrant une relation forte entre HVSRN et le mode fondamental de l'ellipsoïde de Rayleigh (Lachet and Bard, 1994; Kudo, 1995; Bard, 1998 ; Konno et al., 1998) d'où les deux modes fondamentaux coïncident à peu près. Cette forte relation n'est pas toujours vérifiée, elle est contrôlée par le contraste d'impédance dans le site considéré et les propriétés de la source du bruit de fond (Bonney-Claudet et al., 2006-b). Malgré toutes les zones d'ombre dans la compréhension du HVSRN, le développement des cartes des périodes propres du sol dans les études de microzonage sismique à travers le monde est en mode croissant.

Projet SESAME, 2004 et le logiciel GEOPSY

SESAME (Site EffectS assessment using AMbient Excitations ; 2004) est un projet de recherche européen dont l'objectif principal est d'élaborer un guide pour la mise en œuvre de la technique HVSRN. Ci dessous, nous présentons des conclusions pour chaque phase dans le recueil et le traitement de la donnée du bruit de fond présentées dans ce guide:

1. Mesure du bruit de fond dans un site : le technicien doit choisir un bon matériel d'enregistrement (digitaliseur, capteur) qui peut influencer la stabilité du pic dans le domaine fréquentiel et son amplitude correspondante. Le choix du capteur utilisé est fonction de sa fréquence de coupure (période propre), sauf que Strollo et al. (2008) montrent que le pic du HVSRN reste stable dans la gamme de fréquences comprises entre 0.1 et 0.2 Hz même en utilisant un capteur de 1 Hz, alors que pour l'utilisation d'un capteur de fréquence de coupure de 2 Hz, une estimation de la fréquence fondamentale du sol est

correctement identifiée pour les fréquences seulement supérieur à 0.3 Hz. Pour une telle utilisation de matériel sismologique, le gain doit être grand ou maximisé. Pour l'amplitude, et sur la même problématique du choix d'une instrumentation concrète pour l'enregistrement du bruit ambiant, nous citons les études de Bindi et al. (2009) et Tasič and Runovc (2010). La phase de la mesure du bruit de fond contrôle aussi la durée d'enregistrement de la donnée utile. Dans le Tableau I.1, le projet SESAME (2004) suggère des durées d'enregistrement en fonction du pic HVSRN de la structure géologique, qui doit être observé. D'autres paramètres sont conditionnés dans la mesure de la donnée : échantillonnage ; distance entre les points de la grille de mesure ; les conditions météorologiques ...

2. Traitement de l'enregistrement du bruit de fond: Pour le traitement de la donnée du bruit de fond, on trouve deux interfaces informatiques : le logiciel *J-SESAME* et le logiciel *GEOPSY*. En plus, d'autres équipements spécialisés pour l'acquisition de la donnée du bruit de fond sont accompagnés par leur propre logiciel de traitement et calcul du HVSRN, tel que *TROMINO (GRILLA)*, utilisé pour quelques mesures dans la présente étude. Les logiciels ont le même principe de fonctionnement, qui se base sur 4 modules principaux: i) la sélection des trois composantes de la donnée du bruit (NS, EW et Z) ; ii) la sélection des fenêtres individuelles de longueur l_w , mentionnée dans le Tableau I.1, automatiquement ou manuellement ; iii) calcul du rapport spectral H/V : dans ce module, chaque fenêtre individuelle subit une séquence de traitement de signal d'apodisation, FFT, lissage, calcul de la composante horizontale globale selon le numérateur de la relation (I. 19), ensuite le calcul des H/V individuels. Le logiciel estime la moyenne H/V et la déviation standard du rapport spectral ; iiiii) l'affichage et la sauvegarde des résultats.
3. Interprétation du pic observé: le guide SESAME propose différentes possibilités de la courbe HVSRN et leurs interprétations associées pour des mesures effectuées dans différentes régions.

Pour plus de détails sur les conditions de l'application de la méthode HVSRN et les interprétations possibles, le guide SESAME (2004) est téléchargeable sur le lien suivant :

<http://www.geo.uib.no/seismo/software/jesame/SESAME-HV-User-Guidelines.pdf>.

Tableau I.1 : Durée d'enregistrement recommandée (SESAME Project, 2004).

f_0 [Hz]	longueur de fenêtre minimum l_w [sec]	nombre de cycle minimum important (n_c)	nombre minimum de fenêtres	Durée minimal du signal utile [sec]	Durée d'enregistrement minimum recommandé [min]
0.2	50	200	10	1000	30
0.5	20	200	10	400	20
01	10	200	10	200	10
02	5	200	10	100	5
05	5	200	10	40	3
10	5	200	10	20	2

La technique HVSRN permet d'identifier le pic de la fréquence fondamentale d'origine stratigraphique qui ne faut pas confondre avec les pics d'origine industriel. Pour distinguer entre les deux pics, on donne quelques recommandations qui permettent de séparer entre eux: i) l'existence des amplifications ou creux sur les amplitudes spectrales des trois composantes, alors pour un pic stratigraphique l'amplification existe sur les deux spectres des composantes horizontales tandis que la composante verticale présente un creux ou un spectre plat à la fréquence fondamentale à identifier; ii) l'artefact industriel est très sensible au degré de lissage (Figure I.20-a); iii), le spectrogramme obtenu après le calcul de HVSRN est important pour confirmer si les fréquences d'amplification sont d'origine stratigraphique. Ceci est démontré par une visualisation de leurs existences tout le long de la durée de l'enregistrement avec une amplitude supérieure. La Figure I.20-b montre un exemple de comparaison entre les rapports spectraux H/V obtenus par les séismes et le bruit de fond dans le sud de Téhéran dans la station CHA. La comparaison montre que le pic d'origine stratigraphique est vers 8-10 Hz, alors le pic au voisinage de 1.3 Hz est d'origine industriel (Haghshenas, 2005). La Figure I.20-c montre que les amplitudes spectrales des composantes horizontales sont importantes dans la fréquence fondamentale à 0.5 Hz (Figure I.20-d), le spectrogramme (Figure I.20-e) à cette fréquence est maximal durant toute la durée d'enregistrement, 30 min, ce qui signifie que ce pic est d'origine stratigraphique. Le SESAME (2004), dans son appendice A de l'exemple 5 (*Sharp Peaks and Industrial Origin*), explique la possibilité de distinguer entre le pic d'origine stratigraphique et industriel.

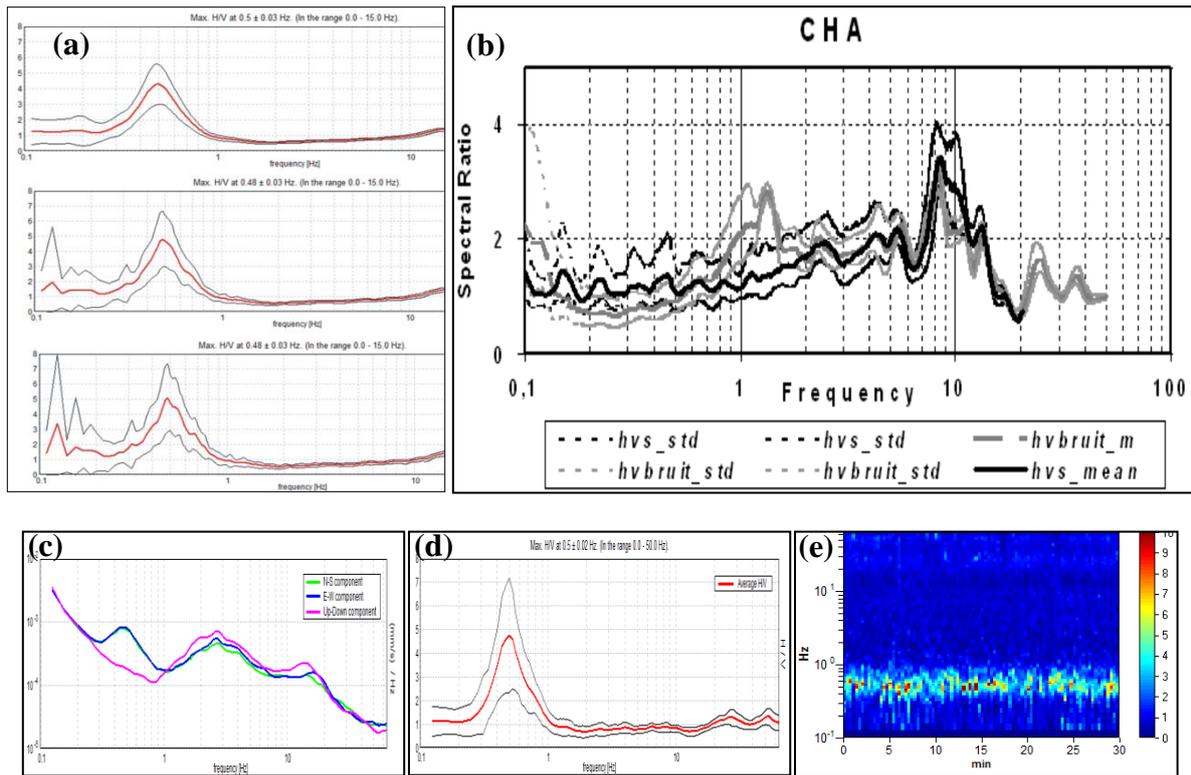


Figure I.20. L'artefact d'origine industriel et le pic d'origine stratigraphique : (a) l'influence du lissage sur la courbe HVSRN, f_0 à 0.5 Hz reste stable, d'origine naturel, quelque soit le b-value (20, 40, 60) considéré dans le lissage de Konno and Ohmachi (1998), le résultat est celui d'un point de mesure dans la ville de Chlef, (b) comparaison entre la courbes H/V séismes (ligne noire) et H/V de bruit de fond (ligne gris) pour la station CHA (Téhéran), l'artefact d'origine industriel est au voisinage de 1.3 Hz (extrait de Haghshenas (2005)), (c) les amplitudes spectrales des trois composantes d'un enregistrement du bruit de fond d'un point de mesure dans la ville de Chlef de durée de 30 min, (d) HVSRN calculé dans ce point et (e) le spectrogramme correspondant.

I.3. La mise en résonance des structures par un séisme et les effets de ville

Les effets de site sont considérés comme graves lorsqu'ils interagissent avec les constructions (infrastructures, installations nucléaires, bâtiments de valeur...). Lors du piégeage des ondes mécaniques d'une fréquence dominante avoisinante à la fréquence fondamentale du bâtiment, naît la résonance sismique, c.-à-d. le couplage entre le sol et la construction, en termes de fréquence. Cela rend compte d'une amplification néfaste de la réponse sismique du bâtiment. Dans la Figure I.21, l'exemple montre la propagation d'une onde sismique au niveau de trois immeubles, de contenu fréquentiel différent. Le cas du milieu montre le phénomène de la résonance en raison de la vibration de longue période, ce qui conduit à destruction totale. Les deux autres cas (1 et 3), présentant des vibrations de courtes périodes, ne sont pas touchés par un tel phénomène. Ainsi la modification du mouvement sismique par le prolongement de sa durée donne à la construction un temps

suffisant pour que tous ses niveaux du rez-de-chaussée jusqu'au dernier étage de participer à la vibration sismique.

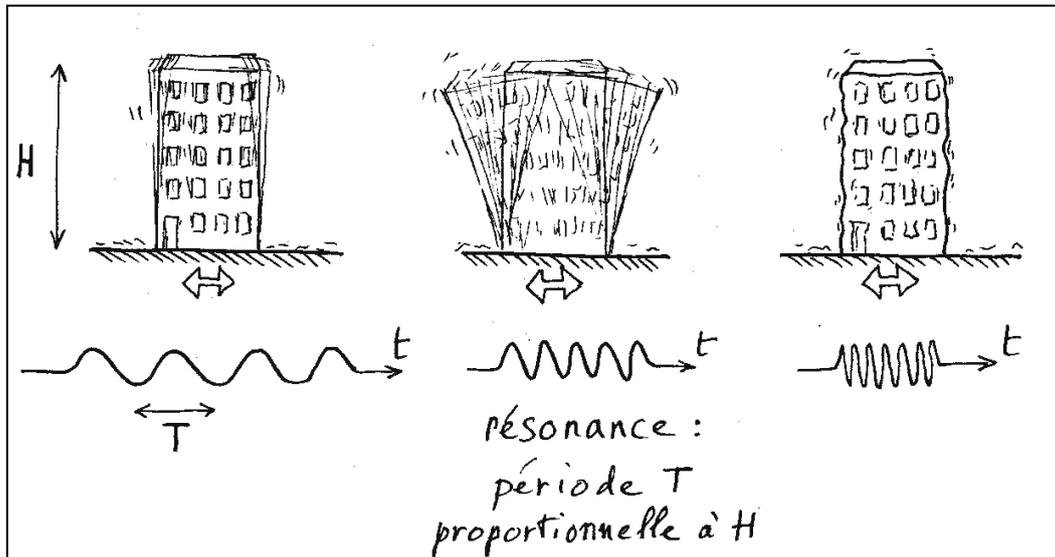


Figure I.21. La mise en résonance des bâtiments par un mouvement sismique (Pascal, 2003).

Au cours des dernières années, plusieurs travaux et expériences se sont penchés sur l'influence potentielle d'un environnement densifié de constructions importantes dans des dépôts alluviaux sur la propagation des ondes sismiques, on parle d'interaction site-ville (ou l'effet de ville) ou l'interaction sol-structure « ISS », qui n'a été pas considérée lors du séisme de Mexico en 1985 (Semblat et al., 2008). ISS, qui est plutôt effective pour les basses fréquences, peut contribuer à amplifier ou à diminuer la réponse dynamique de la structure (Benlaala and Kadid, 2013). Lorsque la structure vibre sous l'effet de séisme, le mouvement à sa base dépend des caractéristiques du sol sur lequel elle repose entraînant la modification de la raideur au niveau de la fondation et le rayonnement d'énergie dans le sol. Par ailleurs, la structure émet des ondes qui peuvent ainsi perturber le mouvement qu'aurait le sol en champ libre, c.-à-d. sans la structure (Semblat and Dangla, 2005). Ce phénomène décrit les effets qui se produisent dans le plan du contact entre la masse du sol et la structure, de sorte que, dans l'analyse de la réponse dynamique, non seulement les propriétés structurelles soient incluses mais également les propriétés du sol sous-jacent.

Plusieurs travaux expérimentaux ont montré que les vibrations transmises d'un bâtiment sur le sol peuvent se propager sur de grandes distances (Kham et al., 2006 ; Guéguen

et al., 2000; Guéguen et al., 2002 ; Clouteau and Aubry, 2001 ; Clouteau et al. 2002). Bard et al. (2005) résumant cette influence par :

- ISS est renforcée lorsque les fréquences propres du sol et les bâtiments coïncident ;
- ISS tend essentiellement à réduire le mouvement du sol en surface ;
- Une augmentation de la densité de la ville renforce la modification du mouvement du sol ;
- Les interactions multiples peuvent augmenter la durée du signal ;
- Le champ d'onde émis par la ville augmente le mouvement du sol à l'extérieur de la ville et à proximité de ses frontières ;
- Les ondes diffractées par les bâtiments peuvent fortement diminuer la cohérence du mouvement du sol.

I.4. Les effets de site non-linéaires

Il est bien de relever que le rapport spectral classique de la technique SSR n'est pas souvent stable. Le même site étudié peut présenter des variations dans la fréquence prédominante et son amplitude durant différents séismes (King and Tucker, 1984 ; Lermo and Chavez-Garcia, 1994 ; Iwada et al., 1996). Cela peut être lié au champ d'onde incident au site étudié (angle d'incidence et azimut) et au site étudié lui-même, on parle *des effets de site non-linéaire* (Seed and Idriss, 1969 ; Hardin and Drnevich, 1972a, 1972b ; Erdik, 1987; Finn, 1991). La Figure I.22-a illustre la réponse en accélération d'un même site, dit « *Erzincan* » en Turquie, générée par 3 différents séismes. La fréquence prédominante de chaque événement subit un décalage, cela signifie que la réponse du site est liée au mouvement du sol initial (input). Field et al. (1997) ont montré que la fonction transfert du site n'est pas stable en termes d'amplitude, elle dépend du type de données utilisées. C'est le cas du choc principal du séisme « *Northridge* » (Los Angeles), le 17 Janvier 1994, et ses répliques. Selon cette même étude, la fonction du transfert du site peut être liée à l'historique du site lui-même traversé par des oscillations sismiques antérieures.

Régnier et al. (2016) ont calculé le rapport entre la réponse non-linéaire et linéaire du même site par une quantification empirique sur 174 sites du réseau japonais KiK-net. Ce calcul consiste à une comparaison dans le domaine fréquentiel de la réponse du sol en termes d'accélération des séismes forts et faibles enregistrés en surface et au fond du puits. Un bon exemple de cette observation est vérifié dans le cas du séisme de « *Dinar* » (Turquie) du 01 Septembre 1995 (Figure I.22-c), dont la fréquence prédominante du choc principale, environ

de 0.3 sec, à 15:57, avait subi un décalage important, sur les deux composantes horizontales, vers 0.5 sec. Le décalage de la fréquence prédominante durant un séisme est relié directement à son contenu fréquentiel qui est lui-même contrôlé par sa magnitude et sa distance épacentrale (Boore, 1983), on parle de la fréquence du coin f_c . On donne dans ce qui suit les deux relations nécessaires qui permettent de calculer sa valeur en fonction du moment sismique M_0 en dyne-cm:

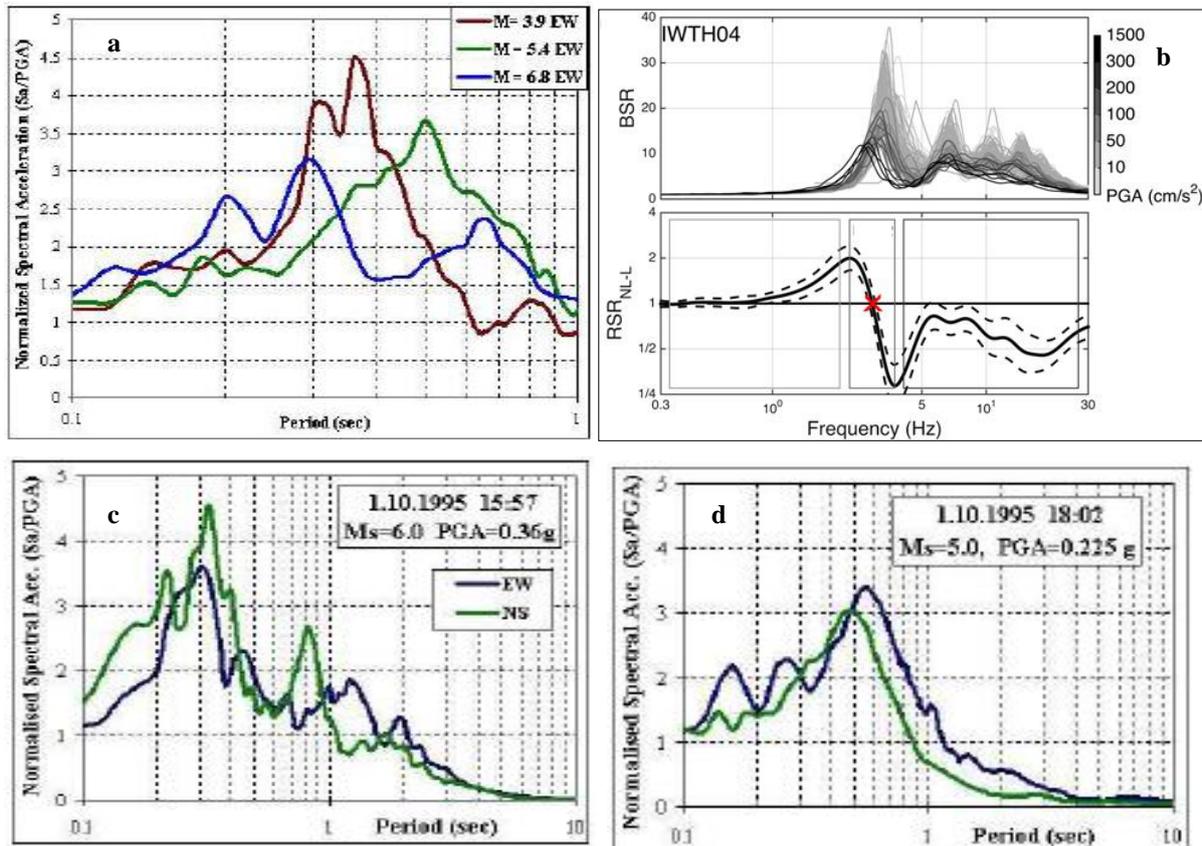


Figure I.22. Effet de site non-linéaire. (a) La réponse du sol, en termes d'accélération du site « Erzincan » (Turquie), enregistré après trois différents séismes de différentes magnitudes. (b) En haut, les rapports spectraux entre les accélérations enregistrées à la surface et à la base du substratum (BSR), avec une intensité de gris correspond au PGA enregistré à la surface ; en bas, le rapport spectral moyen entre la réponse non-linéaire et linéaire du même site (RSR_{NL-L}) provenant de la comparaison de la réponse importante de PGA du site (tous ceux qui ont un PGA de surface supérieure à 200 cm/s^2) et de la réponse faible (dérivé d'enregistrements avec PGA de surface $< 25 \text{ cm/s}^2$), la ligne noire épaisse représente la moyenne géométrique; lignes pointillées représentent \pm écart-type, la croix rouge représente la valeur de la fréquence où la courbe moyenne est de plus en plus inférieure à 1 (Régnier et al., 2016). (c) Une comparaison entre la réponse du site « Dinar » (Turquie) en termes d'accélération après le choc principale à 15:57 et la réplique à 18:02, montre le décalage de la fréquence prédominante vers la gauche, qui peut être interprétée par la dépendance aux sollicitations antérieures.

$$M_0 = 10^{3/2 * (M_W + 10.7)} \tag{I. 23}$$

$$f_c = 4.9 * 10^6 * V_s (\Delta\sigma / M_0)^{1/3} \tag{I. 24}$$

Dont:

M_W est la magnitude du moment sismique ; V_s est la vitesse des ondes S en km/s ; $\Delta\sigma$ est la chute de contraintes en bars.

Le produit « $f_c * M_0$ » est constant quel que soit la magnitude du séisme (Boore, 2003).

Selon Bonilla et al. (2011), la fréquence prédominante de la réponse non-linéaire du sol est plus affectée par rapport à la fréquence fondamentale du site lorsque V_{s30} augmente (Figure I.23). Le paramètre V_{s30} , fréquemment utilisé dans la classification des sols, est défini comme le temps pour une onde de cisaillement traverse une profondeur de 30 m à la surface du sol. La relation pour calculer ce paramètre est (Bernard et al., 2012):

$$\bar{V}_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \frac{H_i}{V_i}} \quad (\text{I. 25})$$

Dont :

H_i est l'épaisseur de chaque couche et V_i est la vitesse correspondante.

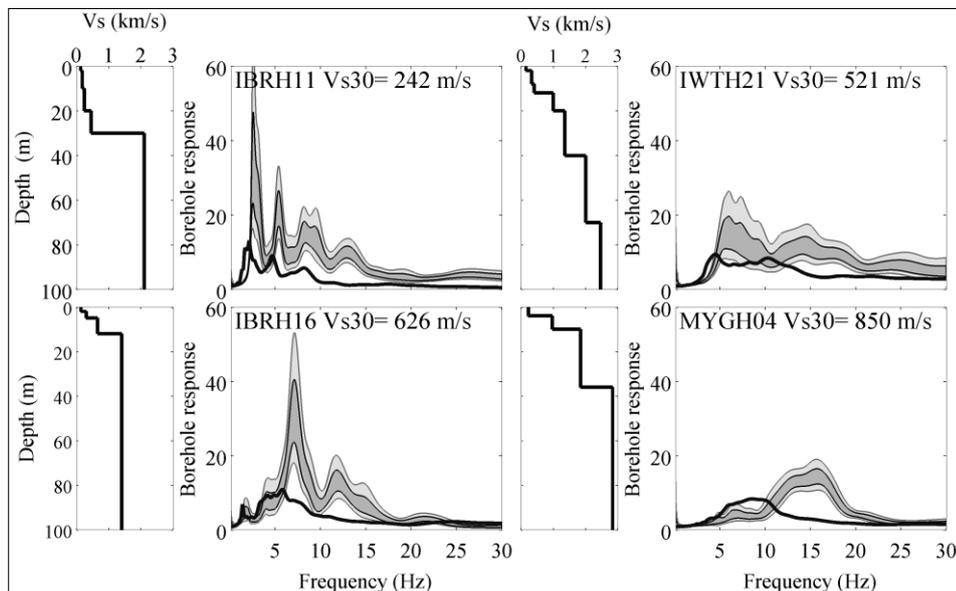


Figure I.23. La fonction de transfert linéaire des forages de quatre stations du réseau KiK-net (Japon) calculée à 68% (zone gris foncé) et 95% (zone gris clair) des limites de confiance. La ligne noire représente la réponse non linéaire du site calculée en utilisant les données du séisme de Tohoku (2011, Mw 9). Chaque station est caractérisée par un modèle de sol jusqu'à 100 m. La valeur de V_{s30} est calculée (extrait de Bonilla et al., 2011).

I.5. Quelques observations sur les effets de site pour des cas d'études en Algérie

Dans cette section, nous allons présenter quelques observations sur le phénomène des effets de site suite aux violents séismes d'El Asnam (1980) et de Boumerdès (2003).

I.5.1. Evaluation des effets de site après le séisme d'El Asnam en 1980

Les agglomérations, El Asnam (la ville de Chlef actuellement), Sendjas, Oued Sly, El Abadia, El Attaf, Oued Fodda, El Karimia et Ouled Ben Abdelkader, localisées sur les dépôts alluviaux du bassin Bas-Chélif et sinistrées après le séisme d'El Asnam, ont été à plusieurs reprises frappées par des séismes antérieures catastrophiques. Citons par exemple: Gouraya (1831), Ténès (1872), Orléansville (1954) (voir Chapitre II). La sévérité des pertes matérielles dans le bâti et les infrastructures est reliée principalement à la mauvaise conception et la non prise en considération des principes des règlements parasismiques, avec bien sûr la mauvaise réalisation (rapport CTC, 1981 ; Stambouli, 2013). Cependant, les mouvements du sol qui se sont produits dans la région ont été largement supérieurs aux risques tenus en compte par les codes antisismiques en matière de constructions selon Ambrasys (1981), Despeyroux (1984) et Nakano et al. (1984).

Une étude pour l'élaboration de code pour la réparation et le renforcement des bâtiments endommagés a été dédiée à la région de Chlef, réalisée par l'institut « *Earthquake Engineering and Engineering Seimology* » de l'université de « *Kiril and Metodij* » en Skopje (rapport IZIIS, 1982). Le rapport IZIIS a fourni 15 volumes d'études de recherche, traitant presque, les mêmes tâches que celles du WCC (1984), en collaboration avec CTC, LNHC (Laboratoire National des Habitat et Construction) et LNTP (Laboratoire National des Travaux Publique).

Les études menées par IZIIS (1982) et WCC(1984) ont considéré que la géologie locale de la ville de Chlef peut conduire à un potentiel d'amplification du mouvement du sol induit par la couche sédimentaire des alluvions Pléistocène, Holocène et d'origine locales surmontant le rocher du Tortonien (voir Chapitre II). Cette amplification a été discutée aussi par Durville and Meneroud (1981), Petrovski et al. (1981) et Despeyroux (1984). Ces travaux scientifiques dans leur caractérisation des effets de site ont reposé sur la simple modélisation unidimensionnelle (1D) en se basant sur des données géologiques et géotechniques des sondages et les puits d'essais réalisés dans la ville de Chlef. Les résultats obtenus ont montré que l'amplification s'effectue dans le domaine de hautes fréquences. Rappelons aussi que le

rapport de CTC (1981) a noté que les dommages subis par les constructions tendent à diminuer lorsque le nombre de niveau (ou les étages) croît, ceci est dû soit à l'influence du contenu fréquentiel du séisme soit au fait que les bâtiments plus élevés font généralement l'objet d'une étude appropriées. WCC (1984) a dégagé dans sa conclusion que la distribution des dégâts causés par le séisme d'El Asnam ne corrèle pas avec les formations géologiques.

Le cas de l'étude de WCC (1984) avait étudié l'amplification du mouvement sismique par la géologie locale de la ville de Chlef, par la considération de deux classes de sol : sol ferme épais et sol rocheux ou très rigide. Pour les résultats obtenus par cette même étude, en termes de spectres de réponse du mouvement au sol calculés et les rapports correspondants, un ensemble de graphes sont fournis dans l'appendice C (*GROUND RESPONSE ANALYSES*) du volume III.

Pour ce qui est dommage enregistrés lors du séisme, la structure de référence à prendre en compte est celui du cas de l'hôtel Beaudoin construit sur les dépôts alluviaux du centre ville de Chlef, détruit en 1954, et remplacé par la cité An-Nasr (ou le centre Saint Réparatus) d'architecture moderne. Celle-ci a été de nouveau détruite à 85% en 1980. Despeyroux (1984) avait interprété cette nouvelle destruction de cet immeuble par un effet de résonance. Selon cette même étude, la géologie locale ayant modifiée la réponse sismique du site et la construction. Il avait estimé la fréquence propre de cet édifice à 2.5 Hz (Durville and Meneroud, 1981). Ce terrain est aujourd'hui aménagé en un jardin public.

On peut dire que du fait que la ville n'a pas bénéficié depuis d'étude détaillée d'analyse d'effets de site, la connaissance reste à parfaire.

I.5.1. Evaluation des effets de site après le séisme de Boumerdès en 2003

Entre le séisme d'El Asnam, en 1980, et celui de Boumerdès, en 2003, deux importantes secousses telluriques ont frappé le nord algérien, celui de Constantine en 1985 (10 victimes par conséquence) et celui de Tipaza en 1989 (22 victimes par conséquence) (Yelles et al., 2006). Néanmoins la catastrophe de Boumerdès du 23 Mai 2003 (2300 victimes) a bouleversé la classification des zones sismiques du pays en raison de son importance et du lieu de son occurrence.

Comme dans le cas du séisme d'El Asnam, une expertise technique des constructions touchées aussitôt après le séisme du 23 Mai 2003, a été effectuée. Cette opération avait pour objet de quantifier les dégâts et mettre les secours adaptés. Ce séisme a provoqué d'importants dégâts notamment dans la ville de Boumerdès, avec une répartition inégale (Hamane et al.,

2007). La problématique de cette distribution anormale des dommages a été mise en relief par plusieurs travaux (Bounif et al., 2004; Meghraoui et al., 2004; Laouami et al., 2006 ; Ayadi et al. 2008 ; Hellel et al., 2010). Ceci est dû soit à : des conditions de site très variables ; une vulnérabilité variable d'un bâtiment à un autre ; une complexité intrinsèque du champ d'ondes sismiques. Dans l'étude du zonage en fonction des fréquences fondamentales de la ville de Boumerdès, Hellel et al. (2010) démontrent qu'aucune corrélation n'est observée entre les résultats obtenus par la méthode HVSRN et les fréquences propres des bâtiments effondrés après ce séisme. Cette même étude élimine le phénomène de la résonance comme une cause d'endommagement. En revanche, Laouami and Slimani (2012) ont identifié par l'utilisation des séismes dans la méthode RF un pic de résonance qui rejoint la fréquence propre des immeubles effondrés. D'après leurs résultats, le phénomène de la non-linéarité est fortement présent dans tous les sites étudiés, se traduisant par le décalage des fréquences prédominantes de chaque classe de PGA considérée (faible, moyen et fort), et l'apparition des autres fréquences d'amplification. Les bombements (ou *bump*) observés dans la réponse de quelques sites d'investigation par l'analyse du bruit de fond dans la méthode de HVSRN, sont transformés en des pics d'amplification importants.

Le résultat lié à l'apparition de *bumps* dans la réponse du sol dans la méthode HVSRN n'exclue pas les amplifications importantes, là où un séisme se produirait dans la région d'étude. De ce fait, la négligence de ce phénomène dans les études de microzonage peut constituer un danger de type différent. Dans ce cas, l'application des méthodes géophysiques est fortement recommandée pour la reconnaissance du sous-sol (la nature et l'épaisseur des formations, conditions hydrogéologiques...) dans les régions de faible activité sismique. Dans ce cas, les méthodes numériques peuvent améliorer la compréhension des effets de site possibles.

Les avancées notables dans l'estimation des effets de sites par les approches expérimentales et numériques ont fait qu'en Algérie, après le séisme de Boumerdès, le gouvernement a pris le risque sismique comme un sérieux problème qui menace le pays au fur à mesure. Les travaux scientifiques sur les effets de site dirigés pour différentes régions sismiques algériennes, réalisés par les universités et les centres de recherche, en collaboration avec des organismes scientifiques étrangers parfois, ont été démultipliés. Nous citons quelques-uns : Dunand et al. (2004), Guillier et al. (2004, 2005), Laouami et al. (2006), Benkaci (2007), Hellel et al. (2010), Bouchelouh (2011), Laouami and Slimani (2012), Meslem et al. (2010, 2012), Oubaiche et al. (2016), Chabane et al. (2017). Toutes ces études

constituent ainsi une contribution importante dans la réduction du risque sismique dans notre pays.

Conclusion

Nous avons développé dans le chapitre ci-présent les deux principales sources génératrices d'effets de site, topographiques et géologiques. A travers cette présentation théorique du phénomène et la citation des exemples réels des catastrophes ayant frappées différentes zones d'étude dus aux amplifications locales, il est recommandé pour une meilleure élaboration des études de microzonage sismique d'intégrer sa caractérisation par la cartographie des fréquences propres du sol et les facteurs d'amplification correspondants, et avoir une idée approximative sur le sous-sol.

Pour l'estimation des effets de site, nous avons présenté des généralités sur des deux approches numérique et expérimentale. Les deux approches possèdent des avantages et désavantages, dont la donnée exploitée dans son analyse est le paramètre contrainte. La technique HVSRN est considérée l'outil adéquat pour son estimation, au vue de la facilité d'obtention du bruit de fond.

Afin de caractériser les effets de site dans notre zone d'étude, la ville de Chlef, qui se trouve située à la bordure NE-SW du bassin de Bas-Chélif, nous avons choisi de les estimer avec les trois techniques expérimentales SSR, RF et HVSRN, puisque nous nous ne disposons pas d'un modèle détaillé bi ou tridimensionnel de la forme globale du remplissage sédimentaire et du substratum surmonté par cette vallée.

Chapitre II

Contexte géologique et urbain de la ville de Chlef

Introduction

La convergence des plaques Africaine et Eurasiatique explique que l'Algérie est un pays à forte activité sismique. La région de Chlef apparaît comme étant la zone d'aléa le plus élevé où peut être généré un séisme de forte magnitude comme celui d'Octobre 1980 de magnitude 7.3. Il y'a lieu de signaler qu'en 1954, la région avait été également secouée par un autre séisme de magnitude 6.7 (séisme d'Orléansville). Les deux tremblements de terre ont par ailleurs causé la mort de plus de 4000 personnes et provoqué des dégâts matériels considérables.

Le contexte sismotectonique particulier de la région Chlef dans la méditerranée occidentale a conduit la communauté scientifique internationale à accorder un intérêt spécifique à cette région. En effet, cette région a bénéficié au lendemain du séisme d'El Asnam de 1980 d'une étude de microzonage sismique détaillée (WCC, 1984), la première du genre à l'échelle nationale. Parmi les résultats de cette étude, il en ressort que les zones urbaines de la région de Chlef sont exposées à de nombreuses sources sismiques jamais révélées dans les cartes sismiques antérieures. En raison de la vulnérabilité du bâti de cette région mal réalisé ou pas contrôlé lors de sa réalisation, le risque sismique dans la région de Chlef a été donc jugé élevé par cette étude.

La ville de Chlef (*Orléansville* – *El Asnam* étant les deux noms préalables de la ville, Orléansville avant 1962, El Asnam pour la période 1962-1981 ; *Castellum Tinginitum* pour l'époque romaine), ville du nord-ouest algérien située approximativement à 170 km de la capitale Alger, est le chef-lieu de la willaya de Chlef. Elle est considérée comme la plus importante agglomération de la région du Bas-Chélif du point de vue humain et socio-économique, conséquence de la concentration de la population et l'existence d'établissements publics et privés d'importance (hôpitaux, universités, gare, laboratoires, protection civile, infrastructures...). La région de Chlef a avant tout une vocation agricole. Elle est dotée d'une superficie importante de terres irriguées, d'une main d'œuvre en nombre cultivant ces terres et est nantie d'un tissu agro-industriel développés. D'autre part, la région se caractérise par un

réseau routier et ferroviaire important reliant la région Centre à l’Ouest du pays. Ce tissu socio-économique expose donc cette ville au risque sismique. Sur le Tableau II.1, sont présentés en chiffres les principaux enjeux exposés au tel risque.

Ce chapitre est consacré donc à une présentation détaillée de la région et la ville de Chlef, à travers son contexte géologique, sismotectonique, géotechnique et environnement urbain avant et après le séisme de 1980. Notre objectif est de présenter la ville mais également son exposition au phénomène d’effets de site.

Tableau II.1 : Principaux enjeux humains et socio-économiques dans la ville de Chlef (Boutaraa et al., 2015).

Données/ Enjeux	Quantité/Nombre
Population	220 000 habitants (> 85% en zone urbaine)
Etablissements éducatifs et CFPA	68 000 élèves : 69 primaires, 18 CEM, 8 lycées et 3 CFPA
Enseignement supérieur	Pôle universitaire : 27 000 étudiants
Activité industrielle	554 lots d’activité industrielle
Administration	Sièges des administrations locales et des différents secteurs d’activité socio-économiques publics et privés
Habitat et urbanisme	Plus de 17 000 logements
Lieux de culte	38 mosquées, 10 salles de prière et 44 écoles coraniques
Etablissements médicaux	2 hôpitaux (396 lits), 11 centres de santé, 1 polyclinique, 4 salles de soin, 5 cliniques privées et 400 professionnels
Lieux de sport et de culture	3 stades, 5 salles de sport, 1 piscine, 11 maisons de jeunes, 1 centre culturel, 2 bibliothèques, 1 théâtre, 1 musée, 2 cinéma
Transport et réseau routier	1 aéroport international + 1 aérodrome militaire, V.F, gare ferroviaire, 2 RN, 11 O/A, 1 échangeur d’accès à l’autoroute
Etablissements à caractère social	1 maison d’accueil des personnes âgées, 3 centres pour enfants handicapés, 7 garderies publiques pour enfants
Réseaux	249 km de réseau AEP, Alimentation en électricité à 100% et à 60% en gaz naturel
Etablissement à caractère pénitentiel	1 prison

Médias	1 radio régionale et 1 maison de presse
Service de sûreté	Caserne militaire, police, gendarmerie

II.1. Le bassin du Bas-Chélif

II.1.1. Aspect géologique

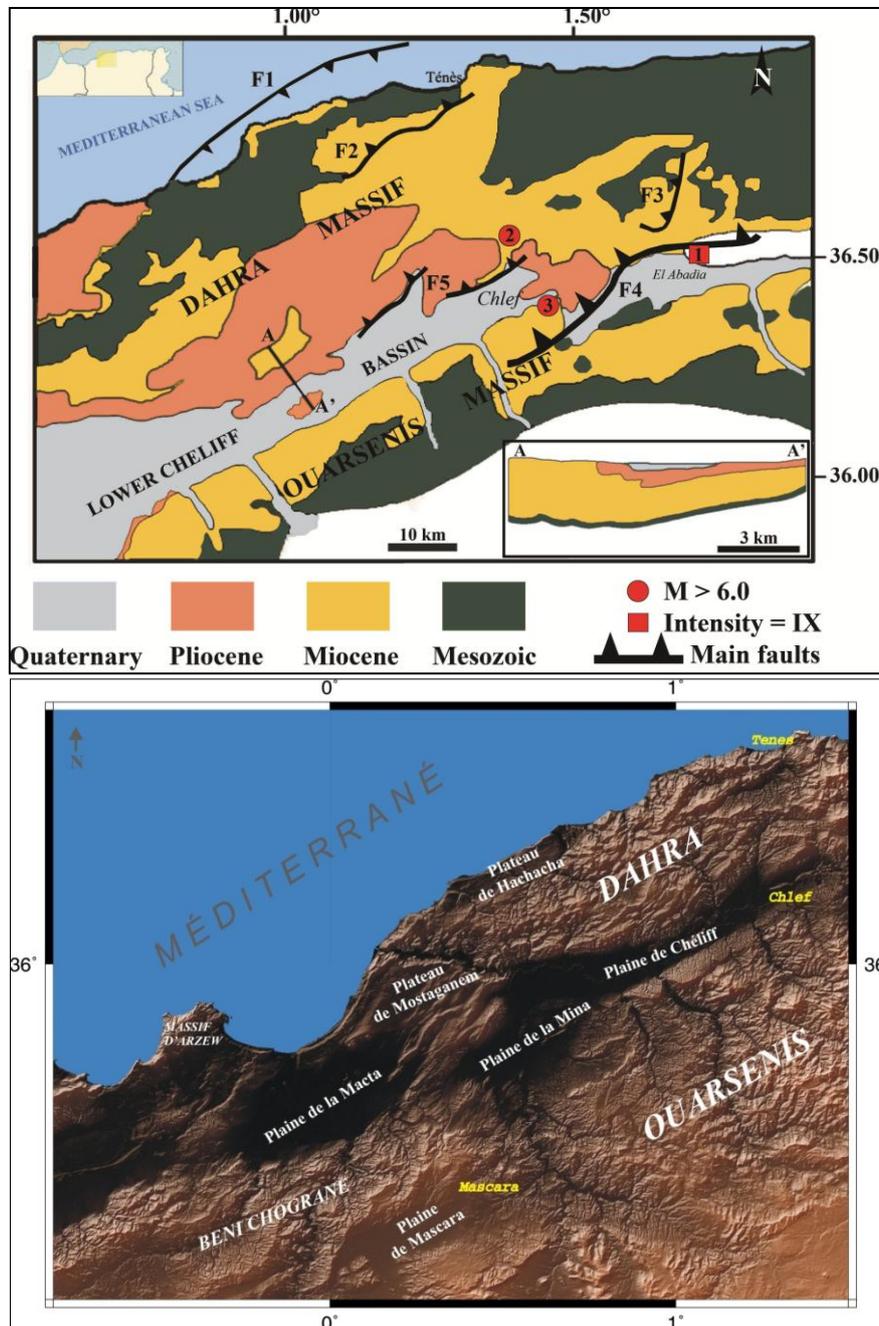
Le bassin Chélif appartient au Tell occidental algérien et correspond à une vaste cuvette intra-montagneuse, orienté est-ouest. Ce bassin est subdivisé en Haut, Moyen et Bas Chélif. Ce dernier est caractérisé par 3 sillons : nord, médian et sud, séparés par des secteurs montagneux (Dahra, Ouarsenis, Beni Chograne) (Perrodon, 1957) (Figure II.1) :

- a. Le sillon nord correspond au plateau Hachacha (ou Bosquet) ;
- b. Le sillon médian englobe les plaines de la Macta, la Mina, Chélif et les plateaux de Mostaganem.
- c. Le sillon sud occupe la plaine de Mascara.

D'après la carte géologique 1/200 000 d'Anderson (1936), la ville de Chlef s'est développée dans le sillon médian du Bas-Chélif (plaine de Chélif ; Figure I) bordé au nord par les monts de Dahra et au sud par les monts d'Ouarsenis, allongé dans la direction est-ouest. La profondeur du bassin est variable (Idres et al., 1998), il atteint sa valeur maximale au centre avec une profondeur de 5.8 km. Les formations géologiques existantes, du bas vers le haut, sont (Figure II.1 ; S.N.Répal, 1951 ; Dalloni, 1952 ; Mattauer, 1958 ; Kirèche, 1977 ; Zhang et al., 2009) :

1. **Le substratum tellien anténéogène** constitué par un paléozoïque (on peut distinguer du bas en haut les cinq séries suivantes : le socle cristallophyllien ; la série schisto-calcaire de Littré ; la série schisto-quartziteuse du massif Zaccar; la série volcanique des massifs Zaccar et Doui ; et la série schisto-gréseuse et conglomératique des massifs Doui et Zaccar) et un mésozoïque (formations triasiques à faciès carbonaté, calcaires et marno-calcaires du Jurassique et grès du Crétacé);
2. **Le bassin néogène poste-nappe** à remplissage sédimentaire néogène et quaternaire (sédiments marins, lagunaires ou continentaux), atteignant 3000 m d'épaisseur, du bas vers le haut, est constitué de:

- *Miocène Inférieur* (Burdigalien) : représenté par des marnes bleues qui passent latéralement et verticalement à des grès marneux marins ou conglomérats marins ou continentaux. Ce dépôt recouvre tout le Dahra.



- *Miocène Supérieur* : il est subdivisé en niveau de marnes à Tripolis avec niveaux gypseux, marnes bleues, calcaires à lithothamniées, grès et sable et couches continentales de Bou Hanifia.
- *Pliocène Inférieur* : ce dépôt sédimentaire est représenté par des calcaires à lithothamniées, grès de base, marnes bleues, grès marins Astien, grès et limons continentaux à Hélix.
- *Pliocène Supérieur* : ce dépôt comporte des lumachelles du Calabrien et la série continentale rouge formée de conglomérats à élément gréseux à grésocalcaires et de sable non consolidé.
- *Quaternaire* : il comporte :
 - ✓ Alluvions anciennes de trois niveaux : niveau supérieur à lambeaux de terrasses caillouteuse ; niveau moyen à terrasses caillouteuses ; niveau inférieur à dépôts caillouteux et limoneux.
 - ✓ Alluvions récentes : dépôts limoneux.
 - ✓ Alluvion actuelles : limons sableux.

II.1.2. Aspect sismotectonique

La vallée du Bas-Chélif est limitée au nord par le massif de Dahra qui s’étend en mer, et au sud par les monts d’Ouarsenis. Elle se caractérise par plusieurs structures actives, et d’autres probablement actives (Figure II.1). Dans le Tableau II.2, nous citons quelques événements importants qui ont frappé cette région. Une carte sismotectonique détaillée de la région est présentée dans l’étude de Meghraoui et al. (1982).

Tableau II.2 : Sismicité historique et instrumentale de la région du Bas-Chélif de magnitude et/ou d’intensité importante.

JR MS AN	HR:MIN:SEC	Localisation Lat (N) Long (E)	Intensité (MM)	Magnitude	Région	Réf
15 01 1891	04	36.55° 1.86°	X		Gouraya	WCC (1984)
25 08 1922	11:47:24	36.39° 1.21°	VIII		Bordj Abou El Hassan	WCC (1984)
24 08 1928	09:44:15	35.87° 0.77°	VIII		Oued Rhiau	WCC (1984)
07 09 1934	03 :39:17	36.25° 1.71°	IX		El Abadia	WCC (1984)
09 09 1954	01:04 :37	36.38° 1.48°	XI	6.8	Beni Rached	WCC (1984)
04 02 1955	05:12:12	36.30° 1.50°	VIII	5.5	Beni Haoua	WCC (1984)
14 02 1956	09:53:20	36.50° 1.50°	VII	5.9	Tenes	WCC (1984)

15 08 1957	20:41:42	36.10° 1.50°	VIII	5.7	Al Abadia	CRAAG (1992)
10 10 1980	12:25:23	36.15° 1.37°	X	7.3	Chlef	WCC (1984)
16 12 2006	19:34:33	36.28° 1.22°	V	5.0	Tadjena	Beldjoudi et al. (2011)

Pour le développement d'un modèle régional d'aléa sismique de la ville de Chlef, on prend en compte cinq sources-failles qui sont, selon l'étude WCC (1984) à l'origine des principaux événements sismiques de la région comme celui du 10 Octobre 1980. Nous citons ci-après ces sources sismiques avec quelques caractéristiques (Figure II.1).

II.1.2.1. La faille active d'Oued Fodda (ou la faille d'El Asnam) (Brives, 1923; King and Vita-Finzi, 1981; Yielding et al., 1981; Philip and Meghraoui, 1983)

Cette faille a été à l'origine du séisme d'El Asnam, du 10 Octobre 1980. Ce séisme de magnitude $M_s=7.3$, a été le plus important séisme qu'a connu la Méditerranée occidentale (faille nommée F4 sur la Figure II.1). L'épicentre de la secousse localisée à $36^{\circ}11.1'N$, $1^{\circ}22.8'E$ (Ouyed and Hatzfeld, 1981) fut suivi 3 heures après d'une réplique de magnitude $m_b=6.0$ localisée à $36^{\circ}12.5'N$, $1^{\circ}32.0'E$, et de plusieurs autres de magnitude comprise entre 4.1 et 5.6 (Tableau II.3 ; Favier et al., 1981). La quantité d'énergie libérée en 1980 était huit fois supérieure à celle de 1954. La faille inverse d'orientation NE-SW à ENE-WSW, dont la trace en surface est d'environ 40 km est marquée par le chevauchement des terrains pliocènes sur les formations quaternaires (Meghraoui et al., 1981 ; 1986). La sismicité de cette région se produit à une profondeur ne dépassant pas les 12 km (WCC, 1984).

Tableau II.3 : *Importantes répliques du séisme d'El Asnam, 10 octobre 1980 (Favier et al., 1981 ; Bertero and Shah; Mokrane et al., 1994).*

JR MS AN	HH:MIN:SEC	Localisation « Lat (N) long (E) »	Magnitude « Ms »
22 10 1980	16:23:14.49	36.49° 01.54°	4.1
23 10 1980	09:57:54.57	36.18° 01.31°	4.4
24 10 1980	12:58:00.28	36.18° 01.31°	4.4
30 10 1980	23:38:13.31	36.49° 01.69°	5.0
08 11 1980	07:54:19.41	36.14° 01.40°	5.6
10 11 1980	00:01:50.81	36.18° 01.31°	4.9
05 12 1980	13:32:00	35.99° 01.36°	5.2
07 12 1980	17:37:00	36.04° 01.31°	5.6

II.1.2.2. La zone de failles actives d'Oued Allalah-Ténès (Brives, 1923, Yelles et al., 2006)

Cette structure correspond à un anticlinal faillé complexe de direction NE–SW, d'une longueur de rupture de 29 km (F2 sur la Figure II.1). Elle est la source de plusieurs secousses importantes, citons celui du 25 Août 1922 qui avait endommagé Bordj El Hassan (Ambraseys, 1981; Hée, 1923a) (Tableau II.2). L'extrémité nord-est de l'anticlinal d'Oued Allalah, au voisinage de Ténès, apparaît être tronquée par une faille décrochante « *tear fault* » de direction N-S approximativement orthogonale à l'anticlinal d'Oued Allalah.

II.1.2.3. La zone faillée probablement active de la vallée du Bas-Chélif (WCC, 1984 ; Yelles et al., 2006)

Cette zone englobe les failles des montagnes rouges, de Medjadja, d'Ouled Fares, d'Oued Ras, de Lakhdar et d'Ouarizane (F5 sur la Figure II.1). Ce groupe de six failles, légèrement décalées les unes des autres, affectant le bord nord de la vallée du Bas-Chélif, entre la ville de Chlef et la ville d'Oued Rhiau, est considéré probablement actif. Dans ce qui suit, nous donnons quelques breves caractéristiques de ces failles :

- La faille des montagnes rouges

Elle se trouve au sud des montagnes rouges et au nord de la ville de Chlef. Cette faille inverse est définie par un contact rectiligne entre les alluvions Holocène et le Pliocène formé de conglomérats et sable rouge.

- La faille de Medjadja

Cette faille probablement active se trouve à 5 km au nord de la ville de Chlef, le long du flanc sud de la crête de l'anticlinal sur lequel la ville de Madjadja se trouve. Elle coïncide avec le linéament observé sur photographie aérienne qui se trouve à la base du côté sud-est de cette crête. Ce linéament sépare les alluvions du Pleistocène et Holocène du substratum du Villafranchien déformé.

- Faille d'Ouled Fares

Cette structure géologique se trouve entre la ville d'Ouled Fares (Warnier) au nord-est et la montagne d'Oued Ras au sud-ouest. Ce linéament représente le contact entre les alluvions Holocène et le substratum déformé. Cette faille d'une longueur de 15 km probablement active est supposée être inverse avec une orientation variant de N40E à N50E. Elle présenterait un pendage variant de 5 à 15° vers le nord-ouest à 40 à 60° vers le sud-est.

- Faille d'Oued Ras

Cette structure géologique se situe au sud-ouest de la faille d'Ouled Fares. Cette faille probablement active, est de type inverse de direction NE–SW et sépare le substratum rocheux déformé des cônes de déjections Holocènes et des dépôts de crue.

- Faille de Lakhder

Cette faille probablement active se trouve à l'ouest de la faille d'Oued Ras, d'orientation NE–SW. Cette faille est définie par un linéament bien développé, qui sépare le plongement sud-est des conglomérats, grès et silt du Villafranchien de dépôts de plaine d'inondation post-romains non déformés de la rivière de Chélif. Comme la faille de d'Oued Ras et d'Ouled Fares, la faille de Lakhder est identifiée comme une faille inverse.

II.1.2.4. La faille probablement active de Bled Baheri Karouch (Meghraoui, 1982; WCC, 1984)

Cette faille probablement active de forme « J » (Meghraoui, 1982) se trouve près de l'extrémité nord-est de la faille d'Oued Fodda (F3 sur la Figure II.1). La faille se juxtapose aux répliques qui se sont produites au nord de l'extrémité nord-est de la faille d'Oued Fodda après le séisme de 1980. Cette région correspond à une large zone diffuse de plis-failles qui rejoignent à la frontière du compartiment soulevé de la faille d'Oued Fodda de longueur de 16 km et de pendage à 90° de type décrochant (Yelles et al., 2006).

II.1.2.5. La zone faillée en mer (WCC, 1984 ; Domzig et al., 2006; Yelles et al., 2006).

Cette faille active est localisée en mer, le long du littoral de la région de Ténès. La longueur de cette faille est estimée à 255 km (Yelles et al., 2006) (F1 sur la Figure II.1). La campagne MARADJA 03 (Domzig et al., 2006), qui visait à cartographier les structures géologiques du domaine marin, a mis en évidence dans la zone Chenoua–Ténès, la limite entre les zones internes et externes représentée par des failles normales et inverses. Bien que la zone faillée en mer soit décrite comme continue, les segments émergés sont relativement courts et discontinus, similaires à ceux de la zone faillée de la vallée du Bas-Chélif. Ils présentent par ailleurs approximativement la même direction, et sont liés à des plis ou des flexures (Yelles et al., 2006). Plusieurs séismes de taille moyenne ont eu lieu le long de la côte près de Ténès. Un fort séisme a eu lieu également au voisinage de la ville de Gouraya (Tableau II.2) (WCC, 1984).

II.1.3. Le séisme d'El Asnam, le 10 octobre 1980

Le 10 Octobre 1980, l'Algérie a été secouée par un des plus importants séismes de la région du Maghreb (Tableau II.2). Le tremblement a été ressenti avec une forte intensité dans une zone avec une aire macrosismique allongée dans la direction NE-SW (Figure II.2-a). Ce séisme avait durement affecté les centres urbains d'El Asnam, Oued Fodda, Sendjas, Zouboudja, Ouled Fares et El Abadia. Le séisme d'El Asnam a provoqué de nombreuses pertes en vie humaines dans la wilaya de Chlef:

- 2 633 morts, 8 369 blessés, 348 disparus et 478 948 sinistrés (source : Ministère de l'Intérieur-Protection Civile) ;
- Le taux de destruction a atteint 70% pour la ville de Chlef (Figure II.2-b ; voir aussi section II.2.2 de ce chapitre), 19% pour El Abadia et 16% pour Oued Fodda;
- Le séisme a été accompagné de plusieurs déformations des sols manifestées par:
 - ✓ des ruptures de surface d'origine « tectonique » (Figure II.2-c) liées à l'apparition de structures compressives (faille d'Oued Fodda, faille inverse à l'Ouest d'El Abadia) et distensives (failles normales de Bani Rached) (Meghraoui et al., 1981); des ruptures de surface d'origine « non tectonique » : rupture de versant et berges (Figure II.2-d) ;
 - ✓ des phénomènes induits par le séisme, tels que la liquéfaction, éboulements rocheux, arrachements superficiels, glissements de terrain et inondation (Figure II.2-d).

Après le séisme du 1980, le gouvernement algérien avait chargé le CTC d'effectuer une campagne systématique d'expertises techniques des constructions dans les centres urbains sinistrés, pour reloger au plus vite le plus grand nombre de sinistrés dans des conditions de sécurité suffisante. Cette opération avait pour objet de classification des constructions : il s'agissait d'inventorier le patrimoine non touché par le séisme, celui qui nécessitait des réparations et celui qui était atteint des niveaux de dommage irréparables. Sur la Figure II.3, nous présentons les résultats de cette expertise pris du « *Rapport Général sur le Séisme du 10 Octobre 1980 à Ech-Chelliff (1982)* » et le rapport du « *National Research Council Committee on Natural Disasters and Earthquake Engineering Research Institute (1993)* ».

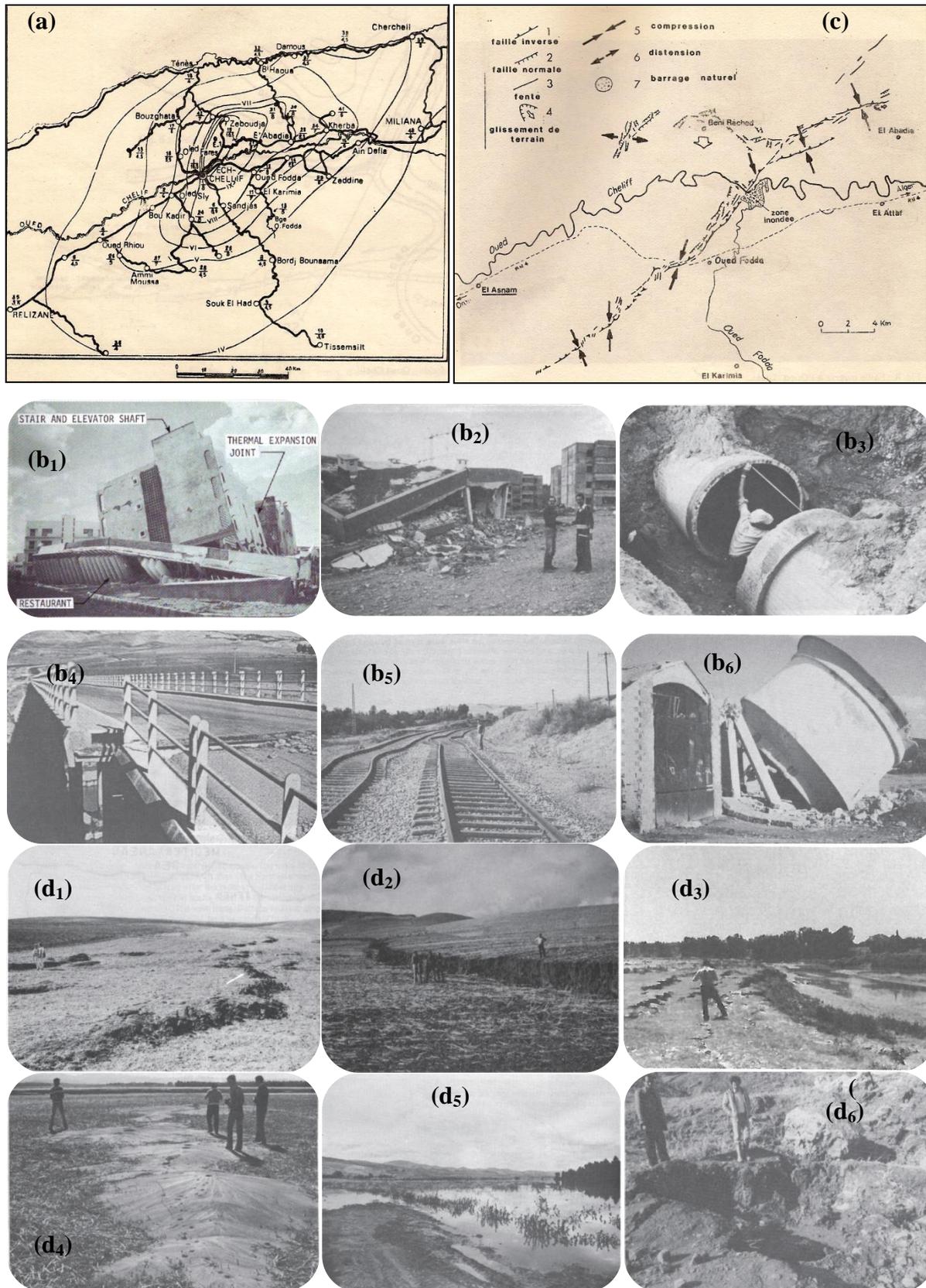


Figure II.2. Interaction des ondes sismiques du tremblement de terre d'El Asnam, 1980, avec sol de la région de Chlef. **(a)** carte des intensités (Amokrane et al., 1981) ; **(b)** dégâts sur les constructions et les réseaux vitaux (prise de Bertero and Shah, 1983) ; **(c)** carte des ruptures de surface (Meghraoui et al., 1981) ; **(d)** manifestation tectoniques et phénomènes induits (prise de Bertero and Shah, 1983).

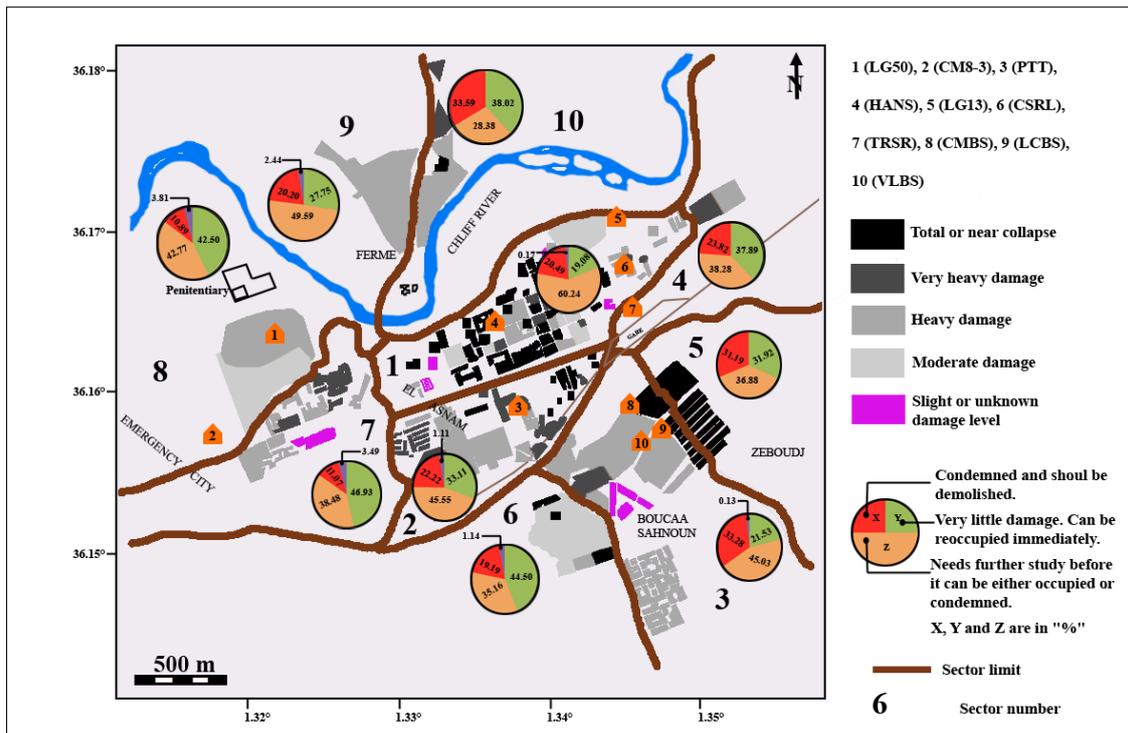


Figure II.3. Distribution géographique des niveaux de dommages causés par le séisme d'El Asnam dans la ville de Chlef divisée en 10 secteurs par la compagnie d'expertise technique des constructions effectuée par CTC (modifiée). Les symboles de « maison » orange numéroté sont des immeubles géo-référencés existants avant la secousse de 1980, ayant un modèle de profil de sol ou un plan architectural, à partir de la synthèse et la consultation des documents et des archives du CTC-Chlef et LNTF-Alger.

II.2. La ville de Chlef

II.2.1. Aspect géologique et géotechnique

La ville de Chlef s'est développée à l'extrémité nord du bassin du Bas-Chélif à proximité de sa fermeture périclinale Est. Plus précisément, la ville se situe entre les montagnes rouges au nord et le rocher Miocène supérieur au sud (Figure II.1 et II.4), au voisinage du confluent de l'oued Tsighaout et de l'oued Chélif. Ce dernier sépare les deux quartiers de « Firm » au nord et le centre ville « El-Asnam » au sud (Figure II.4). Les Figures II.5 et II.6 montrent que les terrains de la ville de Chlef sont assez hétérogènes stratigraphiquement, avec des terrains quaternaires représentés par ses alluvions anciennes, récentes et actuelles, et un substratum d'âge Tortonien.

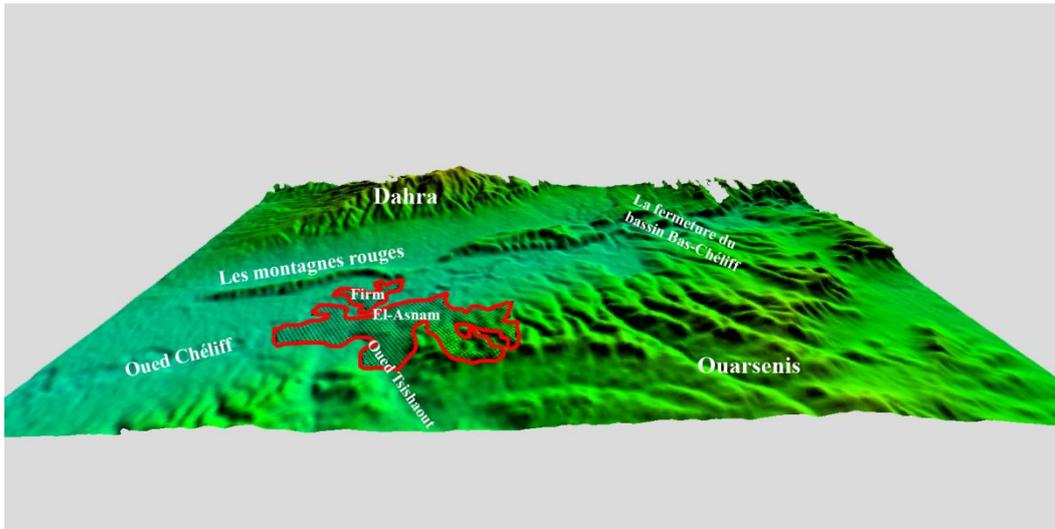


Figure II.4. Présentation du tissu urbain de la ville de Chlef (surface noire hachurée) montrant les deux grands quartiers « Firm » et le centre ville « El-Asnam » séparés par Oued Chélif, développé dans un contexte topographique entre « les montagnes rouges » et le rocher Tortonien du massif « d’Ouarsenis » à la bordure NE-SW du bassin du Bas-Chélif, à la proximité de sa fermeture.

Le projet du microzonage sismique de la région d’Ech-Chélif (WCC, 1984) a permis l’étude en détail de cette zone, afin de limiter le risque sismique. Cette étude a permis de préciser la géologie locale de la ville de Chlef. Du bas vers le haut, les dépôts sédimentaires rencontrés dans la ville de Chlef sont les suivants (Figure II.6-a) :

- a. **Aptien** (Mésozoïque) : représenté par des argiles schisteuses feuilletées intercalées des petits lits gréseux.
- b. **Tortonien** (Miocène supérieur), représenté par des grès et des calcaires, souvent fortement altérés, surmonte le Helvétien. Selon Talaganov et al. (1982), la V_s dans cette formation est variable, entre 800 et 1300 m/s, et le poids volumique (γ) varie entre 23 et 27 kN/m³. Selon WCC (1984), la domination « rocher » est utilisée pour toutes les unités du *bedrock* rencontrées, sans tenir compte de leur âge ou de leur degré d’altération. Elle inclut certains des sols résiduels qui se sont formés en place sur le rocher altéré.
- c. **Le Quaternaire** représenté du bas vers le haut par 4 familles d’alluvions :
 - *Alluvions Pléistocène* : Ce sont des argiles limoneuses contenant quelques graviers et nodules carbonatés, de couleur brune-rouge, de plasticité moyenne et de consistance raide à très raide.

- *Alluvions Holocènes* : Ce sont des alternances de bancs de sable fin propre lâches moyennement denses, de sable limoneux, de limon argileux et d'argile limoneuse de plasticité moyenne.
- *Alluvions d'origine locale* : Ce sont des argiles limono-sableuses avec graviers.
- *Alluvions actuelles* : Ce sont des alternances de phase sablo-limoneuse à sable propre avec graviers et galets et de phase limono-argileuse. Ces sols sont généralement lâches à moyennement denses.

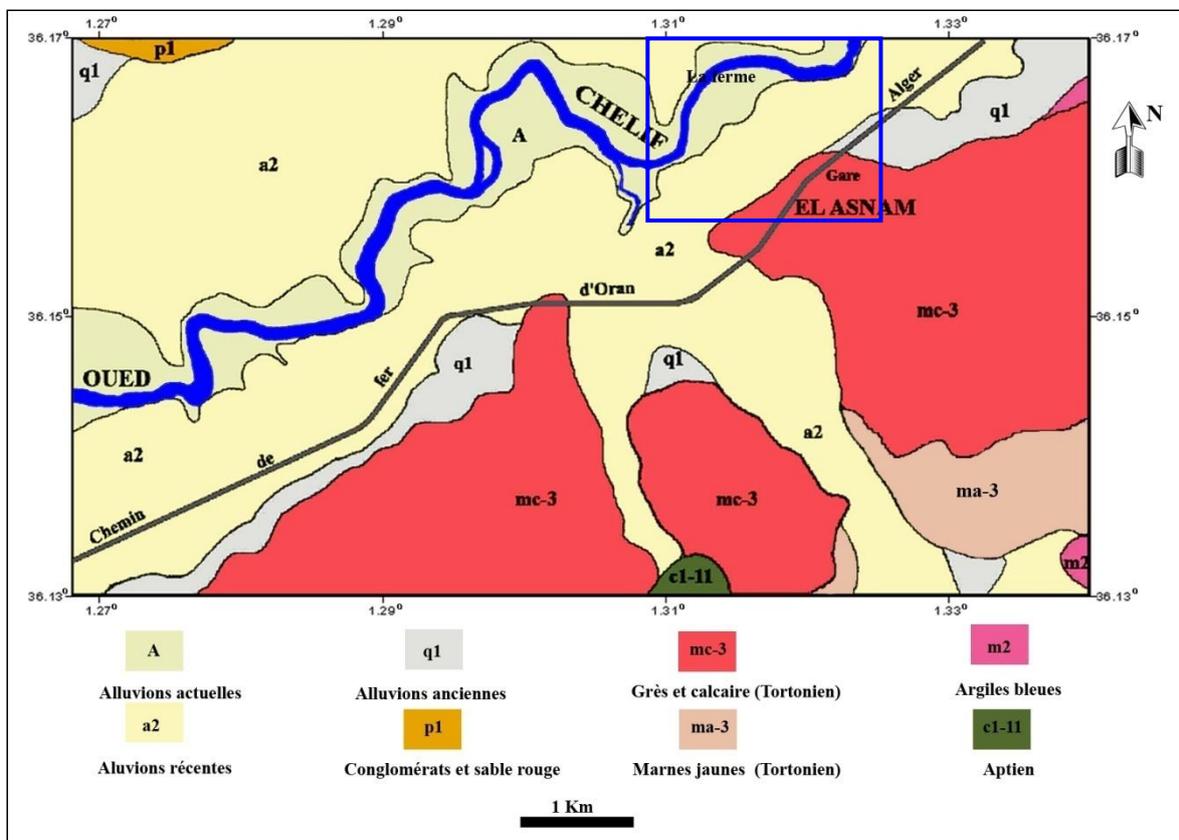


Figure II.5. Géologie locale de la ville de Chlef (prise de la carte d'Orléanville 1/50 000 de Brives, 1924). Rectangle bleu : la zone d'étude.

Dans la partie ouest et nord-ouest de l'agglomération, les alluvions sont de forte épaisseur surmontent le rocher du Villafranchien et Tortonien d'une trentaine de mètres, alors qu'au centre et à l'est, les alluvions sont présentes avec de faibles épaisseurs (Figure II.6-a). La V_s du Quaternaire varie entre 250 to 600 m/s et γ varie entre 16 et 21 kN/m³ (Talaganov et al., 1982).

Après le séisme d'El Asnam et afin de reconstruire la ville de Chlef plusieurs investigations géologiques et géotechniques détaillées ont été réalisées pour une meilleure connaissance des sols. Avant la cartographie géotechnique du WCC (1984), une première carte préliminaire de géologie de l'ingénieur a été proposée par Talaganov et al. (1982) (ou IZIIS, 1982). Parmi les objectifs élémentaires de cette dernière étude, était l'analyse de l'influence des conditions locales du sol sur le mouvement sismique en surface, et par conséquent la réponse sismique des constructions. Cette carte a été le fruit d'une synthèse des banques de donnée géologiques, géotechniques et sismologiques, fournies par CTC, LNHC et LTPB, à partir des campagnes de reconnaissance de terrain et des études de sol en laboratoire. Cette étude a permis de réaliser des profils de sol longitudinaux et transversaux de sismique réfraction, et l'identification des paramètres mécaniques (matériau, épaisseur) et sismologiques (densité, vitesse des ondes P et S) des couches sédimentaires et du substratum. Talaganov et al. (1982) ont réalisé 12 profils de sismique réfraction dans la ville de Chlef, utilisant des équipements de haute précision adaptés pour les mesures de terrain en zones urbaines. Dans cette étude, la source d'énergie était un marteau-pilon de 10 kg ; la distance entre les géophones était de 5 à 10 m; la longueur de chaque profil de réfraction était de 100-200 m, en fonction de la profondeur des dépôts Miocène. La structure du sous-sol à faible profondeur a été définie en utilisant la méthode *intercept time* et a été précisée par des données de forage disponibles. Sur la base de ces résultats, Talaganov et al. (1982) ont proposé deux profils de sol typiques pour les parties occidentales et orientales de Chlef, et un troisième le long de la rivière Cheliff (Figure II.6-b).

La carte géotechnique-hydrogéologique de Chlef dans le rapport du WCC (1984) contient des estimations des épaisseurs de sédiments alluviaux s'étendant ~160 m au nord de la ville. Les puits d'essai géotechniques ont présenté des profondeurs variables allant de 4 à 102 m.

Le profil transversal « B » du sol montre une interface irrégulière entre le Miocène et le Quaternaire. Cette structuration semble être en relation avec le tracé de la faille principale des montagnes rouges tracée par WCC (1984) (Talaganov et al., 1982). La déformation souterraine aurait causé une variation des épaisseurs et des propriétés du remplissage sédimentaire dans une petite surface (approximativement 4x4 km). Sur la base de ces informations fournies dans Talaganov et al. (1982), une estimation des effets de site basée sur le calcul numérique 1-D est analysée par Milutinovic and Petrovski (1981). L'amplification identifiée se situe dans la gamme des hautes fréquences (supérieures à 2.30 Hz).

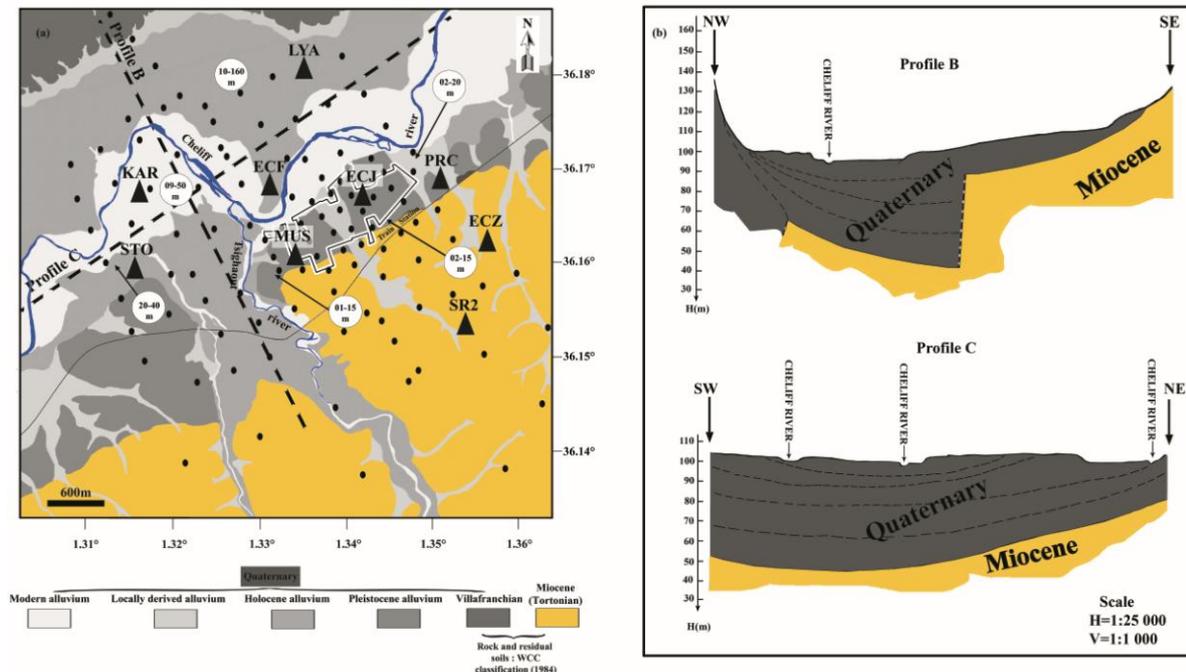


Figure II.6. (a) La carte de la géologie locale de la ville de Chlef et réseau sismique temporaire y installé. Les triangles sont les emplacements des stations sismologiques temporaires. Les points noirs indiquent les emplacements des mesures du bruit ambiant. Le contour blanc représente la zone du centre-ville de Chlef partiellement détruite par le tremblement de terre d'El-Asnam, 1980, selon Bertero and Shah (1983). Les cercles blancs montrent la profondeur du substratum du Miocène proposée par rapport WCC (1984). (b) La ligne noire pointillée nommée « profil B » est un profil typique du sol pour la partie ouest du centre-ville de Chlef et le « profil C » est un profil longitudinal du sol le long d'oued Chélif (modifiée à partir de Talaganov et al., 1982).

II.2.2. Tissu urbain de la ville de Chlef avant et après le séisme d'El Asnam

A plusieurs reprises, l'urbanisation de la ville de Chlef a été ravagée par des événements sismiques catastrophiques. Pour augmenter sa résistance à la destruction, le code de construction parasismique a connu lui aussi plusieurs versions afin de fournir une meilleure conception et un bon calcul des éléments structuraux pour l'obtention d'une structure parasismique.

L'urbanisation de la ville de Chlef a connu plusieurs configurations contrôlées principalement par les deux séismes de 1954 et 1980, et l'indépendance de l'Algérie en 1962 :

- *Avant le séisme d'Orléansville*, le 9 septembre 1954 (1ère période), l'ancienne ville européenne de Chlef était représentée par une petite ville fortifiée de 40 000 habitants créée par le génie militaire français en 1843 (Stambouli, 2013). Avant 1954, n'existait pas de code de construction parasismique propre à l'Algérie. Les codes français de constructions de béton armé et acier étaient utilisés pour la ville.
- *Après le drame du 1954 (2ème période)*, le premier code AS55 (Anti Sismique, 1955) naissait (ou plus précisément le second, après le premier code de Mesures

parasismiques du Dey Ali CHAOUCH d'Alger, apparu après le séisme d'Alger en 1716). Le code AS55 (ou plus précisément recommandations) avait divisé sismiquement l'Algérie en deux zones : A « faible sismicité » et B « forte sismicité » (Figure II.7). Dans ce code, est fourni des conceptions générales sur les bâtiments, fondations, superstructure et des règles de calcul de contraintes.

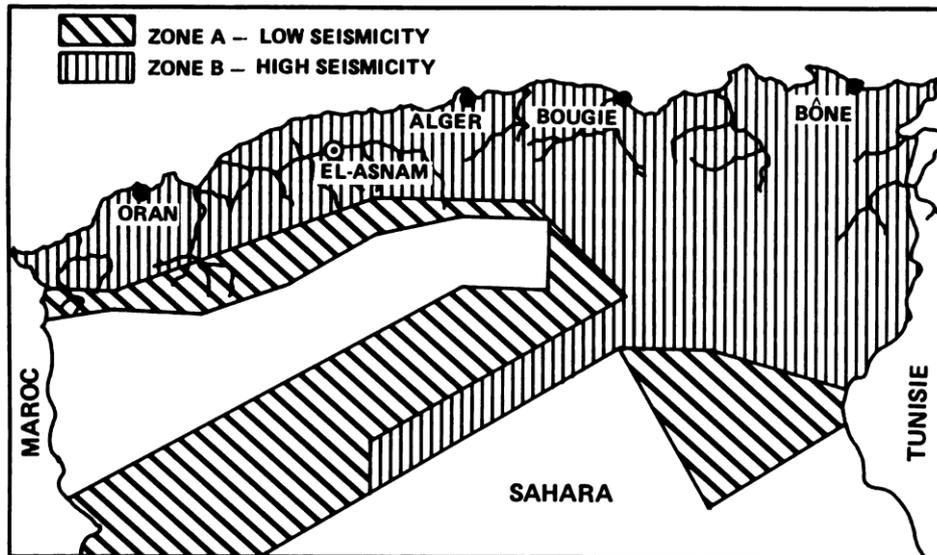


Figure II.7. Considération des zones sismiques de l'Algérie tenue en compte dans AS55.

- Après l'indépendance de l'Algérie en 1962 (3ème période), l'urbanisation de la ville a connu une accélération et un développement. Cela est la conséquence de la vague de migration vers les villes, en raison du départ des européens. Le manque d'infrastructures et d'emplois dans les zones rurales et l'aspiration à une "vie meilleure" a été aussi une autre raison qui a incité les ruraux à migrer vers les villes. En fait, une crise de logement est apparue dans le pays et le gouvernement algérien fut interpellé pour résoudre ce problème et héberger le maximum de personnes dans les villes. Le gouvernement s'est attelé à réaliser une quantité importante d'édifices au détriment d'un bâti plus résistant au risque sismique (rapport EERI, 1983). Ainsi les autorités ont bâti des édifices R+3 et R+4 avec les mêmes considérations réglementaires du code AS55. Durant cette même période, le code parasismique a connu quant à lui deux révisions en 1962 et 1969 (PS62 et PS69). Ce code révisé n'a été applicable en Algérie qu'en 1973.

- *Avant le séisme d'El Asnam (4ème période)*, le bâti formant le tissu urbain de la ville était de type variable : maisons traditionnelles en pierre ou bâtiments en béton armés, édifices à un ou plusieurs niveaux, soumises aux recommandations parasismiques (AS55 et PS69) ou non. A noter que de très peu structures étaient soumises au contrôle technique et au calcul au séisme. Selon la période de construction, les édifices de la ville de Chlef existant avant le séisme d'El Asnam étaient classés en 3 catégories (CTC, 1981):
 - ✓ des édifices ayant survécu au séisme de 1954, réparées puis réoccupées, représentent 23.49% de l'ensemble du tissu urbain;
 - ✓ de nouveaux édifices construits après le séisme de 1954 selon la recommandation AS55 représentent 25.07% de l'ensemble du tissu urbain;
 - ✓ de nouveaux édifices construits après l'indépendance en 1962, représentent 19.69% de l'ensemble du tissu urbain construits en 1962 et 1973 (AS55), alors 23.29% de l'ensemble du tissu urbain construits entre 1973 et 1980 (PS62 et PS69).

Sur la Figure II.8-a, nous présentons la distribution des édifices de la ville avant le séisme d'El Asnam en fonction des étages (N). Ces immeubles n'ont pas souffert de la même façon.

- *Après le séisme de 1980 (5ème période)*, les expertises du CTC (1981) ont dégagé des conclusions après l'analyse des dommages dans la ville de Chlef et le reste des zones sinistrées. La carte de la Figure II.3 établie par le CTC (1981) montre que la répartition géographique des dommages de la ville de Chlef était loin d'être homogène en premier abord. Les secteurs les plus touchés étaient : une partie du centre ville, les quartiers de la Ferme (ou Firm), de Zeboudj et de Bouca-Sahnoun (Durville and Meneroud, 1981). Selon le CTC (1981), le mécanisme de destruction des différents types de structures de la ville de Chlef ont été identiques à ceux observés dans d'autres pays sismiques. Nous citons parmi les plusieurs causes techniques de ces désordres : la mauvaise conception architecturale (forme en plan des bâtiments, irrégularité en évaluation...) et structurale (ignorance de l'interaction maçonnerie/structure, mauvaise conception des nœuds, poteaux, poutres...), mauvaise mise en œuvre... Selon le rapport du *Earthquake Engineering Research Institute (EERI)* « *les dommages ne s'étaient pas limités aux structures anciennes. Beaucoup de constructions modernes*

ont enregistré des résultats médiocres ... et plusieurs qui ont échappé de la ruine nécessitaient d'être démolis parce que leur système structural était irrémédiable ...».

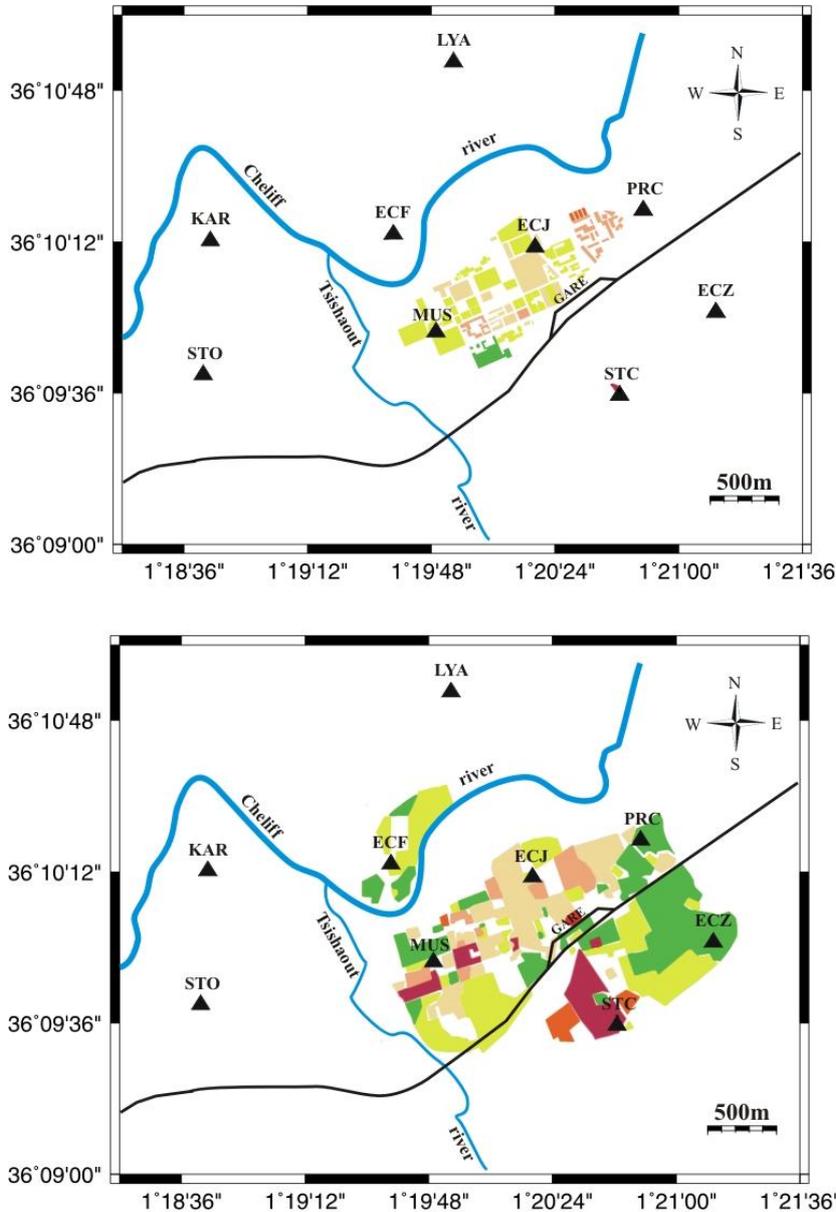


Figure II.8. Distribution des édifices formant l'urbanisation de la ville en fonction de leur nombre d'étage (N), avant (a) (d'après Bertero and Shah, 1983) et après (b) le séisme d'El Asnam ; les triangles noirs représentent les stations sismologiques du réseau installé dans la ville de Chlef (voir Chapitre III).

Aujourd'hui l'urbanisation de la ville de Chlef est composée d'édifices construits à l'époque française (réparer ou renforcer après le séisme d'El Asnam), d'édifices construits après 1962 (réparer ou renforcer après le séisme d'El Asnam) et des toutes nouvelles constructions construites après le séisme d'El Asnam, ayant une variation de nombre de niveau (N) de 1 à 7, maximum (Figure II.8 et Figure II.9).

II.3. Analyse d'aléa sismique local de la ville de Chlef

WCC (1984) a fourni pour la zone d'étude, la région de Chlef, les valeurs d'accélération maximale au sol pour les neuf centres urbains. Dans le Tableau II.4, nous rappelons ces résultats pour différentes périodes de retour, pour les deux type de sol, ferme et rocheux (ou sol très rigide). D'autres travaux scientifiques ont estimé ces accélérations sur la base d'une approche déterministe, Aoudia et al. (2000) estiment le *Design Ground Acceleration* à 0.4-0.6g, ou probabiliste, Peláez et al. (2003) estiment le *Peak Ground Acceleration* à 0.181g pour une période de retour de 100 ans, et 0.393g pour une période de retour de 475 ans. A noter, que pour la première étude d'aléa sismique élaborée par Mortgat and Shah (1978) le *Peak Ground Acceleration* était estimé à 0.25g pour une période de retour de 100 ans, à partir de laquelle la carte des zones sismiques du RPA-1981 est basée.

Le projet WCC (1984, volume III et VI) a fourni aussi des cartes du potentiel d'effondrement de terrains liés aux séismes tels que la liquéfaction des dépôts de sol de la ville de Chlef. Trois niveaux d'aléa de liquéfaction ont été proposés : faible, modéré et élevé. Les zones cartographiées comme ayant un potentiel de liquéfaction faible sont composées en général de dépôts du Pléistocène ou plus ancien, de formation argileuse avec une nappe aquifère profonde (généralement supérieur à 12 m). L'aléa du potentiel de liquéfaction modéré comprend généralement les formations d'alluvions actuelles et Holocènes avec une nappe aquifère moins profonde (comprise entre 5 à 12 mètres). Les zones à potentiel de liquéfaction élevé contiennent des alluvions actuelles ou Holocène et une nappe aquifère peu profonde (une profondeur inférieure ou égale à 3 mètres), dont les formations sont sableuses relativement lâches très exposés à la liquéfaction.

Pour le potentiel glissement de terrains liés aux mouvements vibratoires fort du sol, il se localise le long des berges très abruptes de l'Oued Chélif et Oued Tsighaout, où les berges abruptes d'une hauteur de plus de 5 m, sont mal consolidées. En fait, les édifices de la ville Chlef n'ont pas souffert de phénomènes de liquéfaction et glissement de terrain induits par le séisme d'El-Asnam en 1980, par ce qu'ils ne sont pas généralement construits sur des terrains abruptes (Durville and Meneroud, 1981). Selon Durville and Meneroud (1981), la géologie locale de l'agglomération de Chlef semble avoir eu un rôle non négligeable dans le changement du mouvement du sol et son influence sur la sécurité des ouvrages.



Figure II.9. Quelques exemples de constructions existant actuellement dans la ville de Chlef. **(a)** Constructions de l'époque d'occupation française, **(b)** constructions après 1962 survécus le séisme d'El Asnam, **(c)** nouveaux ouvrages finis construits après 1980, **(d)** nouveaux ouvrages en cours de réalisation.

Tableau II.4 : Accélération maximale au sol pour la ville de Chlef estimée par WCC (1984) pour différentes périodes de retour.

	Période de retour			
	50 ans	100 ans	200 ans	500 ans
PGA pour le sol ferme (g)	0.15	0.22	0.31	0.42
PGA pour le rocher (g)	0.16	0.25	0.36	0.50

Conclusion

Dans le présent chapitre nous avons présenté le bassin du Bas-Chélif et la ville de Chlef du point de vue géologique et sismologique. La ville de Chlef, devenue un centre urbain après le séisme d'El Asnam, a constitué donc un champ d'études pour comprendre le comportement des structures lors de l'occurrence d'un grand séisme, ceci a donné l'occasion de réviser et renforcer le code parasismique algérien, d'après les deux projets IZIIS (1982) et WCC (1984).

Les premiers travaux scientifiques sur l'agglomération de Chlef ont exclu les effets induits de liquéfaction, glissement de terrain et rupture de surface d'origine non tectonique comme causes de destructions des édifices durant la secousse tellurique de 1980. En effet, les études menées au lendemain du séisme, ont pour la plupart indiqué que la cause principale de l'endommagement était plutôt due à la mauvaise conception et réalisation des ouvrages. Sur la présence des effets de site, peu de choses ont été soulignées. L'insuffisance des données sur le sous-sol de la ville n'ont pas permis de montrer leur existence de façon tout à fait certaine.

IZIIS (1982) et WCC (1984) avaient étudié le sous-sol de la ville grâce à l'acquisition de données géotechniques et géophysiques, en traitant plusieurs éléments fondamentaux pour la réduction du risque sismique mais sans intégrer de façon détaillée l'estimation des effets de site. Cette tâche, comme annoncé précédemment constitue donc l'objectif principal de ce présent travail.

Chapitre III

Méthodologie de traitement des données de séismes et du bruit ambiant

Introduction

Dans le Chapitre I, nous avons présenté le phénomène d'effets de site et les approches pour sa caractérisation. Dans le Chapitre II, nous avons décrit la région d'étude, la ville de Chlef, son environnement géologique et les facteurs susceptibles d'entraîner une amplification locale du mouvement sismique. A l'issue de ces deux chapitres, nous avons expliqué l'objectif de notre étude d'estimation des effets de site de la ville de Chlef par approche expérimentale, à partir de la donnée sismique et du bruit ambiant tenant compte de la méconnaissance de la structure du bassin du Bas-Chélif en intégrant les caractéristiques du remplissage sédimentaire et le substratum surmonté.

Le travail sur l'estimation des effets de site par méthodologie expérimentale nécessite l'existence d'un matériel sismologique (digitaliseur, capteur antenne GPS et panneau solaire) placé dans un environnement adéquat permettant un enregistrement de qualité. En effet, le bruit anthropique est considéré comme contrainte majeure de l'approche expérimentale pour les méthodes présentées dans le Chapitre I.

Dans le présent chapitre, nous présentons la base de données utilisée, son acquisition, son traitement et finalement le calcul des fonctions de transfert des sites sélectionnés. A partir de cette base de données, un calcul numérique du HVSRN d'un modèle de 1D est ajouté à l'approche expérimentale afin d'interpréter les résultats en exploitant les données géotechniques et géophysiques collectées.

III.1. Mise en place et description du réseau temporaire installé dans la ville de Chlef

Dans le cadre de l'application des méthodes SSR et RF dans la ville de Chlef, nous avons effectué une campagne d'enregistrement d'événements sismiques à partir de l'installation en champ libre d'un réseau temporaire de neuf stations sismologiques. Le réseau qui couvrait une surface de $\sim 10 \text{ km}^2$ a fonctionné durant 10 mois (du 17 Décembre 2014 au 30 Octobre 2015). Les sites d'emplacement ont été nommés par des abréviations en

relation avec le lieu d’installation (Tableau III.1): KAR, STO, ECF, LYA, MUS, ECJ, PRC, ECZ et SR2.

Dans une première étape, les stations sismologiques ont été distribuées à partir de la carte de géologie locale de la ville de Chlef présentée dans le Chapitre II (Figure II.6-a). Cette installation préliminaire avait pour but d’avoir la meilleure couverture de notre zone d’étude. L’objectif était double : le premier était l’installation de certaines stations au niveau de l’ancienne ville européenne de Chlef (appelé à l’époque le quartier d’El Asnam); le second était d’avoir une faible distance entre les stations installées sur les dépôts alluviaux et la station référence installée sur le rocher. Sur le terrain, ce choix théorique a subi quelques modifications pour deux raisons principales : l’une liée au bruit anthropique très élevé, l’autre plutôt d’ordre administrative. En raison de ces contraintes rencontrées dans l’installation de ce réseau dans la ville de Chlef, nous avons été dans l’obligation d’élargir sa couverture. Dans le Tableau III.1, nous donnons pour chacune des stations ses coordonnées. Sur la Figure II.6-a nous exposons également leur géologie locale.

Toutes les stations de ce réseau temporaire présentaient un matériel homogène, c'est-à-dire elles étaient toutes dotées d’un capteur courte-période *Mark Product L22* (2 Hz), couplé à un digitaliseur *DATA-CUBE³ (Omnirecs)* caractérisé par un gain de valeur 16, et par un pas d’échantillonnage de 100 Hz. Le domaine de caractérisation des effets de site dans le cas de la ville de Chlef est fixé à 0.1-15 Hz, le domaine des ingénieurs parasismiques.

Tableau III.1 : Coordonnées et élévation des stations sismologiques installées dans la ville de Chlef.

Site ¹	PRC	KAR	ECF	LAY	ECJ	MUS	STO	ECZ	SR2
Coordonnées									
Lat (°)	36.1719	36.1709	36.1706	36.1824	36.1701	36.1637	36.1613	36.1646	36.1576
Long (°)	1.3470	1.3126	1.3269	1.3317	1.3383	1.3306	1.3115	1.3531	1.3507
Z (m)	154.2	130.8	148.3	160.3	179.9	201.0	99.0	206.9	174

III.1.1. Caractéristiques du réseau

Avant que le réseau soit installé sur le terrain, nous avons procédé à une installation test d’un ensemble des 12 stations au CRAAG-Bouzaréah (Alger) près de la station fixe ABZH considérée comme station référence. L’objectif était de vérifier l’état du matériel par

¹ PRC : protection Civile ; KAR : le site d’ONA ; ECF : école primaire de la Ferme ; LAY : lycée Ali Chihane ; ECJ : école primaire du 5 Juillet ; MUS : centre archéologique ; STO : lycée Ali Checho; ECZ : école primaire Bel Azzouze; SF2 : CEM El Wancharissi.

une comparaison du mouvement du sol, enregistré dans le domaine tempore et fréquentiel. Ceci a permis de sélectionner finalement 09 stations présentant une similitude dans le signal de sortie. Il est à noter que chaque station était équipée de récepteur GPS. La station sismologique ABZH était composée d'un capteur STS2 (3^{ème} génération) caractérisé par une fréquence naturelle de 120 sec couplé à un digitaliseur de type *QUANTERRA* modèle *Q330*.

Dans cette expérience, nous avons considéré l'événement sismique enregistré par toutes les stations considérées. L'événement s'est produit le 27 Novembre 2014 à 22:10:19.309 GMT. Il a été localisé automatiquement par l'ADSN (Yelles et al., 2013) au 36.4992°/3.0778°. La magnitude (Mb) était de 3.5. Les données du réseau mobile ont été recueillies en format « cube ».

Certaines stations ont présenté durant cette opération une inversion de polarité. Sur la Figure III.1, nous présentons un exemple d'enregistrement aux stations type DATA-CUBE³+L22 et ABZH, et le problème fut réglé.

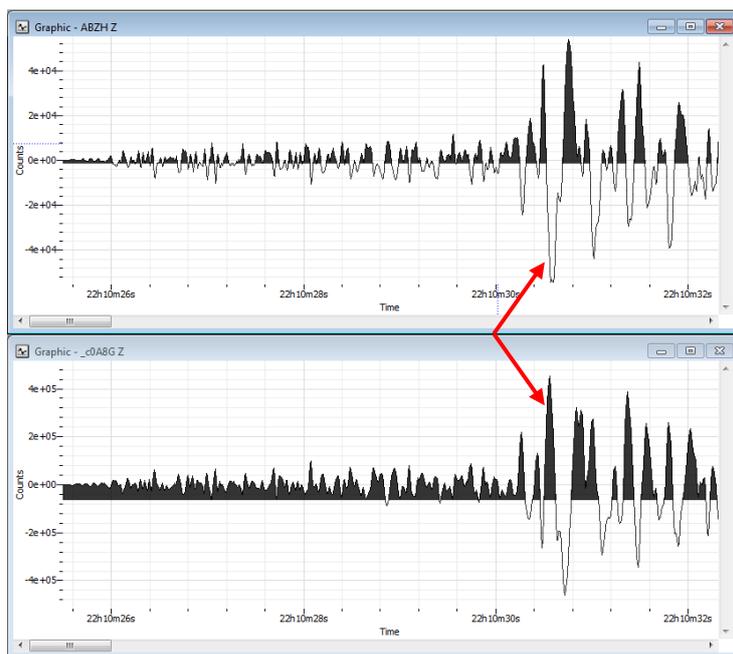


Figure III.1. La composante verticale (Z) de la station ABZH (haut) et A8G (bas) (voir Annexe A) pour montrer le problème de la polarité inversée.

Dans le domaine fréquentiel, nous avons calculé les amplitudes spectrales du mouvement du sol en m/s par FFT, après avoir supprimé la réponse instrumentale de tous les capteurs, comme mentionné dans le Chapitre I (section I.2.2.1). Plus de détails seront donnés dans le présent chapitre dans la section III.2.1.3. Les capteurs, présentant une anomalie dans la forme ou dans la valeur de l'amplitude spectrale, même au niveau d'une seule direction

(EW, NS et Z) furent éliminés de l'installation au niveau de la ville de Chlef. Ainsi, tous les couples « capteur+digitaliseur » de notre réseau ont finalement présenté des amplitudes spectrales similaires dans toute la gamme de fréquence 0.1-15 Hz (Figure III.2).

Comme déjà annoncé dans les Chapitres I et II, nous avons construit des modèles géotechniques de sol pour chaque site d'installation. Cette base de données géotechnique a servi au calcul numérique unidimensionnel. Cela est développé dans les prochaines sections de ce chapitre. Il est à noter que cette base de données a été enrichie par les données fournies par LNHCO-Chlef².

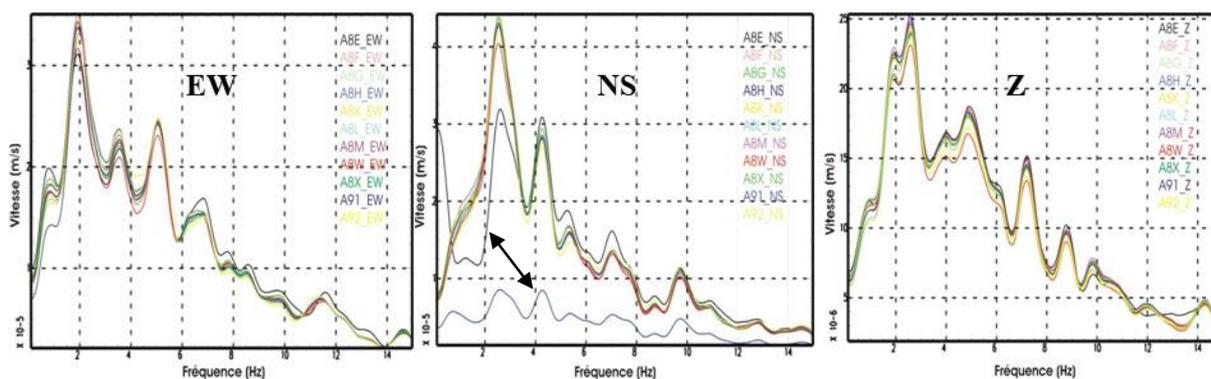


Figure III.2. Comparaison des spectres enregistrés par les différentes stations du réseau mobile installées à la base du CRAAG-Bouzaréah (Alger). De gauche à droite : la composante EW, NS et Z. La double flèche noire révèle les deux amplitudes spectrales sur la direction NS anormales des capteurs 081 et 057, couplés aux digitaliseurs A8E et A8H, respectivement (Tableau A.1 dans Annexe A).

III.1.2. Données sismiques collectées au niveau de la ville de Chlef

La collecte des événements sismiques enregistrés par le réseau temporaire installé dans la ville de Chlef (Figure II.6-a) a duré 10 mois, du 17 Décembre 2014 au 30 Octobre 2015. Le réseau déployé a enregistré 150 événements sismiques (local, régional et télé-séisme). Pour notre étude, nous nous sommes focalisé sur 40 événements, locaux et régionaux, en raison de leur contenu fréquentiel riche en basse et à haute fréquence, au contrario des événements lointains, dont le contenu fréquentiel est plutôt riche en très basse fréquence. Dans la Figure III.3 nous présentons le pourcentage des classes de magnitude (1, 2, 3 et 4) des 40 séismes enregistrés ainsi que les histogrammes correspondants en fonction de la distance épacentrale (à l'exception de la classe 1 puisque nous avons que 2 événements sismiques, de distance épacentrale de 29 et 40 km).

² Laboratoire National d'Habitat et Construction d'Ouest de Chlef

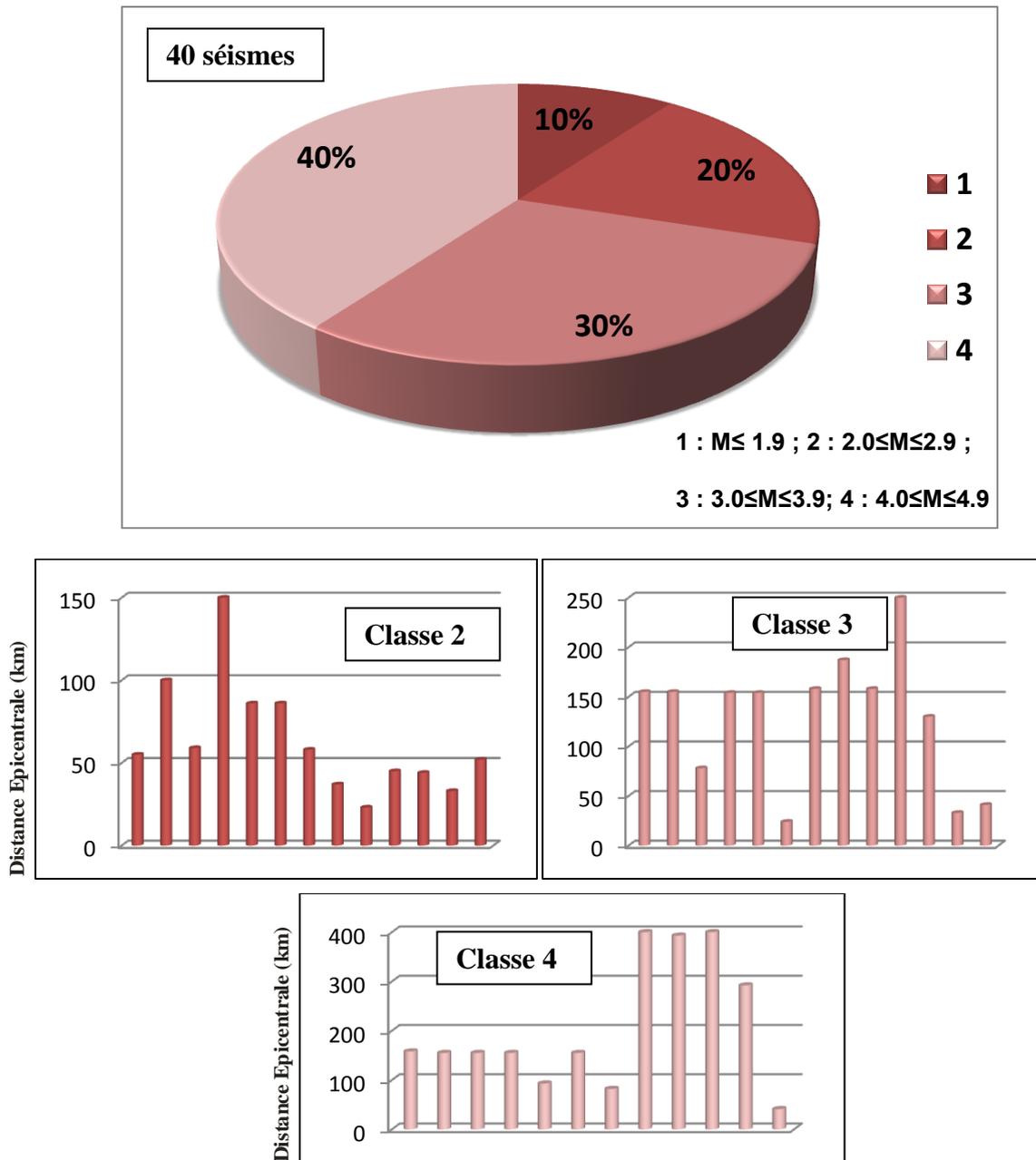


Figure III.3. Statistique sur les événements enregistrés par le réseau temporaire. Le secteur, en haut, montre le pourcentage des classes de magnitudes, 1, 2, 3 et 4, des 40 séismes enregistrés par les stations sismologiques du réseau. Les histogrammes correspondent à la variation des distances épicentrales des classes 2, 3 et 4.

La contrainte principale dans la méthode de caractérisation des effets de site par la donnée sismique, est le niveau du bruit ambiant à basse fréquence pour les faibles séismes. Clinton and Heaton (2002) ont montré dans leur étude pour les différentes classes de magnitude de séismes locaux, régionaux et télé-séismes analysées (Figure III.4) (en comparaison avec les modèles du bruit élevé « *New High Noise Model ; NHNM* » et faible « *New Low Noise Model ; NLNM* » de Peterson (1993) (ligne verte), dans la plage de fréquence 10^{-3} à 10 Hz), que les accélérations des séismes de magnitude de classe 2.5

produites à des distances épacentrales comprises entre 10 et 20 km, ne peuvent avoir leurs amplitudes supérieures au HNM qu'à partir de 0.5 Hz (Figure III.4). Pour cette même classe, pour des distances épacentrales comprises entre 85 km et 110 km, les accélérations ne peuvent avoir leurs amplitudes spectrales supérieures au HNM qu'à partir de 1.2 Hz (Figure III.4). Si nous devons établir un classement en fonction de la distance épacentrale, pour la classe 10 km (distance comprise entre 0 et 20 km) et la classe 100 km, on trouve que les séismes de magnitude supérieure à 3.5 ne posent pas de problèmes, ne risquant pas d'être noyés dans le bruit. Les amplitudes sont supérieures au HNM à partir d'environ 0.1 Hz (Figure III.4).

Une partie de notre base de données collectée par le réseau, présentée sur la Figure III.3, apparaît inutile pour le calcul des rapports spectraux des méthodes SSR et RF, et ceci dans le domaine spectral 0.2-15 Hz. En effet, selon la Figure III.4, les séismes lointains sont riches en très basse fréquence (ligne marron discontinue). A cause de l'atténuation durant leur propagation, l'amplitude diminue, et finit par se noyer dans le bruit ambiant.

Pour les séismes de magnitudes inférieures à 1.9, s'étant produit à des distances épacentrales variant entre 29 et 40 km, et dans le domaine d'analyse d'effets de site inférieur à 2 Hz, les amplitudes spectrales d'accélération sont généralement noyées dans le bruit (Figure III.4). L'évaluation des effets de site, surtout pour la méthode SSR, a été rendu difficile compte tenu de la faible quantité d'enregistrements, de contenu fréquentiel inférieurs à 1 Hz et supérieur au HNM, en raison du bruit ambiant.

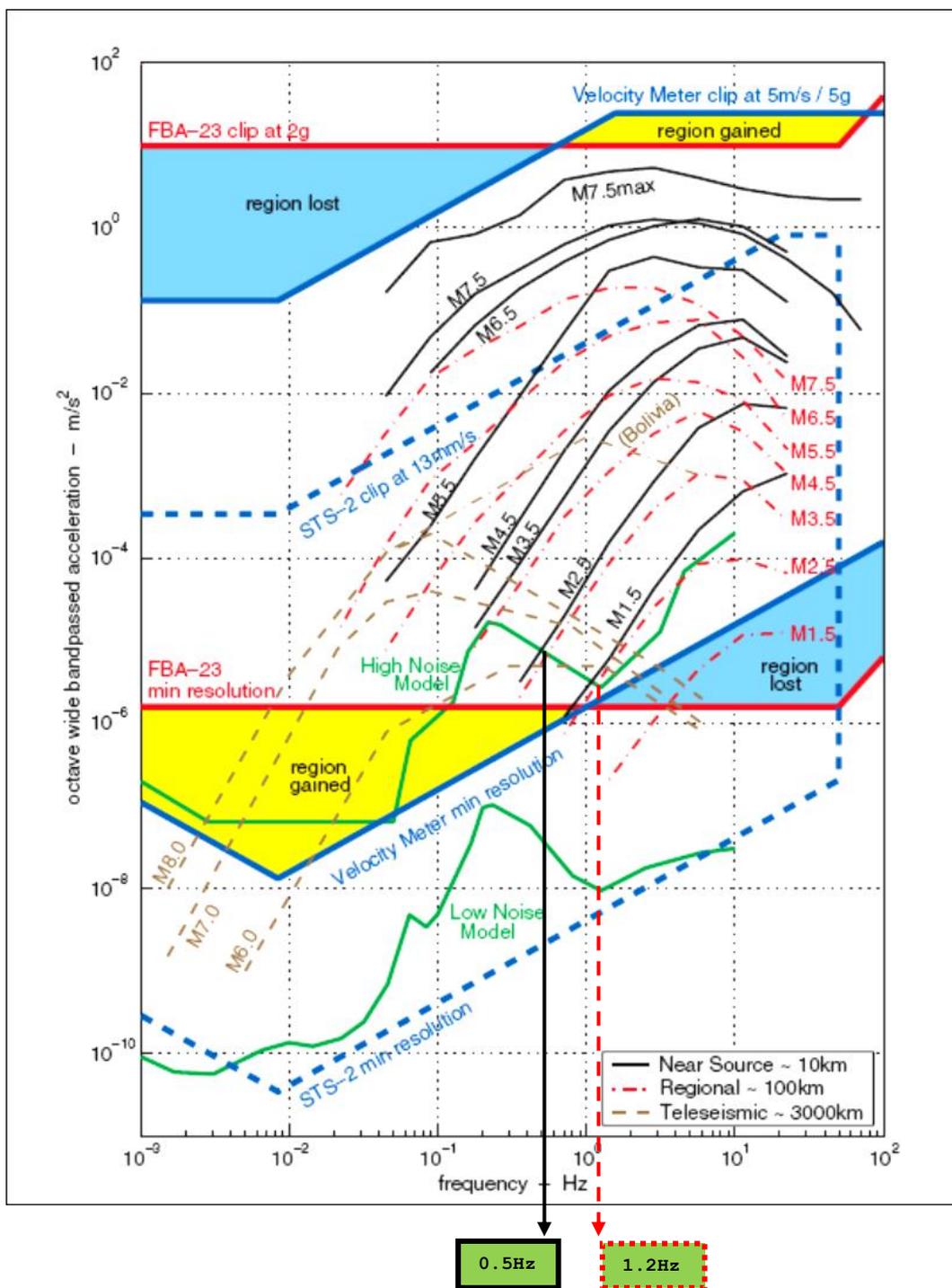


Figure III.4. Variation de l'amplitude spectrale (ligne noire, ligne rouge discontinue, ligne marron discontinue) de la bande passante d'une octave de large d'accélération du mouvement du sol en fonction de fréquence en comparaison avec les modèles du niveau élevé (High Noise Model) et faible (Low Noise Model) du bruit ambiant de Peterson (1993) (ligne verte) dans la bande sismique (Clinton and Heaton, 2002). Les deux flèches pointent sur les valeurs de fréquence 0.5 et 1.2 Hz de la classe de magnitude 2.5 pour les séismes locaux et régionaux respectivement et leur intersection avec le niveau élevé du bruit (HNM).

III.1.3. Sélection des données sismiques en fonction du SNR

Dans la section précédente, nous avons présenté le choix des classes de séismes (en fonction de leur magnitude et de la distance épacentrale), ayant servi à l'analyse des effets de site dans le domaine 0.1 à 15 Hz. Pour chasser tous les doutes au niveau du calcul, mais aussi des résultats lors de l'utilisation des méthodes SSR et RF, nous avons utilisé le critère du rapport signal sur bruit (*Signal Noise Ratio* ; SNR). Pour ce faire, nous avons sélectionné que les séismes ayant un bon signal (séisme) sur bruit, dans la gamme de fréquence 0.2-15 Hz. Notre seuil choisi du SNR a été supérieur ou égal à 3. Nous présentons dans ce chapitre la procédure suivie pour le calcul du SNR afin de sélectionner les événements sismiques exploitables pour la caractérisation des effets de site dans la ville de Chlef (Figure III.5). Le traitement des signaux, séisme et bruit, est par ailleurs, analysé par l'interface *Seismic Analysis Code* (SAC).

Pour les trois composantes EW, NS et Z, les fenêtres du signal sismique et bruit ont subi la même chaîne de traitement de signal. Pour chaque composante nous avons sélectionné le signal sismique comportant les phases P et S de longueur « L ». Une même longueur « L » de signal du bruit précédant le signal sismique a été sélectionnée, supposant qu'il est *invariable* et dans lequel le signal sismique est noyé (Figure III.5-a). Une opération d'apodisation de fenêtre « Hanning » de longueur 0.1, est appliquée sur les deux extrémités (début et fin) des deux fenêtres du bruit et de signal sismique (Figure III.5-b) $\{A(t_0)=0, \varphi(t_0)=0, A(t_{end})=0, \varphi(t_{end})=0, \text{ où } A \text{ et } \varphi \text{ sont l'amplitude et la phase du début de signal à l'instant } t_0 \text{ et la fin } t_{end}\}$. Le but de cette opération est d'éviter la génération de pics artificiels dus au spectre de la fenêtre temporelle. L'amplitude spectrale est calculée appliquant l'algorithme de la transformée de Fourier rapide « FFT » (Figure III.5-c). Afin de comparer aisément les amplitudes spectrales du signal sismique et du bruit et d'éviter l'apparition d'instabilités dans le SNR, nous avons appliqué un lissage sur les données (Figure III.5-c). Le SNR est calculé par la division des amplitudes spectrales des trois composantes du signal sismique sur leurs correspondantes du bruit (Figure III.5-d). Un exemple est ainsi montré sur la Figure III.5-e. Tous les séismes enregistrés par chaque station, au nombre de 40 ont subi ce traitement pour filtrer les événements sismiques inutilisables dans l'analyse des effets de site.

Sur le Tableau III.2, nous présentons les différents événements sismiques de chaque station ayant un $\text{SNR} \geq 3$, dans la gamme de fréquence 0.2-15 Hz, exceptés ceux de numéro 1, 6, 7, et 10. Seules les parties de chaque spectre ayant des valeurs de SNR acceptables ont été utilisées. Donc, la banque de donnée à l'origine composée de 40 événements sismiques a été

réduite à un maximum de 15, et un minimum de 11 événements (Tableau III.3). Cette banque de données n'est également composée que de séismes de classe 3 et 4, à des distances épacentrales variant entre 24 et 393 km. Le nombre d'événements entre 11 et 15, est donc suffisant pour estimer la fonction de transfert des sites d'investigation. Ducellier et al. (2013) ont montré que la stabilité de la réponse moyenne du site est indépendante du nombre de séismes considéré (10, 20, 30, 40 et 50 événements).

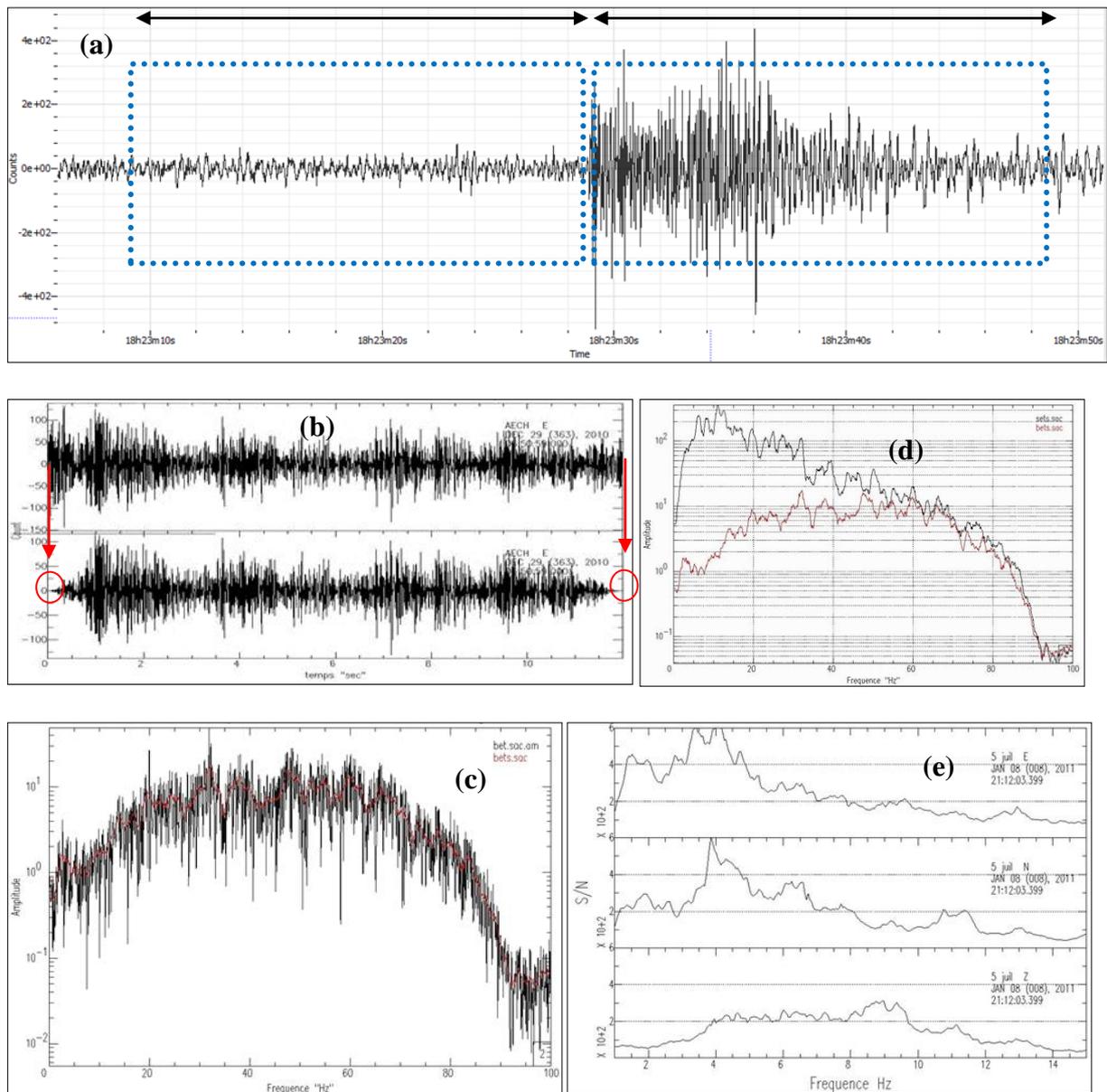


Figure III.5. Exemple montre la procédure suivie pour le calcul du rapport signal sur bruit (SNR). **(a)** : séisme enregistré par la station ECJ, produit le 11 Janvier 2011 à 18h23, le rectangle bleu discontinu représente les deux fenêtres du bruit et signal sismique prises pour le calcul du SNR ; **(b)** : opération d'apodisation appliquée sur les extrémités (cercle rouge) de la fenêtre du bruit, haut : avant l'opération, bas : après l'opération ; **(c)** : amplitude spectrale de la composante Est-Ouest lissée du signal (noir) et du bruit (rouge) ; **(d)** : présentation de l'amplitude spectrale avant le lissage (noir) et après lissage (rouge) ; **(e)** : SNR > 3 des trois composantes, EW, NS et Z.

Tableau III.2: Liste des séismes utilisés dans cette étude, enregistrés par les stations du réseau temporaire installé dans la ville de Chlef (d : distance épacentrale ; M_L : magnitude local).

N	Date and Time	Lat. N (°)	Lon. E (°)	d (km)	M_L	KAR	STO	ECF	LYA	MUS	ECJ	PRC	ECZ	SR2	
1	2014/12/19 11h06	36.6096	3.0111	158	4.1	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
2	2014/12/23 08h00	36.5531	3.0111	155	4.6	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
3	2014/12/23 08h59	36.5531	3.0111	155	4.5	*	*		*	*	*	*	*	*	
4	2014/12/26 17h55	36.4992	3.0111	155	4.4	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
5	2015/02/01 20h06	36.4992	3.0111	155	4.3	*	*	*	*	*	*	*		*	
6	2015/03/16 11h13	36.4992	3.0111	154	3.9		*		*	*		*	*	*	
7	2015/03/16 11h37	36.4992	3.0111	154	3.5		*						*	*	
8	2015/03/17 15h57	36.0939	0.4240	082	4.0	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
9	2015/03/21 12h43	36.2679	1.0831	024	3.5	*	*	*	*	*	*	*		*	
10	2015/03/21 22h55	35.8241	5.6557	393	4.9		*	*	*	*	*	*		*	
11	2015/07/11 14h25	36.2298	2.8118	133	3.5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
12	2015/07/15 07h38	35.6821	4.5290	293	4.0	*	*						*	*	
13	2015/08/2202h54	36.3308	1.7470	41	4.0	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
14	2015/09/04 00h49	36.2762	1.6814	34	3.1	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
15	2015/10/09 16h54	36.3308	1.4770	41	3.1	*	*	*	*	*		*	*	*	
TOTAL							12	15	11	13	13	11	11	12	15

III.2. Etapes primordiales avant le calcul des rapports spectraux des séismes

III.2.1. Choix de la station référence pour la méthode SSR

La technique SSR est parmi les méthodes les plus fiables permettant d’estimer les effets de site, surtout pour le facteur amplification qui peut être sous-estimé par les autres techniques expérimentales, telles que les méthodes RF et HVSRN.

Pour appliquer la méthode SSR pour la ville de Chlef, nous avons choisi les stations ECZ et SR2 comme stations références (Figure II.6-a). Comme développé dans le Chapitre I, il est important d'indiquer que les stations ECZ et SR2 sont installées sur le rocher Tortonien (Miocène supérieur). Se basant sur les données reportées par Talaganov et al. (1982), et mentionnée dans le Chapitre II, il est à rappeler que la vitesse des ondes S est supérieure ou égale à 800 m/s. Par l'application de la méthode HVSRN, nous avons constaté que la réponse du site à ces deux emplacements n'est pas plate puisqu'une amplification est observée au niveau de basse fréquence. Plus de détail sur cette observation est développée dans le Chapitre IV consacré aux résultats. De ce fait, l'installation de la station référence au niveau de la ville de Chlef est considérée comme une importante contrainte dans l'application de la méthode SSR. La réponse propre du rocher de la ville de Chlef à basse fréquence, non-plate, est considérée comme une entorse par rapport aux conditions initiales pour l'application de la méthode SSR. Un rapport spectral entre les composantes horizontales des stations SR2 et ECZ ainsi qu'entre leurs composantes verticales avait pour objectif de vérifier la dépendance de l'amplification en fréquence entre ces deux sites. Le résultat de ce calcul a montré que le rapport entre les deux stations est plat, d'environ 1 (voir Figure 8 dans Chapitre IV). Donc, puisqu'aucune différence n'a été observée du point de vue sismique, nous en déduisons que la géologie de ces deux sites est identique. Les problèmes techniques et de sécurité ayant une influence sur l'ensemble des données sismiques enregistrées par la station ECZ. Par conséquent, le choix de la station référence pour la méthode SSR s'est porté sur la station SR2.

III.2.2. Homogénéisation des amplitudes spectrales

Pour analyser les effets de site par la méthode SSR, nous avons introduit brièvement le principe de la méthode et les hypothèses considérées dans le calcul de la réponse spectrale du site dans le Chapitre I. Cette technique qui se base sur la comparaison entre un événement sismique enregistré par une station installée sur une formation sédimentaire et une autre installée sur le rocher, exige la suppression de tous les facteurs influençant une telle comparaison. Après avoir installé les stations pour comparaison, séparées par une distance négligeable devant la distance épacentrale du séisme enregistré, la correction instrumentale est considérée comme étape essentielle dans le calcul des rapports spectraux.

Sur la Figure III.6, nous présentons le principe de la chaîne d'acquisition d'un enregistrement sismique par l'illustration des différentes phases de conversion du mouvement

du sol jusqu'à l'obtention de l'enregistrement sismique en un format donné exploitable par le manipulateur (exemple .dat, .miniSeed ...).

Rappel : Equation du mouvement d'un sismomètre

Soit un sismomètre simple d'inertie mécanique, comme illustré dans la Figure III.6-a, caractérisé par une masse « m », un ressort de constante « k » et un système d'amortissement « R » de constante de frottement « d », soumis au déplacement de sol $u(t)$. Les forces activant la masse « m » par le déplacement de la masse $x(t)$ sont : la force du ressort $-k.x$; la force d'amortissement $-d\dot{x}$. Par l'application du principe fondamentale de la dynamique, on obtient l'équation du mouvement (Havskov and Alguacil, 2010) (dans ce qui suit $x(t)=x$ et $u(t)=u$) :

$$-kx - d\dot{x} = m\ddot{x} + m\ddot{u} \tag{III. 1}$$

La relation (III. 1) devient

$$\ddot{x} + 2h\omega_0\dot{x} + \omega_0^2x = -\ddot{u} \tag{III. 2}$$

Avec :

ω_0 est la pulsation (*angular frequency*) égale à $2\pi f_0$ donnée en [*radians/s*], et f_0 est la fréquence naturel du sismomètre donnée en [Hz] par la relation :

$$f_0 = \frac{1}{2\pi} \sqrt{k/m} \tag{III. 3}$$

et h est le rapport l'amortissement donné par la relation :

$$h = \frac{d}{2m\omega_0} \tag{III. 4}$$

Si la fréquence est élevée, le mouvement de la masse est presque le même que le mouvement du sol, avec un signe inversé ou d'un déphasage π , selon la relation (III. 5). Cette

approximation est retirée de la relation (III. 2), dont le terme de la deuxième dérivée \ddot{x} est dominant devant la vitesse et le déplacement de la masse. Pour les basses fréquences, le déplacement relatif de la masse est directement proportionnel à l'accélération négative du sol, suivant la relation (III. 6).

$$\dot{x} = -\dot{u} \quad (\text{III. 5})$$

$$x = -\frac{\ddot{u}}{\omega_0} \quad (\text{III. 6})$$

Soit le mouvement du déplacement du sol $u(t)$ définit comme suit :

$$u(t) = U(\omega)e^{i\omega t} \quad (\text{III. 7})$$

Le sismomètre est supposé représenté par un système linéaire, et son mouvement est un mouvement harmonique aussi, définit par la relation suivante :

$$x(t) = X(\omega)e^{i\omega t} \quad (\text{III. 8})$$

Utilisant les relations (III. 7) et (III. 8) dans la relation (III. 2), on obtient :

$$-\omega^2 X(\omega) + i2h\omega_0\omega X(\omega) + \omega_0 X(\omega) = \omega^2 U(\omega) \quad (\text{III. 9})$$

Le capteur sismique est caractérisé par sa fonction de transfert $h(t)$ (la réponse instrumentale au mouvement du déplacement de sol) qui relie l'input $u(t)$ au voltage d'output $x(t)$. Dans le domaine temporel, les trois fonctions $x(t)$, $u(t)$ et $h(t)$ sont reliées entre eux par la relation du produit de convolution suivante :

$$x(t) = u(t) * h(t) \quad (\text{III. 10})$$

Revenant à la relation (III. 9), le rapport entre l'input $X(\omega)$ (déplacement) et l'output $U(\omega)$ donne la fonction $h(t)$ défini dans le domaine fréquentiel comme suit :

$$H(\omega) = \frac{X(\omega)}{U(\omega)} = \frac{\omega^2}{\omega_0^2 - \omega^2 + 2\omega\omega_0 hi} \quad (\text{III. 11})$$

III.2.2.1. Estimation de l'unité physique du mouvement du sol après son acquisition

Le mouvement du sol, après avoir excité le capteur sismique, se convertit en un signal électrique mesuré en Volt (**Stage 1 de la Figure III.6-c**), amplifié et numérisé par le digitaliseur (**Stage 2 de la Figure III.6-c**) et corrigé par une séquence de filtrage numérique (**Stage 3 de la Figure III.6-c**).

Pour la conversion du paramètre du mouvement du sol (déplacement, vitesse ou accélération) en volts, la sensibilité du capteur sismique, « S_c » est le premier paramètre à considérer dans l'opération. La sensibilité est donnée par le constructeur. Sa valeur est un paramètre qui peut subir des modifications, dans le sens de sa réduction avec le temps et en fonction des conditions expérimentales différentes du terrain. Pour une meilleure exploitation de la donnée acquise par le capteur, il est recommandé de réévaluer régulièrement la nouvelle valeur de cette sensibilité. L'unité de cette valeur est relié directement au type du capteur c.-à-d., pour un vélocimètre, l'unité est [V/m/s] et pour un accéléromètre, l'unité est [V/m/s²]. Le signal électrique résultant de la conversion du mouvement du sol transmis par le capteur, est faible, ce qui demande son amplification. Ceci est réalisé par la multiplication par une valeur de gain, sans modifier son unité (Figure III.6-c).

Pour manipuler sur une interface informatique la donnée enregistrée par le capteur, le signal sismique électrique, analogique et amplifié est converti en un signal sismique électrique numérique. Cette tâche est effectuée par le digitaliseur. Comme illustré sur la Figure III.6-c, en plus de la conversion analogique-numérique, le signal subit une séquence de filtrage numérique, dont chaque filtre est caractérisé par ses coefficients (B054), décimation (B057) et sensibilité (ou gain, B058) du format SEED. Cette opération est effectuée sans aucune modification de l'unité, qui est à cette étape évaluée en [count]. A la sortie de la chaîne d'acquisition, le mouvement du sol est donc représenté en « count ». Ce dernier est une unité de mesure de voltage, dont 1 count = 100 mVolt (ou $10/2^{16}$ volt ; 1 volt = 419 430 count).

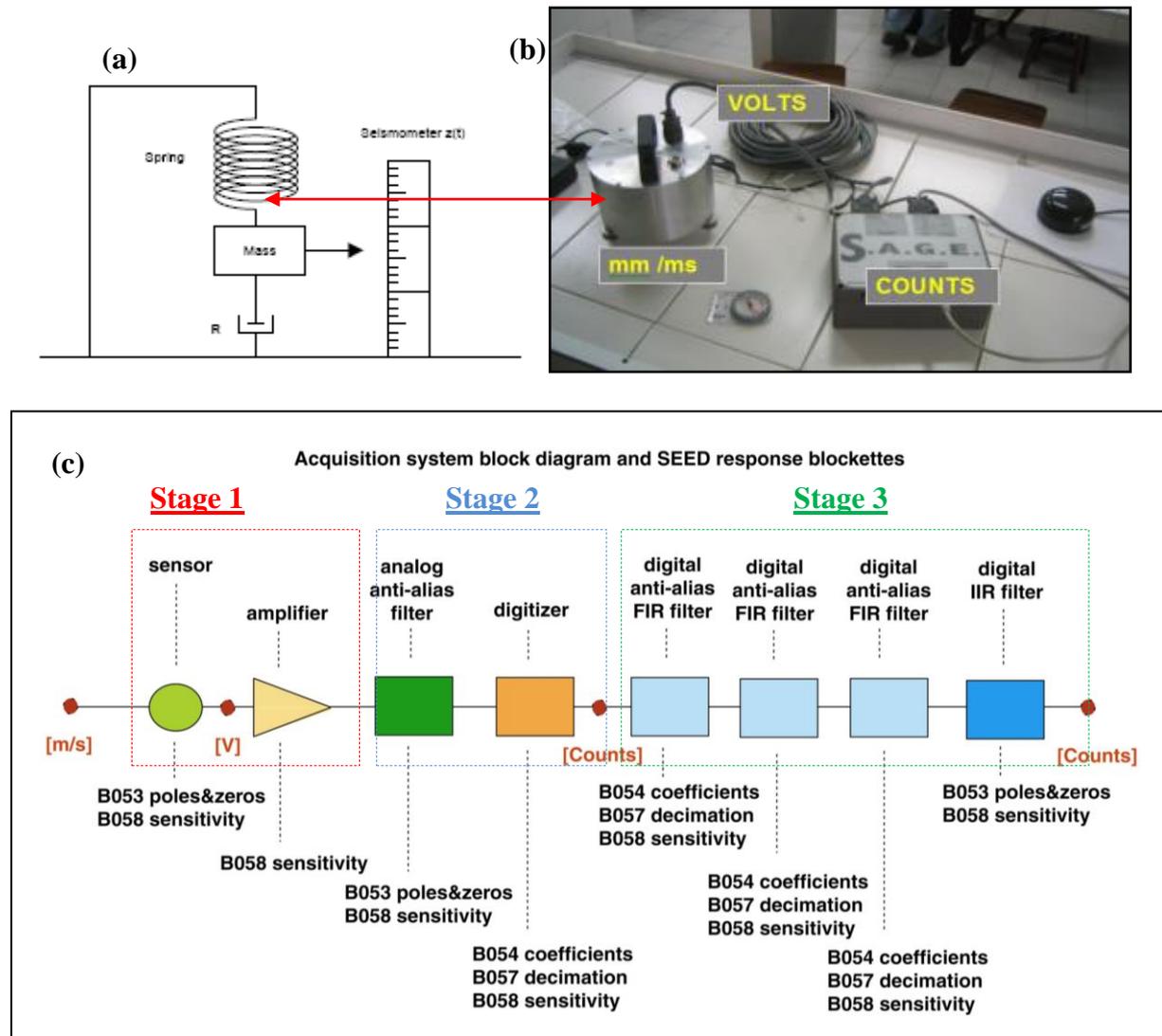


Figure III.6. (a) Un sismomètre simple d'inertie mécanique; (b) illustration des unités physique considérées dans une chaîne d'acquisition du mouvement du sol par une station sismologique: capteur (vélocimètre dans ce cas) (mm/ms), câble (Volts), digitaliseur (counts); (c) séquence des blocks de conversion, amplification et filtrage appliqués sur le mouvement du sol (vitesse du sol en m/s) acquis par une station sismologique.

Comme le capteur est caractérisé par sa sensibilité de conversion de mouvement du sol en volts, le digitaliseur est caractérisé aussi par sa sensibilité (dite aussi *Gain*, *bit-weight*, *facteur de conversion*, *constante de conversion*) « S_d », donnée par l'unité [count/volt] ou l'inverse [volt/count]. Cette sensibilité peut être calculée par la relation entre le Voltage-input et Voltage-output ainsi que le nombre de bit de résolution par la formule suivante :

$$S_d = [\text{Voltage}_{\text{input}} - (-\text{Voltage}_{\text{output}})] / 2^{\text{bit}_{\text{résolution}}} \quad (\text{III. 12})$$

Nous donnons quelques exemples de calcul de S_d du digitaliseur utilisés au CRAAG :

- « *QUANTERRA Q330* » 24 bit, de « *Kinometrics* » :

$$S_d = \frac{[20 - (-20)]}{2^{24}} = 2.3841 \times 10^{-6} \text{ V/count} \quad (\text{III. 13})$$

- « *GEOSTAR* » (version 2000 pour le CRAAG), tri canaux-16 bit :

$$S_d = \frac{[5 - (-5)]}{2^{16}} = 152 \times 10^{-6} \text{ V/count} \quad (\text{III.14})$$

- « *REFTEK MODEL 130* » : La valeur S_d peut être aussi donnée par le fournisseur directement dans le catalogue du digitaliseur, comme le cas du « *Reftek MODEL 130* ». S_d est **1.589 x 10⁻⁶ V/count**.
- Comme aussi elle peut être inclut dans le facteur de calibration, c.-à-d. la constante de conversion du système capteur-digitaliseur, comme pour le cas de l'instrumentation *GEODIVICE* (www.dzhyq.com).

L'objectif de l'acquisition sismique est de mesurer un paramètre du mouvement du sol, tel que le déplacement, la vitesse ou l'accélération. Pour obtenir la valeur réelle de ce paramètre à partir de l'enregistrement de la station séismologique, la valeur mesurée en count est automatiquement convertit en unité physique (m ; m/s ; m/s²). Pour remonter à l'unité physique, nous avons appliqué sur nos données du capteur (vélocimètre) la formule suivante :

$$Mouv_{sol}[m.s^{-1}] = Amp[count] * \frac{S_d[V/count]}{S_c[V/m.s^{-1}]} \quad (\text{III. 15})$$

Dont :

$Mouv_{sol}$: vitesse du mouvement du sol à mesurer en [m.s⁻¹];

Amp : amplitude du mouvement du sol lue sur l'interface informatique, donnée en [count];

S_d et S_c : sensibilité du digitaliseur et capteur successivement, données en [V/count] et [V/m.s⁻¹]. Le rapport entre les sensibilités, selon la relation (III. 15) est dit la sensibilité totale, S_T [m.s⁻¹/count].

Si le capteur est un accéléromètre, $Mouv_{sol}$ est donné en $[m.s^{-2}]$, et S_c est donnée en $[V/m.s^{-2}]$.

Dans le cas de cette étude, les sensibilités du capteur L22 (2 Hz) et de digitaliseur DATA-CUBE³ (gain 16 bit) sont 88 $[Volt/m.s^{-1}]$ et $6.5574e+7$ $[count/Volt]$, respectivement. Les caractéristiques des stations du réseau temporaire installé dans la ville de Chlef sont présentées dans l'annexe A (Tableau A.1) dans lequel sont donnés les numéros de série de chaque capteur et de chaque digitaliseur associé à chacune station. A rappeler que pour la station ABZH considéré dans la section III.1.1, la sensibilité du STS-2 est de $1500 V/m.s^{-1}$, et celle du Q330 est $4.194300E+05$ $count/V$.

III.2.2.2. La fonction de transfert d'un capteur sismique

Chaque capteur sismique est caractérisé par sa fonction de transfert qui comporte la sensibilité, S_c , le facteur de normalisation, A_0 , les pôles et zéros. Pour une station séismologique d'une sensibilité S_T , elle est donnée par la relation (III. 16). En l'appliquant la transformé de Laplace sur la relation (III. 10) dans le domaine fréquentiel, la relation (III. 11) est équivalente à la relation (III. 16) (de *SEED Reference Manual-Appendix C* ; https://www.fdsn.org/seed_manual/SEEDManual_V2.4.pdf).

$$H(s) = X(s)/U(s) = S_T A_0 [\prod_{n=1}^N (s - z_n) / \prod_{m=1}^M (s - p_m)] \quad (III. 16)$$

$X(s)$: transformée de Laplace du voltage output du capteur, en volt ;

$U(s)$: transformée de Laplace de la vitesse input, en m/s (ou l'accélération en m/s^2 ou g) ;

s étant l'opérateur de Laplace. Si la fonction de transfert $H(s)$ est en terme de ω [radian/second], $s=i2\pi f$, et si elle est en terme de fréquence (Hz), $s=if$;

z_n et p_m : les zéros et les pôles de nombre N et M, respectivement ; si le nombre de zéros est 2, donc le capteur est un vélocimètre ou accéléromètre, si le nombre est 3 donc le capteur est un sismomètre.

A_0 : est un facteur de normalisation qui conduit à un maximum de la bande passante de la fonction de transfert à l'unité (1). En valeur, il égale au module du « $1/[\prod_{n=1}^N (s_s - z_n) / \prod_{m=1}^M (s_s - p_m)]$ », où $s_n= i2\pi f_s$ (ou if_s), f_s est la fréquence de normalisation qui située en dehors de l'influence de pôles ou zéros de la fonction de transfert.

Dans l'annexe B, nous présentons un exemple du fichier **RESP** du volume SEED (*Standard for the Exchange of Earthquake Data*) d'IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*), nécessaire pour le calcul de la réponse instrumentale. Dans cet annexe, nous montrons la cascade des blocs et des champs contenant les paramètres et les valeurs correspondantes ainsi que la sensibilité totale S_T des 3 stages de la Figure III.6-c (capteur, digitaliseur et les filtres numériques). Nous avons sélectionné l'exemple d'une chaîne d'acquisition de la station ABKD du réseau ADSN-CRAAG.

III.2.2.3. Suppression de la réponse instrumentale

La suppression de la réponse instrumentale du signal sismique est considérée comme une difficulté pour passer de la mesure électrique-électronique à l'unité physique. De ce fait, nous donnons à cette problématique un intérêt, afin de contribuer à sa compréhension d'abord, et ensuite évoquer les procédures suivies pour obtenir un résultat concret.

Pour comparer entre deux sismogrammes d'un même séisme enregistré dans deux différents sites dotés par différents types de station sismologique, la suppression de la réponse instrumentale est nécessaire, puisque le signal sismique est une convolution de la source sismique, la fonction de propagation, la réponse instrumentale du système d'enregistrement et le site. Nous rappelons que nous avons montré cette convolution dans le Chapitre I dans les relations (I. 11) et (I. 12) qui décrivent le principe du calcul appliqué dans la méthode SSR. La suppression de la réponse instrumentale se fait par la déconvolution théorique de tous les termes participants dans le sismogramme, dans le domaine fréquentiel, comme il est décrit dans les relations (I. 13) et (I. 14).

Il existe une deuxième méthode de la correction instrumentale, plus complexe pour la déconvolution mais plus rigoureuse, il s'agit de la méthode de rotation réelle inverse des composantes EW, NS et Z par des angles « θ » et « φ » fournis par le constructeur du capteur pour restituer les composantes U, V et W du nouveau trièdre, comme il est illustré sur la Figure III.7-a. Plus les angles « θ » et « φ » de chaque direction U, V et W, le constructeur donne dans la fiche de calibration les fonctions de chacune, données en pôles et zéros. Le mouvement du sol est en réalité enregistré d'abord sur les composantes U, V et W. Pour lire l'enregistrement sur les composantes ordinaires X, Y et Z (ou EW, NS et Z), les circuits électroniques du capteur effectuent l'opération de rotation directe. Sur la Figure III.7-b nous schématisons l'ordre des paramètres participant dans cette opération. Donc pour effectuer cette déconvolution, quatre étapes se présentent (voir aussi Figure III.7-c):

1. Lecture des fichiers du signal output $x(t)$, des trois composantes X, Y et Z ;
2. Rotation réelle inverse des trois composantes X, Y et Z en U, V et W par leur multiplication par la matrice de rotation inverse, comme suit :

$$\begin{bmatrix} U \\ V \\ W \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sin\theta_U \cos\varphi_U & \sin\theta_U \sin\varphi_U & \cos\varphi_U \\ \sin\theta_V \cos\varphi_V & \sin\theta_V \sin\varphi_V & \cos\varphi_V \\ \sin\theta_W \cos\varphi_W & \sin\theta_W \sin\varphi_W & \cos\varphi_W \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} \quad (\text{III. 17})$$

3. Déconvolution de chaque composante, U, V et W de chaque fonction de transfert correspondante fournie par le constructeur dans la fiche de calibration.
4. Rotation théorique des trois composantes U, V et W résultantes après la déconvolution pour restituer les signaux en direction X, Y et Z comme suit :

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sin\theta_U \cos\varphi_U & \sin\theta_V \cos\varphi_V & \sin\theta_W \cos\varphi_W \\ \sin\theta_U \sin\varphi_U & \sin\theta_V \sin\varphi_V & \sin\theta_W \sin\varphi_W \\ \cos\varphi_U & \cos\varphi_V & \cos\varphi_W \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U \\ V \\ W \end{bmatrix} \quad (\text{III. 18})$$

Dans notre cas d'étude, pour effectuer le calcul des rapports spectraux classiques de la méthode SSR, entre les stations installées sur les dépôts sédimentaires et la station référence SR2, nous avons supprimé (malgré que notre réseau soit homogène), la réponse instrumentale de tous les séismes exploités pour ce calcul (Tableau III.2). Nous avons utilisé la méthode de la déconvolution théorique en appliquant la même fonction de transfert sur les trois composantes, EW, NS et Z (Tableau III.3). En effet, étant donné que toutes les stations de notre réseau sont du même type, il n'a pas été nécessaire de supprimer les réponses instrumentales, en raison d'un étalonnage réalisé au début des travaux. Les résultats (Figure III.8) montrent que les trois composantes, EW, NS et Z de toutes les stations avaient des spectres de réponse fréquentiel similaires. Malgré cela, une certaine correction instrumentale a été réalisée, en partie pour permettre la présentation des résultats en utilisant des unités physiquement significatives (le mouvement du sol en m/s). La déconvolution de la réponse instrumentale a permis d'assurer une comparaison rapide et facile avec les résultats des autres études. Nous avons utilisé pour cette correction la commande TRANSFER du code SAC. Pour exécuter une telle commande, on a eu besoin d'intégrer la fonction de transfert de notre instrumentation sismologique (Tableau III.3) des capteurs utilisés pour l'enregistrement des séismes (Tableau III.2). La commande TRANSFER a pu être utilisée de deux façons, la première exige l'intégration d'un fichier contenant les pôles et les zéros, ainsi qu'une constante égale au facteur de normalisation de la fonction de transfert du capteur A_0 multipliée par la sensibilité totale S_T , on parle de l'option POLEZERO, alors que la seconde exige

l'intégration du fichier RESP de la station sismologique toute entière (Annexe B), on parle de l'option EVALRESP.

Tableau III.3: La fonction de transfert du capteur L22 des stations sismologiques considérées dans la méthode SSR (A_0 est le facteur de normalisation ; S_T est la sensibilité totale).

Capteur L22 (2 Hz)	Pôles [Hz]	Zéros [Hz]	A_0	S_T [$m.s^{-1}/count$]
Fonction de transfert	$P_1 = -8.88 + 8.88i$; $P_2 = -8.88 - 8.88i$	$Z_1 = 0$; $Z_2 = 0$	1.0	$0.17 \cdot 10^{-9}$

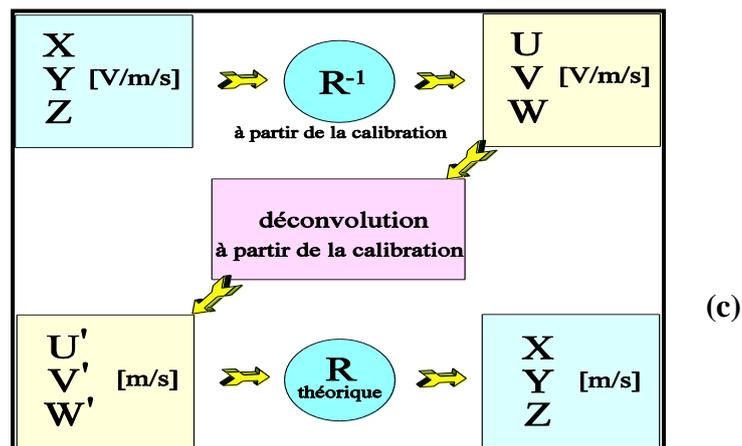
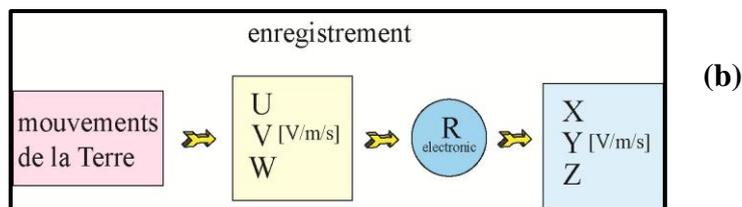
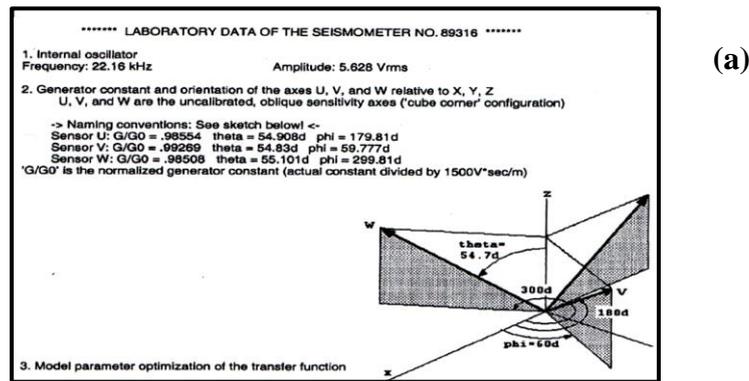


Figure III.7. (a) Présentation d'un exemple du nouveau trièdre d'axe U, V et W et les angles θ et ϕ correspondants par rapport au repère XYZ, prise de la fiche de calibration du capteur STS2. (b) Enregistrement du mouvement du sol à partir du passage d'un repère à un autre dans le capteur. (c) Les étapes de la déconvolution réelle. Les figures (a, b et c) sont prise du document « Déconvolution rigoureuse du signal des sismomètres STS-2 » (<https://geoazur.oca.eu/IMG/pdf/deconvolution-STS-2.pdf>).

Pour valider notre utilisation de la commande TRANSFER du SAC, nous avons comparé le résultat obtenu en termes de mouvement du sol résultant après la suppression de réponse instrumentale en utilisant les deux options (POLEZERO et EVALRESP). Dans l'annexe C, nous présentons les instructions SAC pour l'utilisation de la commande TRANSFER en détail.

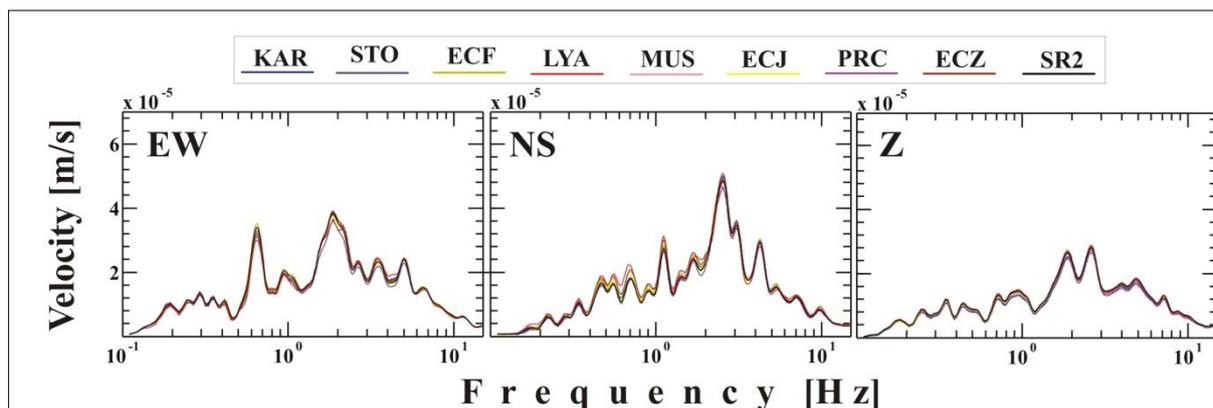


Figure III.8. Les spectres d'amplitude des stations du réseau temporaire utilisées dans cette étude, après la suppression de la réponse instrumentale. Similitude observée dans le domaine fréquentiel d'analyse, 0.1-15 Hz, dans chaque composante.

III.3. Le bruit instrumental

Parce que nos stations étaient équipées de capteurs passifs L22, cela suppose que le bruit instrumental du capteur devait être très faible (Havskov and Alguazil, 2010). Par conséquent, la quasi-totalité du bruit instrumental provenait du digitaliseur CUBE³ 24-bit. Pour estimer ce bruit, nous avons bloqué le sismomètre (ressort), en serrant la composante verticale, mesuré le signal d'output à la sortie du digitaliseur en [count] et finalement calculé la densité spectrale en puissance (*Power Spectral Density, PSD*) correspondante.

Dans le même site, nous avons installé une station sismologique de type « L22+ Cube³ 24-bit » pour enregistrer le bruit ambiant. Nous avons supprimé la réponse instrumentale de cet enregistrement de durée de 30 min, segmenté en plusieurs fenêtres de longueur de 800 sec, et calculé la PSD correspondante utilisant la méthode du FFT sous Matlab. Notre station « L22+ Cube³ 24-bit » n'étant pas intégré dans le réseau ADSN et ne disposant pas d'un fichier RESP nécessaire pour le calcul automatique de PSD. Pour confirmer notre algorithme de calcul, nous avons comparé notre résultat avec celui obtenu par les deux codes SEISAN et ANTELOPE de la station ABZH du réseau ADSN. La comparaison a donné des résultats similaires.

Pour pouvoir comparer les deux PSD d'origine instrumentale et naturelle avec les limites supérieures et inférieures du bruit ambiant (NHNM et NLNM) du modèle de Peterson (1993) (en termes de vitesse), nous avons ramené les trois fonctions à la même unité [volts]. Pour ce passage, nous avons appliqué la procédure suivante :

Soit « a » bruit instrumental en [count]; « b » bruit naturel en [count]; « c1 » et « c2 » NHLM et NLNM en [m/s], respectivement.

$$a'[\text{volt}] = a/6.5574e + 7 ;$$

$$b'[\text{volt}] = b/6.5574e + 7 ;$$

$$c'_1[\text{volt}] = c_1/88 ;$$

$$c'_2[\text{volt}] = c_2/88 ;$$

Les valeurs 6.5574e+7 et 88 sont les sensibilités du digitaliseur Cube³ et capteur L22 mentionnées auparavant, respectivement. Pour remonter de l'unité des PSD en [volt²/Hz] au dB, il suffisait de la convertir en logarithme décimal puis multiplier par 10.

Le résultat de comparaison obtenu pour la composante UP, est illustré au niveau de la Figure III.9. La bande de fréquence pour laquelle les amplitudes spectrales du bruit ambiant sont au-dessus de l'amplitude du bruit instrumental se prolonge au-delà de notre bande de fréquence d'intérêt (0.1-15 Hz). Par conséquent, le bruit ambiant est bien résolu. Pour plus de détails sur le bruit instrumental, deux publications, celle de Sleeman et al. (2006), et celle de Strollo et al. (2008) sont à prendre en considération.

III.4. Choix et traitement des données

III.4.1. La donnée sismique

Concernant la fenêtre choisie pour analyser les effets de site par la méthode SSR nous avons sélectionné une fenêtre de longueur « l » de 50 sec prise après la première arrivée de l'onde S sur les trois composantes, EW, NS et Z. Le même processus de traitement de signal a été appliqué sur ces fenêtres.

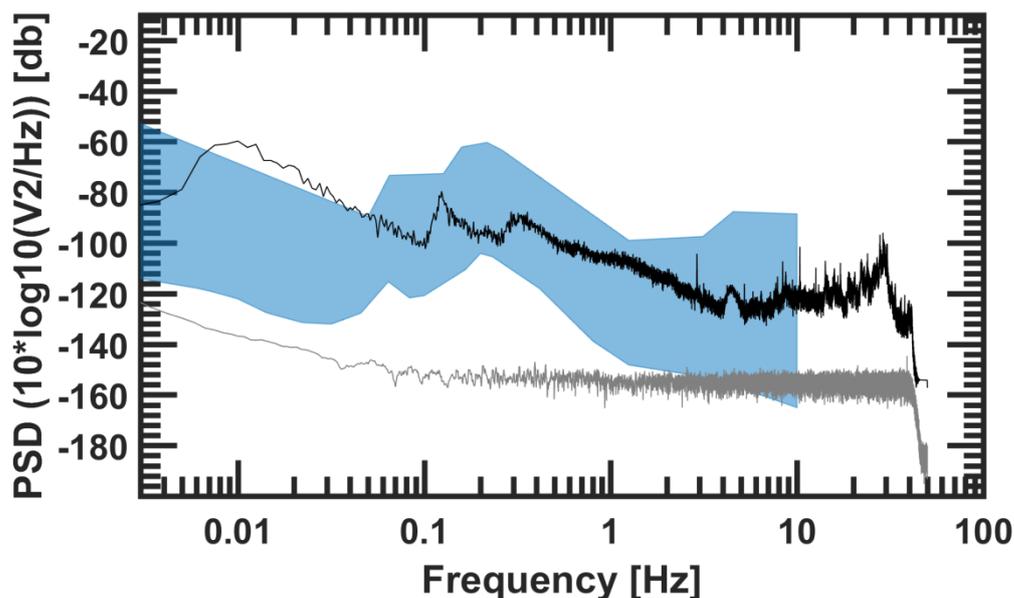


Figure III.9. Le bruit instrumental d'une station L22+CUBE³ (spectre gris), par rapport au bruit ambiant sismique (spectre noir) enregistré par cette même station, dans la direction Z. En bleu est la zone entre les niveaux NHNM et NLNM de Peterson (1993).

Après une correction instrumentale par suppression de la fonction de transfert des capteurs, utilisant l'option POLEZERO du code SAC, une fonction d'apodisation de type « Hanning » de largeur de 10% de la taille de la fenêtre est appliquée sur les deux extrémités de chaque fenêtre « l » des trois composantes. Cette étape permet d'éviter l'apparition des pics artificiels dans les amplitudes et les rapports spectraux. Les amplitudes spectrales des signaux sismiques sont calculées à travers la FFT, dans le domaine spectral 0.1-15 Hz. Pour supprimer les irrégularités dans les amplitudes spectrales obtenues et lire aisément leur variation en fonction de la fréquence, nous avons appliqué la fonction de lissage de Konno-Ohmachi (1998), avec un paramètre de lissage $b=40$. L'avantage d'utiliser l'algorithme de Konno-Ohmachi est que la largeur de la fenêtre de lissage augmente avec la fréquence, au contrario du reste des autres types de lissage.

Après plusieurs tests, nous avons constaté que l'effet des composantes horizontales (EW et NS) est similaire dans le calcul des rapports spectraux individuels dans les méthodes SSR et RF. De ce fait, nous avons calculé une amplitude spectrale géométrique horizontale moyenne donnée par le numérateur de la relation (I. 19) du Chapitre I.

Les rapports spectraux individuels sont calculés dans la méthode SSR comme suit :

$$SSR_{ij}(f)|_{H,Z} = \frac{A_{ij}(f)|_{H,Z}}{A_{i(SR2)}(f)|_{H,Z}} \quad (\text{III. 19})$$

Avec:

i : l'indice de l'événement considéré dans le Tableau III.2 ;

j : l'indice de la station KAR, STO, LYA, ECF, MUS, ECJ, PRC et ECZ;

$A_{ij}(f)|_{H,Z}$: l'amplitude spectrale de la composante horizontale moyenne et verticale de l'événement i de la station j ;

$A_{i(SR2)}(f)|_{H,Z}$: l'amplitude spectrale de la composante horizontale moyenne et verticale de l'événement i de la station référence SR2.

Le rapport spectral moyen ainsi que l'écart type ($\pm\sigma$) correspondant sont calculés.

Dans la technique de la fonction récepteur (RF), pour le rapport spectral entre la composante horizontale et la composante verticale d'un même séisme, nous n'avons pas pris la correction instrumentale en considération, puisqu'elle se supprime lors la division des deux composantes de la même station. Pour le traitement de la donnée sismique du Tableau III.2, nous avons procédé de la même manière que pour la méthode SSR. En effet pour chaque station dans le domaine spectral 0.1-15 Hz, nous avons procédé à l'application de la relation (I. 19) du Chapitre I. Les résultats sont donnés dans le Chapitre IV.

III.4.2. La donnée du bruit ambiant

Dans la ville de Chlef, nous avons également appliqué la technique HVSRN. En référence au projet de SESAME, nous avons suivi toutes les recommandations inscrites dans ce projet afin de réaliser la meilleure acquisition de la donnée du bruit ambiant. En utilisant les données du bruit ambiant enregistrées en continué par les stations séismologiques, le rapport spectral, dans la bande de fréquence 0.1-15 Hz a été calculé pour les sites KAR, STO, LYA, ECF, MUS, ECJ, PRC, ECZ et SR2. Pour chaque site, une séquence de traitement de signal a été suivie pour obtenir la courbe HVSRN, en utilisant le logiciel GEOSPY. La durée du signal du bruit ambiant sélectionnée pour le calcul de HVSRN est d'une heure pour chaque site. Cette heure est choisie parmi celles caractérisées par un certain calme en comparaison avec celles du jour.

En plus des points de mesure du bruit ambiant des stations du réseau temporaire installé dans la ville de Chlef, nous avons effectué une grille de mesures supplémentaires couvrant la zone des dégâts causés par le séisme d'El Asnam, 1980. Des mesures ont été également effectuées au sud de la ville sur le Miocène ainsi que des mesures dans la région nord de la ville, sur le Quaternaire. La distribution des points de mesure est illustrée dans la Figure II.6-a. Les profils de mesure effectués sont perpendiculaires à l'oued Chélif. Les mesures en grille ont été effectuées en deux campagnes successives. La première a été réalisée avec un équipement sismologique comprenant le digitaliseur GEODEVICE-24 bit et le capteur DS4A-1 Hz. La distance entre chaque deux points était de 400 mètres. La durée d'enregistrement était de 30 minutes et l'échantillonnage était de 500 Hz. La deuxième campagne de mesures du bruit ambiant a été effectuée avec un équipement TROMINO. Cet instrument peut être utilisé pour traiter la donnée du bruit ambiant et estimer les rapports spectraux entre les composantes horizontales et verticale dans la gamme 0.1-200 Hz. L'inter-distance de mesure dans la grille de mesures correspondante est 200 mètre dans le Centre ville Chlef, et de 400 mètres dans le reste de la zone d'étude. L'échantillonnage est fixé à 128 Hz, et la durée de mesure est de 30 minutes. Au total, le nombre de points d'enregistrement du bruit ambiant effectués fut de 111, plus les neuf points des emplacements des stations sismologiques du réseau temporaire.

Pour le traitement et le calcul du HVSRN, nous avons procédé de la même manière pour tous les points de mesure des stations du réseau temporaire et les points des deux grilles de mesure. Pour la donnée du bruit ambiant enregistrée par l'équipement GEODEVICE /DS4A-1 Hz, nous avons utilisé le logiciel GEOPSY, alors pour les données de la campagne effectuée par l'équipement TROMINO, nous avons traité et calculé le HVSRN par le logiciel GRILLA, une interface informatique accompagnant cet équipement sismologique. Comme il est indiqué dans le Chapitre I, tous les logiciels de traitement et le calcul du HVSRN procèdent de la même façon. Après la subdivision du signal en fenêtres de même longueur, chacune subit les opérations suivantes : -apodisation (*taper*), -FFT, -lissage, -calcul des amplitudes spectrales des composantes horizontales EW et NS, -calcul de l'amplitude spectrale horizontale géométrique moyenne selon le numérateur de la relation (I. 19), -calcul des rapports spectraux individuels de chaque fenêtre selon la relation (I. 19), -calcul des HVSRN moyen. Pour effectuer un tel calcul, il est possible d'introduire, à partir de l'interface, les paramètres nécessaires pour chaque opération de traitement de signal. Dans ce

qui suit, nous citons sommairement les étapes du calcul de HVSRN, après la correction globale d'offset):

- Utilisation de la commande «*auto window selection*» pour sélectionner automatiquement les fenêtres individuelles de longueur 50 sec. Le choix d'une longueur de fenêtre de 50 sec recommandé selon le Tableau I.1, puisque nous avons observé des amplifications à base fréquence.
- Pour que les signaux choisis aient un certain caractère assez stationnaire, nous avons fixé les paramètres STA et LTA (*Short Term Average - Long Term Average*) à 1 sec et 30 sec respectivement.
- Une apodisation de 5% de type «*cosinus*» est appliquée sur chaque côté des fenêtres sélectionnées ;
- Calcul de FFT de chaque composante, EW, NS et Z, de chaque fenêtre ;
- Les amplitudes spectrales de chaque composante sont lissées par l'utilisation de l'algorithme de Konno-Ohmachi (1998) en fixant son paramètre *b* à 40 ;
- Le spectre moyen des deux composantes horizontales est calculé par la moyenne géométrique ;
- Calcul du HVSRN individuel de chaque fenêtre ;
- Calcul du HVSRN moyen et l'écart type correspond de toutes les données du bruit ambiant enregistré des points de mesure considérés.

Comme nous avons signalé dans le Chapitre I, l'interprétation des pics de fréquences identifiés par les méthodes expérimentales est l'étape la plus sensible. Comme dans toutes les méthodes géophysiques, cette étape est lié directement aux données du sol exploré, c.à.d. de sa stratigraphie-lithologie, son substratum, mais aussi aux sources de bruit anthropique avoisinantes, comme les grandes machines des installations industrielles. Pour le cas de notre étude, nous avons pris toutes les précautions pour maximiser l'utilisation de la donnée du bruit ambiant mesurée. Pour que le résultat obtenu soit interprétable, il est recommandé de réunir un certain nombre de conditions, sur la fiabilité de la courbe HVSRN et le pic d'amplification identifié. Ces conditions se résument dans les relations entre fréquence d'amplification «*f_i*», fondamentale et secondaire, et l'amplitude correspondante «*A_i*» ainsi que l'écart type, (voir document guide de SESAME-2004). Toutes les recommandations de validation des résultats sont vérifiées pour notre cas d'étude.

III.5. Calcul théorique de la courbe HVSRN

Afin de compléter la caractérisation des effets de site dans la ville de Chlef, et interpréter les résultats obtenus dans le Chapitre IV, nous avons calculé la courbe HVSRN théorique pour un modèle de sol 1D, pour tous les sites de notre réseau temporaire installé dans la ville de Chlef.

Nous avons exploité toutes les données géologiques, géotechniques disponibles à travers notre synthèse et recherche dans les archives et les documents pour proposer un modèle de sol contenant une description lithologique des matériaux ainsi que les propriétés mécaniques (V_p , V_s , ρ ...). Sur la Figure III.10, nous donnons la distribution géographique de quelques études de sol antérieures considérées dans notre base de données des modèles de sol, par rapport à nos sites d'investigations (triangles noirs). Le modèle 1D de chaque site pour notre étude est donné dans la Figure III.11, illustrant la nature et la composition lithologique, les caractéristiques séismologiques et l'épaisseur de la chaque couche sédimentaire Quaternaire surmontant le substratum rocheux du Miocène.

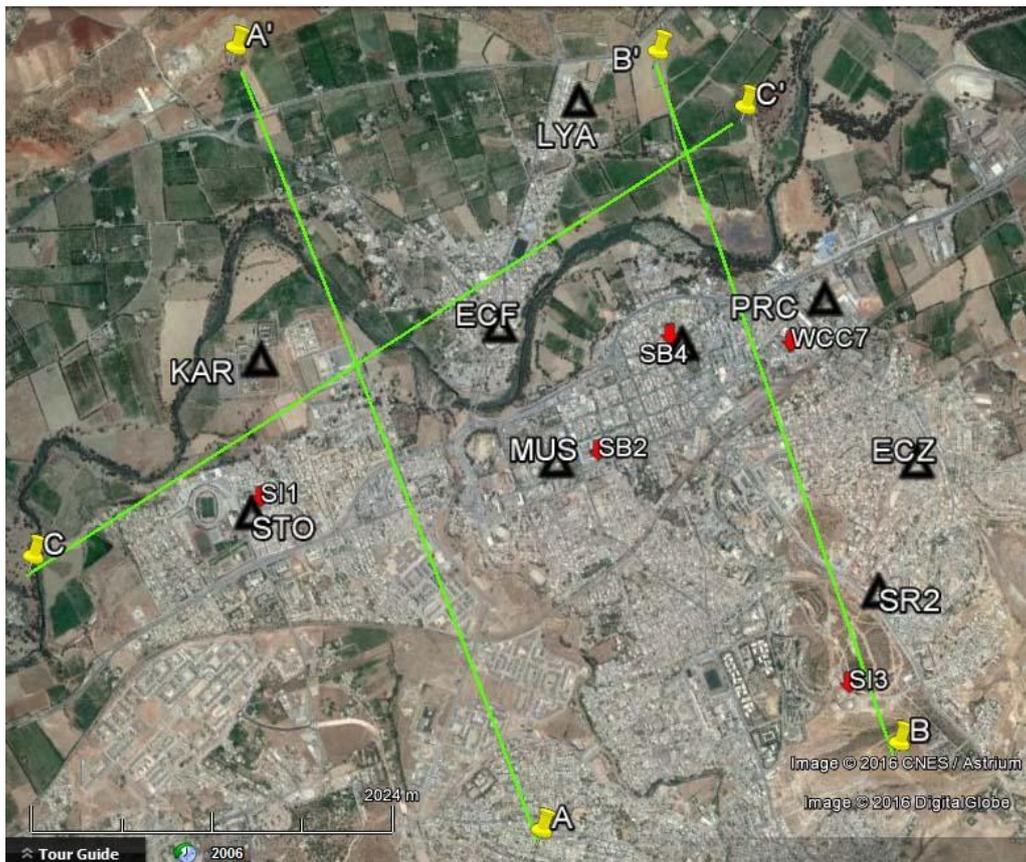


Figure III.10. Quelques études de sol antérieures effectuées à la ville de Chlef (flèches rouges et ligne vertes BB' et CC' détaillées dans la Figure II.6-b) et considérées dans la construction des modèles de sol 1D des sites d'investigation (triangles noirs) (image Google Earth).

Comme déjà souligné dans le Chapitre II, les épaisseurs des couches sédimentaires du Quaternaire à l'ouest sont importantes, c'est le cas pour les stations STO, KAR, LYA et ECF, alors qu'au Centre et à l'Est, les épaisseurs sont variables, c'est le cas des stations MUS, ECJ et PRC. La vitesse des ondes S moyenne dans le substratum est de 1000 m/sec (Talaganov et al., 1982), alors que dans les dépôts sédimentaires, elle varie entre 230 m/sec (sol classe S₃, meuble, selon RPA 99) et 600 m/sec (sol classe S₂, Ferme, selon RPA 99). Les formations quaternaires sont représentées par des remblais, alluvions argileuses, sableuses ou mixtes, argile limoneuse... Pour les formations rocheuses, il s'agit des marnes et grès fin jaunâtre. Selon Durville and Meneroud (1981), le site de l'agglomération est assez hétérogène stratigraphiquement, mais les différents terrains juxtaposés n'ont, sans doute, pas des caractéristiques mécaniques très contrastées.

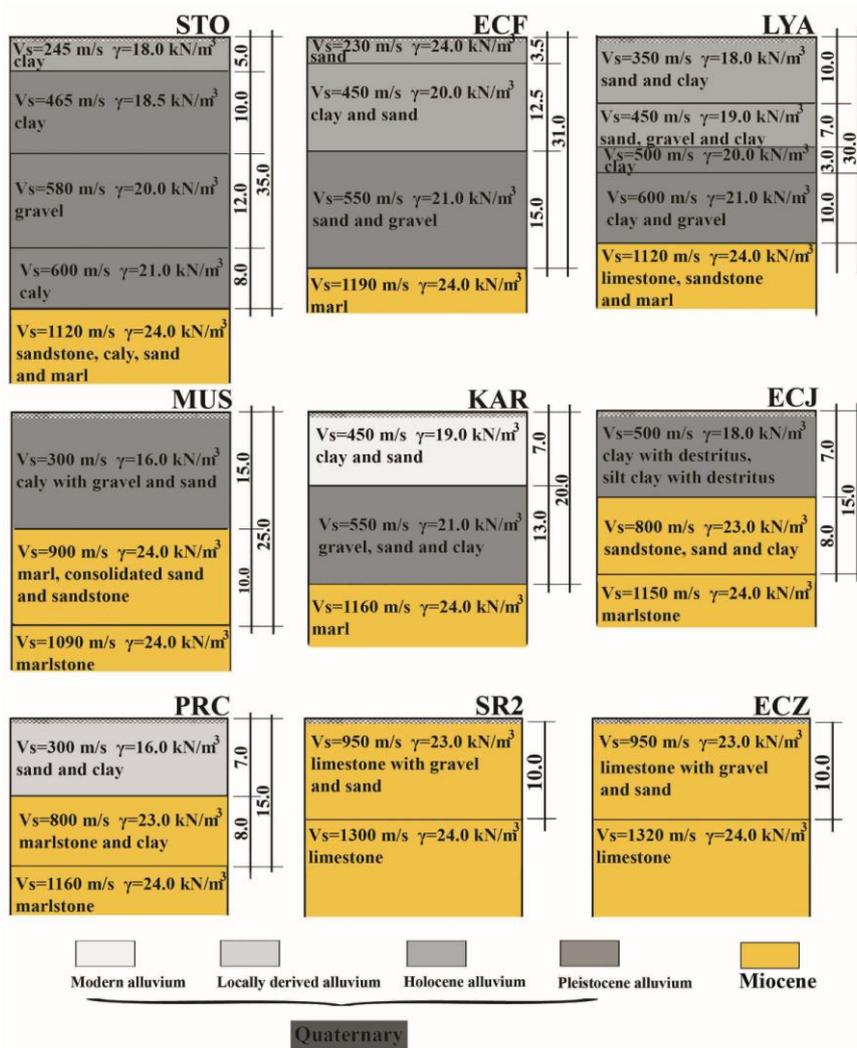


Figure III.11. Modèle de profil de sol des stations sismologiques installées dans la ville de Chef. γ est le poids volumique.

Conclusion

Pour l'analyse des effets de site dans la ville de Chlef par approche expérimentale, la synthèse de la donnée sismique utile pour le calcul a été une tâche ardue, en raison du bruit anthropique élevé durant toute la journée. Cela a causé l'élimination d'un nombre important de séismes locaux. Malgré cette contrainte, nous avons collecté un nombre d'événements sismiques suffisant pour la caractérisation de la réponse du sol de la zone d'étude, en raison de la longue durée d'existence de notre réseau temporaire sur le terrain, l'installation de deux stations référence sur le Miocène de la ville et finalement l'importante activité sismique au champ proche.

Les données géotechniques et sismologiques de la zone d'étude extraites principalement de l'étude d'IZIIS (1982), et complétée parfois par les données de WCC (1984) et les données du LNHCO-Chlef sont restées insuffisantes pour caractériser, par un calcul numérique le phénomène des effets de site d'origine 2 ou 3D. Les données du sous-sol pour tout endroit de la ville de Chlef sont fondamentales et nécessaires pour construire un modèle initiale pour le calcul des courbes théorique de HVSRN.

Introduction

Pour caractériser les effets de site dans la ville de Chlef par les méthodes SSR et RF, nous avons considéré la donnée sismique du Tableau III.2 enregistrée par le réseau des stations séismologiques temporaire y installé (Figure II.6). Pour la troisième méthode, HVSRN, nous avons considéré les mesures du bruit ambiant de 111 points, distribuées sur le Quaternaire (inter-distance de 200 à 400 m) et le Miocène (inter-distance de 800 m) (Figure II.6).

Dans le Chapitre III, nous avons détaillé la vérification du matériel utilisé pour le recueil des données brutes, soit des séismes et le bruit ambiant, ainsi que la méthodologie de leur préparation pour l'estimation des effets de site. Principalement pour la méthode SSR, la station référence choisie est celle du SR2 (Figure II.6), installée sur le rocher Miocène affleurant de la ville, malgré que à base fréquence, la réponse propre du site n'est pas tout à fait plate. Par conséquent, l'application de la méthode SSR dans la ville de Chlef, est évaluée *pénible*, puisque la station référence *idéale* est contrôlée par la distance entre la zone d'étude et le rocher *parfait* (section « I.2.2.1 » du Chapitre I) choisi encore loin, dans le sud ou le nord.

Dans le présent chapitre, les résultats de l'estimation des effets de site dans la ville de Chlef, en termes de fréquences d'amplification et leurs amplitudes correspondantes, dans le domaine 0.1-15 Hz, sont donnés et détaillés. Pour interpréter quelques résultats obtenus, nous avons effectué un calcul numérique unidimensionnel de la fonction de transfert de tous les sites d'installation du réseau séismologique temporaire (Figure II.6) par la considération des données sous-terraines rangées dans la Figure III.11 du Chapitre III. En vue de l'absence totale de l'estimation de l'épaisseur de la couche Miocène de la ville de Chef, dans les travaux scientifiques antérieurs, nous étions orientés vers l'approche « *essai-erreur* » pour fixer une valeur concrète de ce paramètre afin d'obtenir une similitude entre les résultats expérimentaux et théoriques.

Comme il est mentionné dans l'Introduction Générale de cette thèse, ce chapitre a fait l'objet d'une publication scientifique dans la revue du BSSA, sous la référence « *Vol. 106, No. 5, pp. 2185–2196, October 2016* »

Chapitre IV

Site-Effects Investigation in the City of Chlef (Formerly El-Asnam), Algeria, Using Earthquake and Ambient Vibration Data

by K. Layadi, F. Semmane, and A. K. Yelles-Chaouche

Abstract

Weak-motion recordings of local earthquakes and ambient vibration data in the 0.2–15 Hz frequency range were used to quantify site effects in downtown Chlef city, Algeria. Nine short-period stations were installed in the city. A total of 15 local events with $3:1 \leq ML \leq 4:9$ were selected. Three experimental techniques were applied: standard spectral ratios, receiver functions, and horizontal-to-vertical spectral ratios using ambient vibrations (HVSRLN). Theoretical HVSRLN curves were also calculated from suggested soil models for each site. Fundamental frequencies obtained from all techniques showed good agreement. Two groups of fundamental frequencies were distinguished in the city. In the northern part of the study area, the frequency peaks varied from 0.3 to 0.4 Hz; in the southern part they varied from 0.6 to 1.6 Hz. The amplification factors of these frequency peaks were 4–8. Earthquake and ambient vibration data were able to identify fundamental frequency peaks successfully; however, the amplitudes of the peaks were slightly lower for ambient vibrations. Moreover, the fundamental frequency peak progressively increased from northwest to southeast, which is consistent with the direction of decreasing thickness of a Miocene layer overlying the basement. We infer, as expected, that the large impedance contrast between Miocene deposits and Mesozoic basement, which can be interpreted as seismic bedrock, is the cause of the fundamental frequency. Furthermore, earthquake data were more appropriate for identifying peaks at frequencies higher than the fundamental one. Indeed, a clear peak was observed at all northwestern sites in the 3–4 Hz range, with an amplification factor of 3–5. At the other sites, particularly in the center of the city, the peak was less evident.

1. Introduction

The city of Chlef, in north-central Algeria, is located in the lower Cheliff basin between two massifs of the Tellian Atlas: the Dahra in the north and the Ouarsenis in the south (Fig. 1). Over the past 250 years, this region has experienced repeated earthquakes of moderate-to-high magnitude.

To mitigate the risk of damage from future earthquakes, in 1982 the Algerian government commissioned a seismic microzonation study of the Chlef region (Woodward Clyde Consultants [WCC] Report, 1984), on behalf of the technical building control. This report proposed a regional seismic hazard model for the study area. The region was subdivided into nine urban study areas. For each area, the report presented (1) seismic-microzonation maps of the mean peak ground acceleration for different return periods; (2) ground seismic-response analyses performed to demonstrate differences between deep, firm soil, and shallow, very stiff soil; (3) liquefaction potential; (4) landslide potential; and (5) potential for surface faulting rupture. To improve the building code, some recommendations were also provided in this report. It was concluded, for example, that the main cause of building damage was

ignorance of the fundamental principles of earthquake-resistant design. In addition, local geology, or site effect, was cited as a possible cause of ground-motion amplification.

It is well known that near-surface geology and irregular surface topography affect the amplitude, frequency content, and duration of ground motion during a significant earthquake. These modifications, collectively termed site effects, can increase and change the spatial extent of building damage. This was spectacularly demonstrated, for example, by the 1985 Mw 8.0 Michoacán earthquake in Mexico.

Site response has been evaluated using several techniques: the standard spectral ratio (SSR; Borchardt, 1970), the receiver function (RF; Langston, 1979), and horizontal-to-vertical (H/V) spectral ratios using ambient vibration (HVSARN) measurements, also known as Nakamura's method (Nogoshi and Igarashi, 1970; Nakamura, 1989). Site response can also be calculated analytically using numerical methods. For many years, the SSR method was considered to be the technique that provides the most realistic estimates of site response. Recently, Edwards et al. (2013) showed that the spectral-fitting method gives results as good as those obtained by the SSR technique. Based on SSR, assuming the vertical component is less influenced by local site conditions than the horizontal component at the site's S-wave resonance frequency, and using the time window of the S wave of earthquakes recorded at a given site, the RF technique is capable of resolving the fundamental soil frequency (Field and Jacob, 1995; Lachet et al., 1996).

The present study, which focuses on the downtown area of Chlef, Algeria, improves the existing seismic-microzonation study (WCC Report, 1984) by estimating site effects using more recent experimental techniques for both earthquakes and ambient vibrations. Moreover, to expand the current database of geological information in the region, we compute theoretical HVSARN curves at different sites using geotechnical and geophysical data from Talaganov et al. (1982), the results of laboratory investigations undertaken by Laboratoire

National de l'Habitat et de la Construction at Chlef (Algerian Engineering Laboratory, unpublished results), and the results of the original WCC Report (1984).

2. Geologic Setting and Past Earthquakes

The downtown area of the city of Chlef is situated in the eastern part of the lower Cheliff basin, between the northeast– southwest-trending northern and central Tellian Atlas mountains (i. e., the Dahra and Ouarsenis massifs, respectively; Fig. 1). In the lower Cheliff basin, active deformation is expressed by reverse faults and fold-related faults that strike east-northeast, parallel to the convergent plate boundary between the African and Eurasian plates. The Cheliff region has a relatively high historic seismicity rate and has been unstable on geologic timescales. Several active faults have been identified in this region, and these are potential sources of damaging earthquakes (Fig. 1) (Meghraoui et al., 1986; Yelles-Chaouche et al., 2006).

Downtown Chlef, formerly known as El-Asnam, is located near the banks of the Cheliff and Tsighaout rivers (Fig. 2a). The downtown area is built on Quaternary sediment consisting of recent and modern alluvia that overlies Miocene rocks to the south. On the basis of the large amount of data obtained from engineering geology, geomorphology, and soil investigations, the seismic-microzonation project of the WCC Report (1984) proposed a geotechnical map (among others) for the Chlef area to show the distribution and superposition of geologic deposits and bedrock, as well as the bedrock depth (Fig. 2a). The bedrock classification scheme used in the WCC Report (1984) did not consider variations in bedrock age or degree of weathering. Bedrock units encountered in the study area can generally be described as weathered soft rock (e.g., marl, sandstone) with some harder rocks locally (e.g.,

limestone, quartzite). According to Talaganov et al. (1982), S-wave velocities (V_S) of quaternary sediments range from 250 to 600 m/s, whereas V_S for the Miocene bedrock varies from 800 to 1300 m/s.

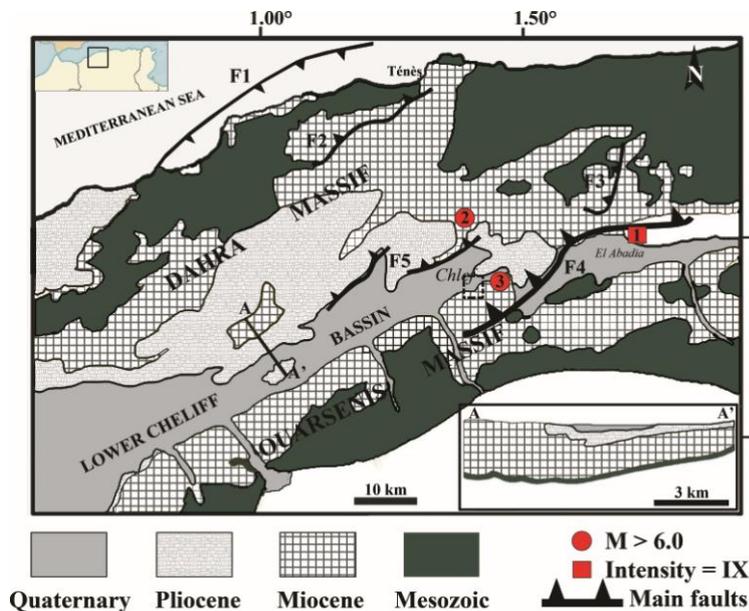


Figure 1. Situation of the lower Cheliff basin (modified from Meghraoui et al., 1986). Square numbered 1 is the historical event of Carnot (7 October 1934, $I_0=IX$) and circles numbered 2 and 3 are important instrumental seismic events that occurred in the region: number 2 for the Orléansville earthquake (9 September 1954, M_s 6.7) and number 3 for the El-Asnam earthquake (10 October 1980, M_s 7.3). Black lines are the main active faults of the region: F1, offshore fault; F2, Ténès-Abou-El-Hassan fault; F3, Bled-Bahari-Karouch fault; F4, Oued Fodda fault; F5, Ouled-Farès and Montagnes-Rouges faults. AA' is a cross section (modified from Dalloni, 1952). White area means no data.

Throughout its history, downtown Chlef has experienced several moderate-to-large earthquakes. The El-Asnam earthquake of 10 October 1980 (M_s 7.3) was one of the most destructive seismic events in the western Mediterranean, killing more than 2600 people and causing extensive damage (Fig. 1). This major seismic event occurred along the Oued Fodda reverse fault; the epicenter was ~10 km east of Chlef and the city suffered extensive damage. Several districts were completely destroyed. During the twentieth century, other large earthquakes linked to the same fault system have been recorded in the region (Fig. 1); for example, the 1934 Carnot (currently El-Abadia) earthquake ($I_0=IX$, Medvedev–Sponheuer–Karnik scale), and the 1954 Orléansville earthquake (M_s 6.7).

3. Temporary Seismic Network and Data

For the purpose of this study, we installed a temporary seismic network that consisted of nine digital three-component stations in the free field. The nine stations were equipped with Omnirecs CUBE3 24-bit digitizers and Mark Products L22 sensors ($f_0=2$ Hz), and operated in continuous acquisition mode at a sampling frequency of 100 Hz. A preamplification gain of 16 (sensitivity 6.5574×10^7 counts/volt) was applied to all stations. Because our stations were equipped with passive sensors (L22), the sensor self-noise should be very low (Havskov and Alguacil, 2010). Therefore, virtually all instrumental self-noise originates from the digitizer. To estimate this, we clamped the seismometer, measured the output, removed the instrument response, and calculated power spectral densities of the ambient vibrations. Finally, we compared the ambient vibrations recording with the digitizer self-noise. The frequency band for which the amplitudes of ambient vibration spectra are above the amplitudes of digitizer self-noise extends beyond our frequency band of interest (0.2–15 Hz). Consequently, the ambient noise is well resolved.

The temporary network covered a surface area ~10 km² (Fig. 2a). The choice of installation sites for the temporary network was based on the distribution of geological

formations in the study area, but also took into account the sites of extensive damaged that resulted from the last major earthquake (Fig. 2a). The stations, referred to as KAR, STO, ECF, LYA, MUS, ECJ, PRC, SR2, and ECZ, operated for ~10 months (December 2014–October 2015) in continuous acquisition mode at a sampling frequency of 100 Hz. Stations

ECJ and MUS were installed in downtown Chlef, where the 1980 El-Asnam earthquake caused significant damage.

Although the installed seismological network was composed of one type of station, the stations instrumental responses were checked using relative instrumental calibration. The obtained amplitude spectra were similar to one another in the frequency band of engineering interest (0.2–15 Hz).

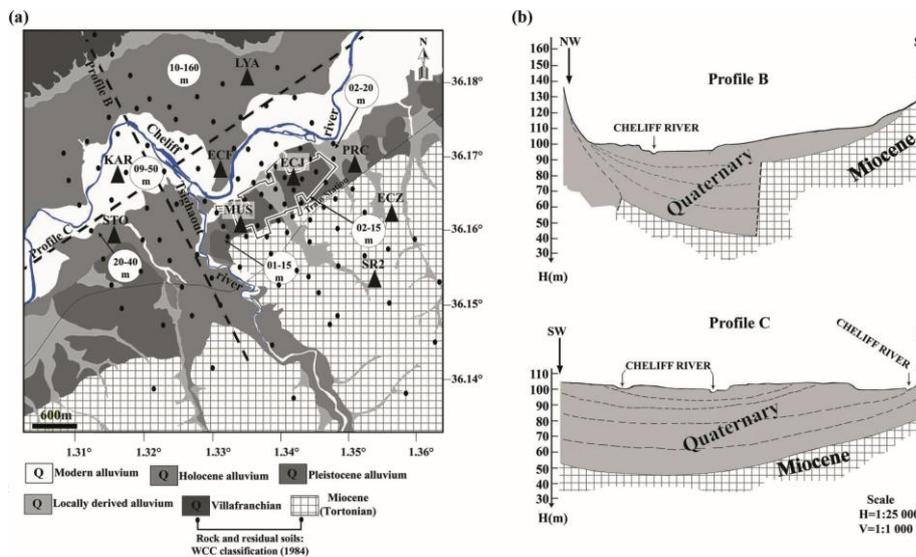


Figure 2. (a) *Geology map and seismic network. Triangles are the locations of the temporary seismological stations. Black dots show the locations of ambient vibration measurements. The white contour represents the downtown area of Chlef partially destroyed by the 1980 El-Asnam earthquake. White-filled circles show the depth of rock proposed by WCC Report (1984).* (b) *The dashed black line named profile B is a typical soil profile for the western area of Chlef and profile C is a longitudinal soil profile along Cheliff River (modified from Talaganov et al., 1982). Q is Quaternary.*

3.1. Earthquake Data

A total of 150 local, regional, and teleseismic earthquakes were recorded by almost all stations in the temporary network. Spectral ratio estimates, using earthquake and ambient vibration data, were carried out in the frequency range of engineering interest (0.2–15 Hz) for the study area. Data analysis was focused on this range despite the 2 Hz natural frequency of our sensors. The soil fundamental frequency below the natural frequency of these sensors can be estimated reliably down to at least 0.3 Hz; however, the absolute amplitudes could be biased (Strollo et al., 2008). For this study, we selected only events having a high signal-to-noise ratio (SNR) (>3) in the frequency band of interest. Because of the high level of daytime anthropogenic noise in the Chlef urban area, only 15 recorded earthquakes had suitable SNRs (Table 1). For events 1, 6, 7, and 10, only the parts of each spectrum with acceptable SNR values were used. Epicentral distances for these events varied from 24 to 393 km, and local magnitudes (ML) ranged from 3.1 to 4.9. The locations (automatic locations, Fig. 3a) and magnitudes of these events were determined by the permanent Algerian Digital Seismic Network (Yelles–Chaouche et al., 2013). In Figure 3b, the time histories of event numbers 1 and 13 (Table 1) are plotted.

3.2. Ambient Vibration Data

In addition to continuous recordings of ambient vibrations at temporary network sites, 111 ambient vibration measurements were carried out in the Chlef city and its immediate periphery. The measurements covered mainly Quaternary and Miocene rocks in the south of

the city (Fig. 2a), with a minimum interstation distance of 200 m. For clear and reliable results, these measurements were made following the recommendations of the Site EffectS Assessment using AMBient Excitations (SESAME project, 2004), a European research project.

The equipment used for this experiment was a Tromino seismograph with a sampling rate of 512 samples per second. The record length of each measurement was either 20 or 30 min. According to the manufacturer, the Tromino seismograph can measure ambient vibrations from 0.1 to 200 Hz. However, Gosar and Martinec (2009) showed experimentally that this instrument can reliably sample the noise wavefield only down to ~0.5 Hz.

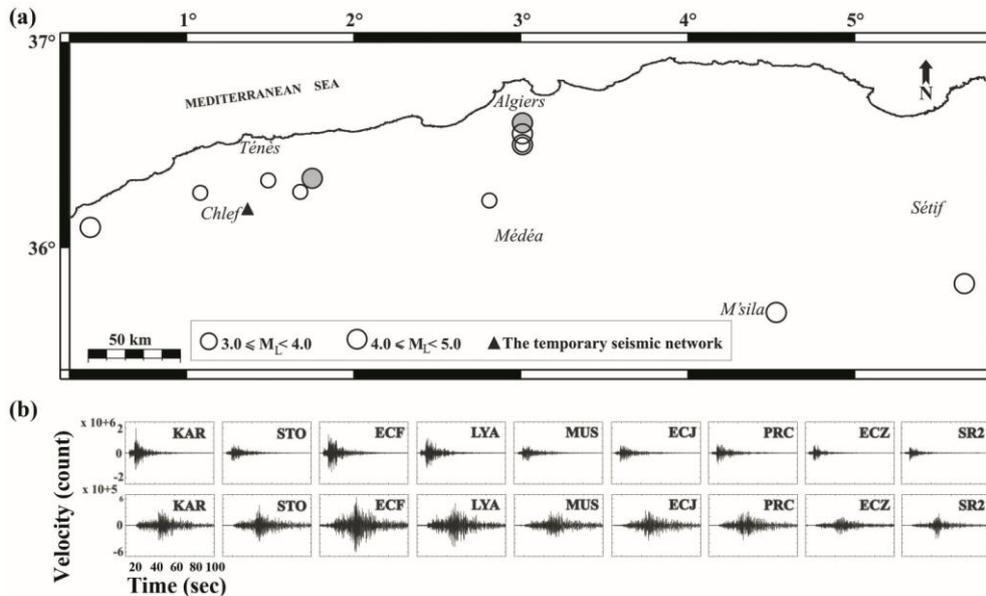


Figure 3. (a) Localization of the earthquake events used in this study (circles). The two filled circles are event numbers 1 and 13 of Table 1. (b) Time histories of the event numbers 13 (top) and 1 (bottom) of Table 1.

4. Soil-Profile Models

To complete an engineering geology map of Chlef city after the 1980 El-Asnam earthquake, Talaganov et al. (1982) created the first detailed, local profiles of lithological structure, including layer thicknesses and depths, body-wave velocities, and soil densities. Their data set included an exhaustive set of field and laboratory soil investigations, including 12 seismic-refraction profiles of Chlef city, generated with high-precision equipment adapted for field measurements in urban areas. In these experiments, the energy source was a 10 kg sledgehammer, and the distance between geophones was 5–10 m; the length of each refraction profile was 100–200 m, depending on the depths of the Miocene deposits. The shallow subsurface structure was resolved using the intercept time method and was corroborated by available borehole data.

Based on these results, Talaganov et al. (1982) proposed two typical soil profiles for the western and eastern parts of Chlef, and a third along the Cheliff River. In the same study, models of soil profiles were presented for 10 local strong motion stations and building sites. The geotechnical–hydrogeological map of Chlef in the WCC Report (1984) contains estimates of alluvial sediment thicknesses extending ~160 m north of the city (Fig. 2a). The geotechnical test pits and boring logs varied in depth from 4 to 102 m.

To estimate the V_s profiles at sites STO, ECF, LYA, MUS, KAR, ECJ, and PRC, we used a combination of data from Talaganov et al. (1982) and borehole data provided by the Laboratoire National de l’Habitat et de la Construction de l’Ouest and from the WCC Report

(1984) to resolve the geometry and mechanical properties of the soil layers (e.g., thickness, depth, density, VS). These estimated VS profiles are plotted in Figure 4.

5. Methods and Results

5.1. Spectral Ratio Estimates Using Experimental Techniques

5.1.1. H/V Spectral Ratios Using Ambient Vibration Data

The method of HVSRN is widely used to characterize site responses, particularly in urban areas (Nogoshi and Igarashi, 1970; Nakamura, 1989). This method has proven its reliability in estimating the fundamental frequency of soil deposits, but it almost systematically underestimates the amplification factor (Lachet et al., 1996; Strollo et al., 2011). Some authors have found that the amplification factors obtained by this technique are comparable to those obtained using the RF technique (e.g., Lermo and Chavez-Garcia, 1994). To constrain the results from this method, the SESAME project (2004) produced a guide that includes recommendations and criteria for reliable results.

For data analysis in this study, we used the Geopsy code (Wathelet, 2005). Ambient vibration data at all sites were processed in the same manner. First, using the auto-window selection module of the software, a number of time windows with durations of 50 s each were processed for the three components (east–west [EW], north–south [NS], and vertical [Z]). After computing the fast Fourier transform (FFT) of each individual window, the amplitude spectrum was smoothed using the Konno–Ohmachi algorithm (Konno and Ohmachi, 1998), with a smoothing coefficient of 40. HVSRN was calculated in the same manner as the RF technique, using equation (1).

Results, obtained using this technique, are shown in Figure 5. All sites in the temporary network show a fundamental frequency of 0.3–0.6 Hz. Amplifications at these fundamental frequencies vary from 2 to 6. In addition, sites KAR and LYA show clear secondary peaks at higher frequencies.

The fundamental frequencies obtained by the ambient vibration grid measurements are mapped in Figure 6a. Values vary progressively from 0.3–0.4 Hz in the northern part of the map to 0.6–1.6 Hz in the southern part. Low values for fundamental frequency are found around the Cheliff River, in the middle of the basin. The H/V frequency peak contour map clearly shows that SR2 and ECZ cannot be considered as good reference rock sites for seismic-response analysis. The spatial distribution of the corresponding H/V amplitude ratios, which vary from 2 to 8, is mapped in Figure 6b, showing that the area in the middle of the map presents higher H/V amplitudes ratios than elsewhere in the study region. This zone occupies the area between the Cheliff and Tsighaout rivers, and consists mainly of alluvial deposits. With respect to the amplitude of the HVSRN, the map in Figure 6b shows an amplification area of $\sim 2 \text{ km}^2$. The highest amplification factor is ~ 8 near station MUS. Finally, Figure 7 plots the spatial distribution of the second frequency peak f_1 (Fig. 7a) and the corresponding H/V amplitude ratio (Fig. 7b). The white surfaces in this figure indicate that no clear frequency peak is observed beyond the fundamental one.

The SSR technique, first applied by Borchardt (1970), is designed to determine site response by calculating the spectral ratio of the same event recorded at a sediment site and at a nearby bedrock site (reference site), which is assumed to be free of site effects over the whole frequency range. The procedure is to divide the spectrum observed at the sediment site by the spectrum of the reference site, component by component. For the events listed in Table 1, we use a 50-s window beginning with the S-wave arrival. The instrument response was removed using the TRANSFER command of Seismic Analysis Code.

Table 1. List of Earthquakes Used in This Study.

N	Date and Time	Lat. N (°)	Lon. E (°)	d (km)	M _L	KAR	STO	ECF	LYA	MUS	ECJ	PRC	ECZ	SR2	
1	2014/12/19 11h06	36.6096	3.0111	158	4.1	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
2	2014/12/23 08h00	36.5531	3.0111	155	4.6	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
3	2014/12/23 08h59	36.5531	3.0111	155	4.5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
4	2014/12/26 17h55	36.4992	3.0111	155	4.4	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
5	2015/02/01 20h06	36.4992	3.0111	155	4.3	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
6	2015/03/16 11h13	36.4992	3.0111	154	3.9	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
7	2015/03/16 11h37	36.4992	3.0111	154	3.5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
8	2015/03/17 15h57	36.0939	0.4240	082	4.0	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
9	2015/03/21 12h43	36.2679	1.0831	024	3.5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
10	2015/03/21 22h55	35.8241	5.6557	393	4.9	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
11	2015/07/11 14h25	36.2298	2.8118	133	3.5	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
12	2015/07/15 07h38	35.6821	4.5290	293	4.0	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
13	2015/08/22 20h54	36.3308	1.7470	41	4.0	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
14	2015/09/04 00h49	36.2762	1.6814	34	3.1	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
15	2015/10/09 16h54	36.3308	1.4770	41	3.1	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
TOTAL							12	15	11	13	13	11	11	12	15

To ensure the stability of the results, a comparison was performed between two reference sites ECZ and SR2. We computed spectral ratios of ECZ to SR2 using the earthquakes in Table 1. No particular frequency-dependent amplification was observed in the band of interest. The obtained curves were flat, with amplifications of ~ 1 (Fig. 8). However, when examining H/V ratios from both reference sites, a broad peak (H/V ~ 2 – 2.5) was observed at ~ 0.6 Hz (Fig. 5). These peaks are interpreted to be related to wavefield complexity due to lateral variations in subsurface structure (Bonnetoy-Claudet et al., 2008; Uebayashi et al., 2012). In our case, the two sites are located close to the edge of the lower Chelif basin. Site SR2 was selected for the reference site for two main reasons: (1) SR2 is less contaminated by anthropogenic noise than ECZ, and (2) the amplitude spectra of the horizontal components at SR2 were less affected by frequency-dependent amplification.

3.1.1. Standard Spectral Ratio Technique

The distances between the reference site and the site stations varied from 0.85 to 3.8 km. These distances are negligible compared with the epicentral distances of 24–393 km. This allowed us to neglect differences in travel paths in the Earth’s crust between each station site and the reference site pair. The selected S-wave time window for each component was tapered using a 10% Hanning window, then transformed to the spectral domain using the FFT algorithm. Amplitude spectra for three-component data were smoothed by applying the Konno–Ohmachi algorithm (Konno and Ohmachi, 1998), with a smoothing coefficient of 40. The spectra of both horizontal components EW and NS were first estimated separately; however, because there were no significant differences between the two horizontal spectra, an

average horizontal spectrum (H) was calculated for each station. The standard deviation curves ($\pm\sigma$) were calculated for each component H and Z.

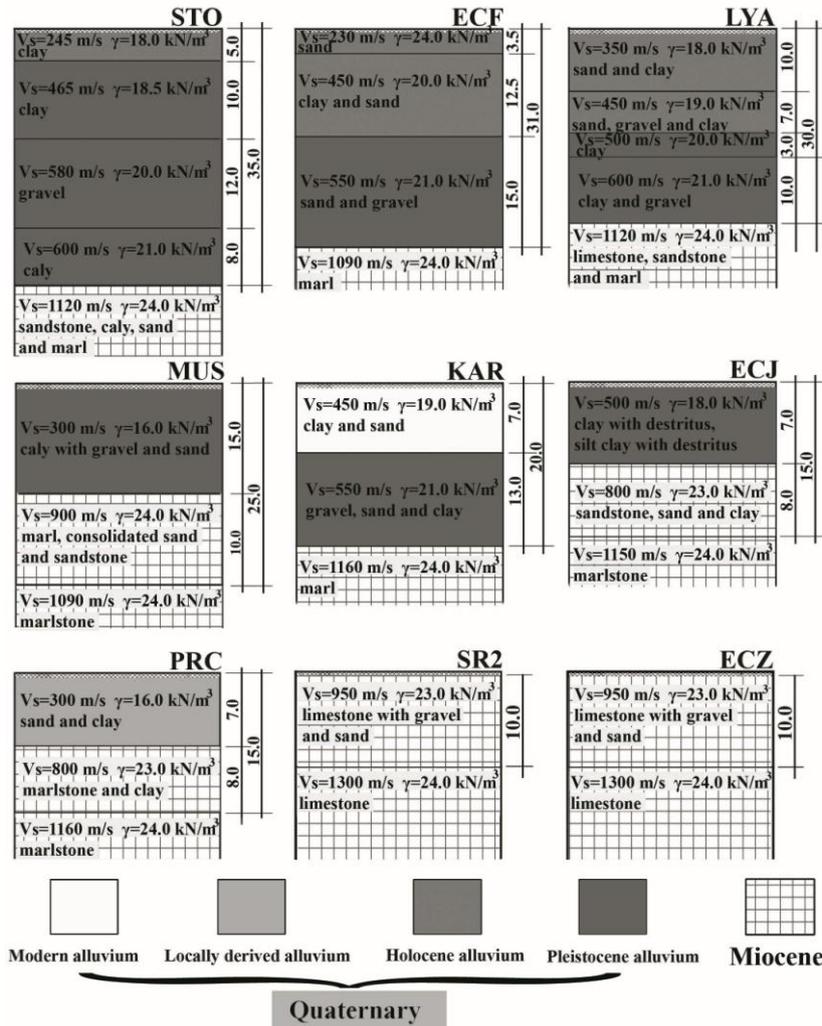


Figure 4. Soil-profile models. V_s is the shear-wave velocity and γ is a unit weight.

Figure 8 shows SSR results for the H and Z components of stations KAR, STO, ECF, LYA, MUS, ECJ, and PRC, using the SR2 station as a reference site. A frequency peak is observed at 0.3–0.4 Hz on the H component (SSRH), with an amplification factor of 3–6.

The first SSR peak for the vertical-component data (SSRZ) occurs between 0.6 and 0.8 Hz at all stations, or about double the frequencies of the first peak in SSRH (0.3–0.4 Hz). At sites ECF and LYA, the fundamental frequency peak in SSRZ had higher amplitude than those in SSRH. At higher frequencies, clear peaks are identified on the horizontal components of sites KAR (7 Hz), STO (~4 Hz), ECF (III.5 Hz), and LYA (III.5 Hz), with amplification factors of 3–6. Furthermore, at two sites in the center of the city (MUS, ECJ) and at PRC site, no secondary peak is observed.

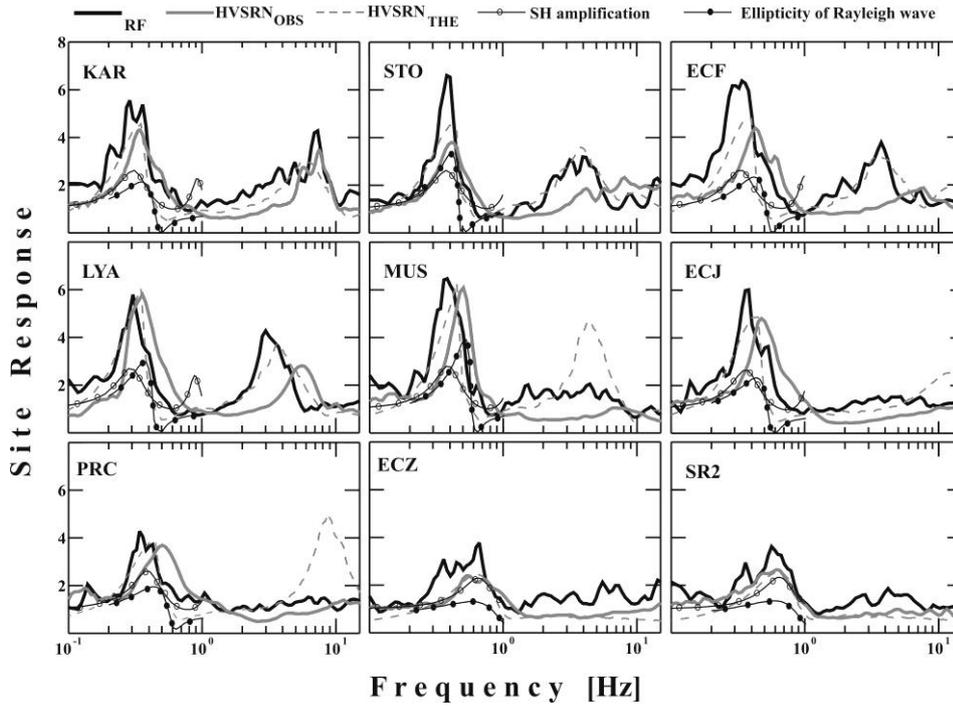


Figure 5. Site responses obtained using earthquake data (black line is the average), ambient vibration data (gray line is the average), the theoretical curves (gray dashed line), theoretical SH-wave amplification (thin black line with open circles), and Rayleigh-wave ellipticity of the fundamental mode (thin black line with filled circles) of all stations of the temporary network.

3.1.2. Receiver Function Technique

The RF technique was proposed by Langston (1977) to determine the velocity structure in the crust and upper mantle from P-wave recordings of teleseismic data. In the spectral domain, this technique corresponds to a simple division of the horizontal spectrum by the vertical one (I. e., H/V). Field and Jacob (1995) showed that the fundamental frequency of a site could be obtained from the curve of the spectral ratio (H/V) of S waves. This method is generally recommended for areas with a thick sedimentary fill, and where a bedrock reference station, as used in the SSR technique, is difficult to find. For this method, we assume that the vertical component is less sensitive to amplification than the horizontal components at the S-wave resonance frequency. The RF HVSR_{ij}(f) can be computed at site j for the ith event at frequency f using the relation:

$$HVSR_{ij}(f_k) = \frac{\frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{A_{ij}(f)|_{NS}^2 + A_{ij}(f)|_{EW}^2}}{A_{ij}(f_k)|_Z} \tag{1}$$

in which $A_{ij}(f)|_{NS}$ is the spectral amplitude of the NS component, $A_{ij}(f)|_{EW}$ is the spectral amplitude of the EW component, and $A_{ij}(f)|_Z$ is the spectral amplitude of the Z component.

To study all frequencies in the band of interest (0.2–15 Hz), as recommended in the SESAME manual, the duration of the time window was fixed at 50 s, beginning with the S-wave arrival of the events recorded by all stations (Table 1). A 10% Hanning taper window was applied to the selected windows before transformation to the frequency domain. The amplitude spectra of the three-component data were smoothed by applying the Konno–Ohmachi algorithm (Konno and Ohmachi, 1998), with a smoothing coefficient of 40. For each station and each recorded event, the root mean square of the horizontal spectral amplitudes was computed, then divided by the vertical spectral amplitude, following equation (1). Finally, the geometric mean and standard deviation ($\pm\sigma$) were calculated for the RFs of all recorded earthquakes at each station.

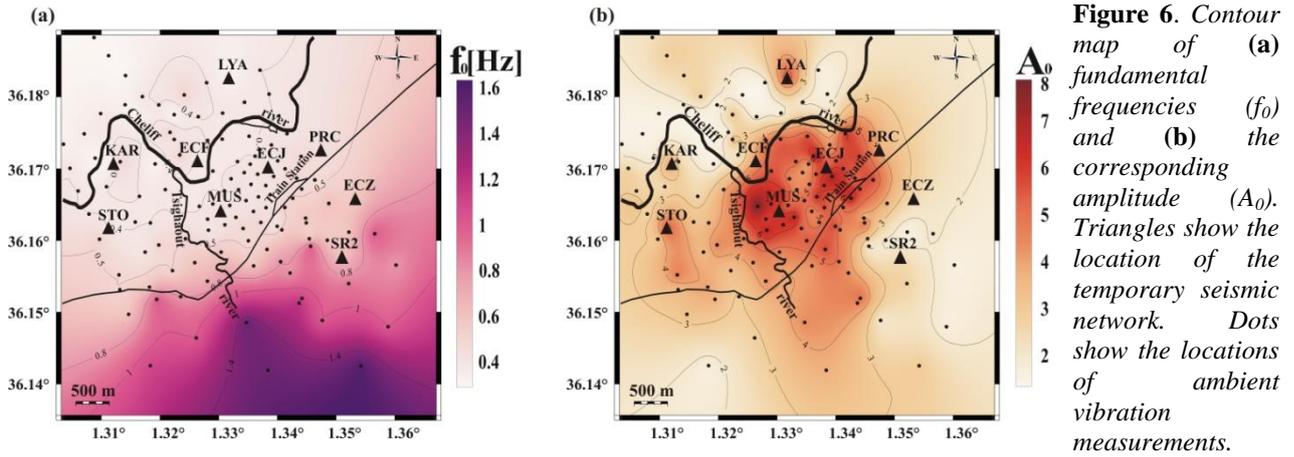


Figure 6. Contour map of (a) fundamental frequencies (f_0) and (b) the corresponding amplitude (A_0). Triangles show the location of the temporary seismic network. Dots show the locations of ambient vibration measurements.

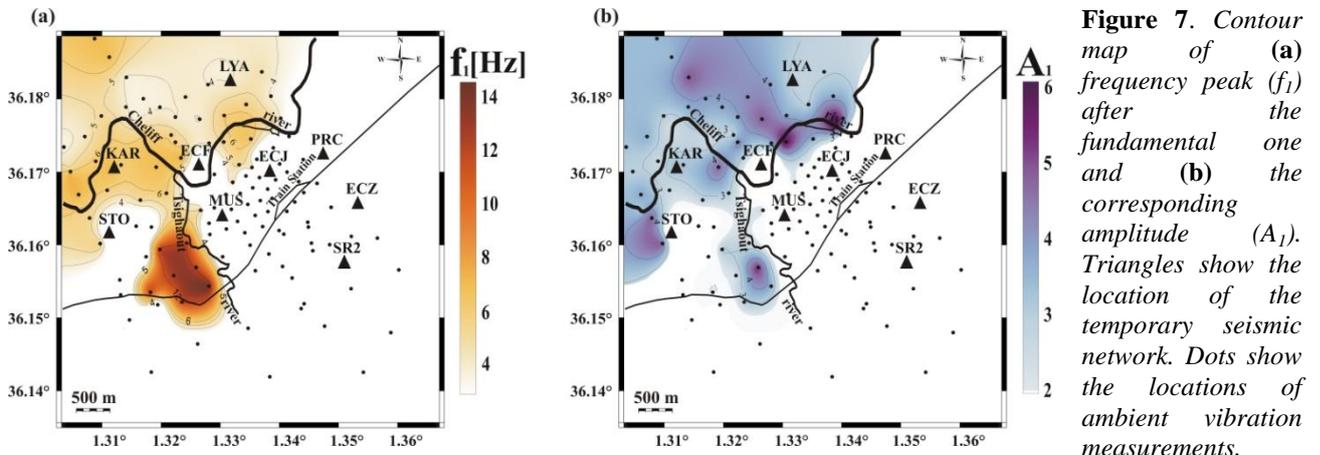


Figure 7. Contour map of (a) frequency peak (f_1) after the fundamental one and (b) the corresponding amplitude (A_1). Triangles show the location of the temporary seismic network. Dots show the locations of ambient vibration measurements.

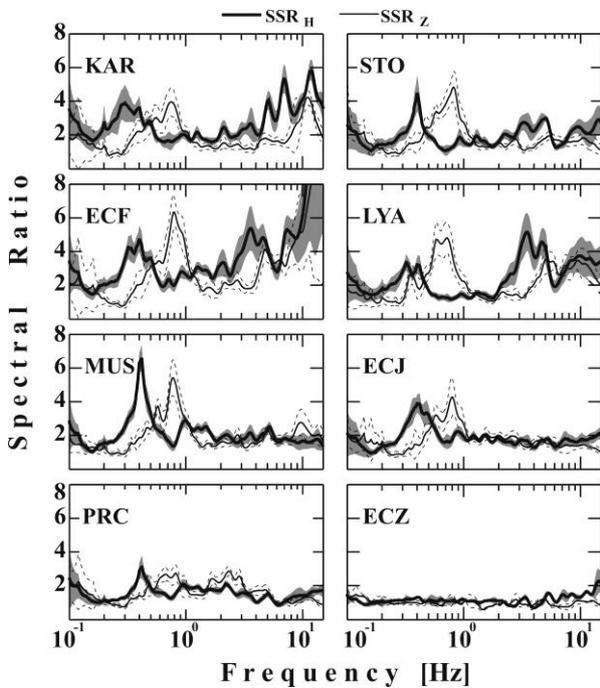


Figure 8. Site responses obtained from the standard spectral ratio (SSR) technique with SR2 station as a reference site. Thick lines show the average using the horizontal components (SSR_H) ± 1 standard deviation (gray-filled area). Thin lines show the average using the vertical components (SSR_Z) ± 1 standard deviation (dashed lines).

The results obtained using this technique are plotted in Figure 5 for all sites. A frequency peak between 0.3 and 0.6 Hz is observed at all sites, with H/V amplitude ratios varying from 3 to 7. As was the case for the SSR technique, in the high-frequency range the sites KAR, STO, ECF, and LYA showed a clear secondary peak, with H/V amplitude ratios varying from 3 to 5.

5.2. Theoretical HVSRN Curves

The available soil-profile models for the study area are too shallow to allow interpretation of the low fundamental frequencies obtained by the HVSRN technique. However, the values could be caused by a high-impedance contrast between the Miocene and Mesozoic deposits. To investigate this possibility, we calculated the theoretical HVSRN curves using a simple a priori 1D soil profile inferred from existing data (Fig. 4 and Table 2), using the algorithm proposed by Lunedei and Albarello (2009).

It is assumed that HVSRN are controlled mainly by surface waves (Love and Rayleigh), particularly above the subsoil resonance frequency. Theoretical HVSRN curves have been computed at $f < 15$ Hz for the first 18 surface-wave modes of nine sites from the temporary seismic network. In our tests, we considered all existing geological, geotechnical, and geophysical data from previous studies of the lower Cheliff basin and downtown Chlef. As no quality factors (Q_P or Q_S) have yet been published for any location in Algeria, we used the values from Lunedei and Albarello (2009) that were taken from the literature. We also estimated Q values using the formulas (found in the literature) $Q_S = V_S/10$ and $Q_P = \min(Q_S/2, V_P/10)$, but we found that this had little effect on the results. Results were compared with observations, and misfit was reduced using a trial-and-error approach until a soil profile could adequately explain the observed HVSRN curves. The only model parameter that varied in these trials was the thickness of the Miocene layer; all other parameters (V_P , V_S , etc.) were fixed. Final theoretical curves were determined based on visual similarity to observed values (misfit varied between 2% and 20%, depending on the site). The corresponding inferred thickness of the Miocene deposits is shown in Table 2. Harutoonian et al. (2012) and Del Monaco et al. (2013) carried out similar calculations to interpret and explain observed frequency peaks at sites where no soil-profile data were available. The thickness of the Miocene formation, which increases from south to north, varies from 500 to 940 m. The resultant theoretical HVSRN curves are plotted in Figure 5 for each site. The fundamental frequencies and H/V amplitude ratios obtained from these simulations are similar to the observed values. With respect to frequency peaks higher than the fundamental one, a good correlation is generally obtained between the theoretical HVSRN curve and the observed values, particularly those determined from earthquake data.

Table 2. Miocene Deposits Layer at the Temporary Network Sites and Ground Structure Properties.

Site	V_p^* (m/s)	V_s^\dagger (m/s)	Density (kN/m ³)	Thicknesses (m)	Q_P^{\ddagger}	Q_S^\S	misfit
KAR	3410.0	1160.0	24.0	940	46.0	23.0	0.088
STO	3400.0	1120.0	24.0	870	44.0	22.0	0.095
ECF	3410.0	1160.0	24.0	800	44.0	22.0	0.200
LYA	3410.0	1120.0	24.0	950	38.0	19.0	0.103
MUS	2940.0	1090.0	24.0	700	44.0	22.0	0.033
ECJ	3390.0	1140.0	24.0	780	44.0	22.0	0.195
PRC	2915.0	1160.0	24.0	740	44.0	22.0	0.097
ECZ	3110.0	1320.0	24.0	500	42.0	21.0	0.019
SR2	3100.0	1300.0	24.0	500	42.0	21.0	0.021
HALF SPACE	5600.0	2930.0	24.5	∞	100.0	50.0	-

* V_p , velocity of P-waves; $^\dagger V_s$, velocity of S-waves; $^{\ddagger} Q_P$, P-wave quality factor; $^\S Q_S$, S-wave quality factor.

4. Discussion

Non flat responses have been observed at assumed bedrock sites in many previous studies, using a variety of experimental techniques. Steidl et al. (1996) attributed their site responses to the weathered and fractured nature of near surface bedrock, which caused a decrease in velocity. In our case, the SR2 and ECZ sites show that outcropping rock is not a sufficient criterion for choosing a reference site. In the south of our study area, noise analysis of outcropping rock showed that the soil response is less visible, and the amplification curve of the vertical component is completely flat. However, a reference site that is far from other sites is not recommended, particularly for the SSR technique.

In this study, the fundamental frequencies obtained independently from three techniques (SSR_H, RF, and HVSRN) showed good agreement, even though the HVSRN technique yielded a peak frequency slightly higher than that derived from SSR and RF at most sites. No meaningful differences between these peaks were observed at sites SR2, ECZ, or STO. Although there were clear differences in spectral peaks at sites near the basin edge (MUS, ECJ, PRC, and ECF), these differences were less obvious at sites a bit farther from it (STO, KAR, and LYA). This difference is consistent with SH amplification and Rayleigh-wave ellipticity (assuming 1D wave propagation) at all sites except SR2 and ECZ. This cannot be explained by instrumentation, because the stations used in this study are well calibrated and use identical equipment. The fact that all three techniques provide the same fundamental frequency peak at STO (0.4 Hz), which corresponds to the frequency peak of the fundamental mode of Rayleigh-wave ellipticity, suggests that both the earthquake wavefield and the ambient vibration wavefield are dominated by Rayleigh waves. However, the earthquake data (Table 1) from STO are not dominated by surface waves. One possible explanation of this finding is that 80% of the earthquakes used in this study were located east of the study area (Fig. 3a). Differences in source azimuths could explain the differences in spectral peaks, as ray-path differences influence the observations. Because the azimuthal distribution of events is uneven, the geometric mean could be biased (Fig. 9). The amplitude gain of the fundamental frequency was slightly lower for the SSRH technique than for the other two techniques. This could be due to the site response of the reference station SR2, which is not flat. As the study area is close to Cheliff basin, we evaluated the directional HVSRN to see if the basin could cause anisotropic behavior in horizontal motion amplitudes. At all observation sites, at frequencies near the fundamental peak, the spectral ratios of the radial and transverse components at different azimuths are almost constant and equal to about unity.

Furthermore, when using the SSR technique on the vertical-component data (SSRZ), the frequency peak observed near 0.6–0.8 Hz at all sites (Fig. 8) shows that the vertical component can also be affected by local geology. Although criteria for a reliable frequency peak were verified for each site, the vertical-component peak appears at a frequency 2× larger than that observed in horizontal-component spectra. This difference is frequently observed (e.g., Parolai et al., 2004). The slight amplification of the vertical component at the reference site ($H/V > 2$) may be the cause of the f_0 shift observed in the site-response results for SSRZ. In the literature, we note that S–P conversions at the bedrock–sediment interface are among the factors that can influence the vertical-component amplitude spectra (Parolai and Richwalski, 2004). An increase in the vertical-component amplitude at the reference site was also observed by Loukachev et al. (2002). They attributed the phenomenon to a nonlinear soil effect. In fact, one expects fundamental frequency peaks in horizontal-component data to have larger amplitudes than those in vertical-component data (Langston, 1977, 1979). In our experiment, this is not systematically the case, because the vertical-component spectra at

some alluvial sites had larger amplitude peaks than the corresponding horizontal component spectra.

The fundamental frequencies observed around 0.3–0.4 Hz may be caused by the presence of a high-impedance contrast, due to the contact between the Miocene and Mesozoic deposits of the southern part of the lower Cheliff basin (Fig. 1). When compared with the results obtained using other techniques, the theoretical HVSRN curves calculated from soil models (Fig. 4 and Table 2) show similar peaks in frequency and amplitude in most cases (Fig. 5). The spatial distribution of the fundamental frequency, presented in Figure 6a, is consistent with that of the geology. The frequency peak progressively increases from northwest to southeast, which is consistent with the direction of decreasing thickness of the Miocene layer. The spatial distribution of the H/V fundamental peak amplitude (Fig. 5b) shows that the highest values are located mainly in the center of the city. The center of Chlef is built mainly on alluvium, on the banks of the main river of Cheliff and the secondary river of Tsighaout.

At frequencies higher than the fundamental one, a second frequency peak f_1 is clearly observed at sites northwest and west of downtown. A particularly good match is observed between the theoretical HVSRN curve and spectral ratios obtained from earthquake data at four sites (KAR, STO, ECF, and LYA). The secondary peaks are interpreted to be caused by the thin superficial layer of Quaternary sediments overlaying the Miocene deposits (Fig. 2b) (Guéguen et al., 2000; SESAME project, 2004; Del Monaco et al., 2013). At the other three sites (MUS, ECJ, and PRC), earthquake and ambient vibration data show only a small bump, whereas the theoretical HVSRN curve revealed a clear frequency peak with amplitude about $2\times$ larger. This difference may be due to the fact that, at high frequencies, the horizontal spectral amplitude is not sufficiently amplified with respect to the vertical one. Concerning the amplitude of f_1 at sites KAR, STO, ECF, and LYA, the SSRH technique generally yielded larger values than did the other techniques. At site KAR, the RF technique showed larger amplitude than the HVSRN technique. For sites STO and ECF, the f_1 observed with HVSRN was either unclear or small relative to amplitudes obtained with the RF technique at 4 Hz. For these latter sites, we interpret these differences as the result of a lower impedance contrast between the overlying sediment and underlying bedrock (Bonneyoy-Claudet et al., 2006). Laouami and Slimani (2012) found that the spatial distribution of frequency peaks at frequencies higher than the fundamental one was coherent with the distribution of observed damage due to the 2003 Boumerdes earthquake. This was not the case in the present study, because a frequency peak higher than the fundamental one was observed only in the northwestern region of the study area, outside the center of the city (Fig. 7) where severe damage was observed following the 1980 El-Asnam earthquake.

5. Conclusions

This study focused on Chlef city, one of the Algerian cities most vulnerable to seismic hazards. The new results, which were obtained in the light of recent knowledge, complement earlier investigations carried out after the 1980 El-Asnam earthquake. We summarize the results as follows.

- All four methods used in this study showed a fundamental frequency peak at 0.3–0.4 Hz in Chlef city. The mean amplitude of the peak varies from 4 to 8. The origin of this peak may be attributed to the large impedance contrast between Miocene deposits and Mesozoic basement, which can be interpreted as seismic bedrock.

- On the rock outcropping to the south of the city, the frequency peak is 0.6 Hz and its amplitude varies between ~2 and 4. The existence of this peak does not allow us to correctly quantify amplifications at different sites using the SSR technique.
- Earthquake and ambient vibration data were able to identify fundamental frequency peaks successfully. However, the amplitude of the peaks was slightly lower when using ambient vibration data.

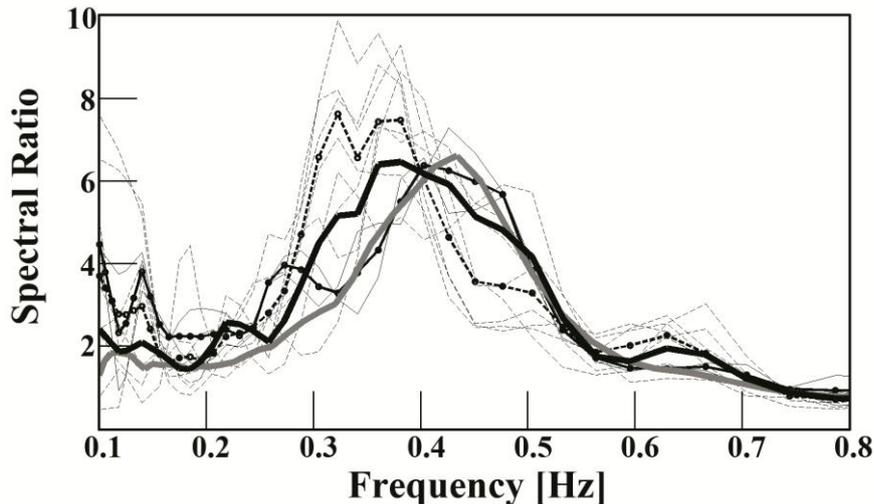


Figure 9. Site response obtained using earthquake data (thick black line is the average), and ambient vibration data (thick gray line is the average). The thin dashed and continued lines show the site response for each event recorded by the MUS site and located east and west, respectively, of the study area. The dashed dark line with open circles is the average of all the events located in the east. The continued black line with filled circles is the average of the events located in the west. As most events are located east of the study area (in thin dashed line) (Figure 3-a), the site response obtained using the receiver function (RF) technique (earthquake data) is slightly shifted to the left compared with the horizontal-to-vertical (H/V) spectral ratios using ambient vibration (HVSRN) response. For a better view, the comparison is shown from 0.1 to 0.8 Hz.

- The fundamental frequency peak progressively increases from northwest to southeast, which is consistent with the direction of decreasing thickness of the Miocene deposits.
- At frequencies higher than the fundamental one, a clear peak was observed around 3–4 Hz at all of the northwestern sites. Its amplitude ranges from 3 to 5. At other sites in the center of the city, the peak was less evident. Furthermore, earthquake data were more appropriate for identifying the peak at frequencies higher than the fundamental one.
- Finally, using the SSR technique on vertical-component data, the frequency peak observed near 0.6–0.8 Hz at all sites appears at a frequency $2\times$ larger than the frequency for which a peak is observed in horizontal-component data.

Acknowledgments

We would like to thank all the persons who helped us in this study, particularly all those who participated in the installation and maintenance of the portable stations and ambient vibration data measurements. Our thanks go also to the Laboratoire National de l'Habitat et de la Construction de l'Ouest (LNHCO)-Chlef and technical building control (CTC)-Chlef and Algiers for the technical documents provided. We also address our gratitude to two anonymous reviewers whose comments have substantially improved our original article. The article benefited from useful suggestions from Editor-in-Chief Diane I. Doser.

References

- Bonnefoy-Claudet, S., S. Baize, L. F. Bonilla, C. Berge-Thierry, C. Pasten, J. Campos, P. Volant, and R. Verdugo (2008). Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements, *Geophys. J. Int.* 176, 925–937.
- Bonnefoy-Claudet, S., C. Cornou, P. Y. Bard, F. Cotton, P. Moczo, J. Kristek, and D. Fäh (2006). H/V ratios: A tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations, *Geophys. J. Int.* 167, 827–837.
- Boore, D. M. (2005). SMSIM—Fortran programs for simulating ground motions from earthquakes: Version 2.3—A revision of OFR 96-80-A, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. OF 00-509, 55 pp.
- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geological geology on ground motion near the San Francisco, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 60, 29–61.
- Dalloni, M. (1952). L'Atlas tellien occidental, XIX Congrès Géologique International, Algérie no. 24.
- Del Monaco, F., M. Tallini, C. De Rose, and F. Durante (2013). HVNSR survey in historical downtown L'Aquila (central Italy): Site resonance properties vs. subsoil model, *Eng. Geol.* 158, 34–47.
- Edwards, B., C. Michel, V. Poggi, and D. Fäh (2013). Determination of site amplification from regional seismicity: Application to the Swiss national seismic networks, *Seismol. Res. Lett.* 84, 611–621, doi: 10.1785/0220120176.
- Field, E. H., and K. H. Jacob (1995). A comparison and test of various site response estimation techniques including three that are not reference site dependent, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 85, 1127–1143.
- Gosar, A., and M. Martinec (2009). Microtremor HVSR study of site effects in the Ilirska Bistrica town area (S. Slovenia). *J. Earthq. Eng.* 13, 50–67, doi: 10.1080/13632460802212956.
- Guéguen, P., J. L. Chatelain, B. Guillier, and H. Yepes (2000). An indication of the soil topmost layer response in Quito (Ecuador) using noise H/V spectral ratio, *Soil Dynam. Earthq. Eng.* 19, 127–133.
- Harutoonian, P., C. J. Leo, T. Doanh, S. Castellaro, J. J. Zou, D. S. Liyanapathirana, H. Wong, and K. Tokeshi (2012). Microtremor measurements of rolling compacted ground, *Soil Dynam. Earthq. Eng.* 41, 23–31.
- Havskov, J., and G. Alguacil (2010). *Instrumentation in Earthquake Seismology*, Springer, Dordrecht, The Netherlands, 358 pp.
- Konno, K., and T. Ohmachi (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 228–241.
- Lachet, C., D. Hatzfeld, P. Y. Bard, N. Theodulidis, C. Papaioannou, and A. Savvaidis (1996). Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece): Comparison of different approaches, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 1692–1703.
- Langston, C. A. (1977). Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 67, 713–724.
- Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.* 84, 4749–4762.
- Laouami, N., and A. N. Slimani (2012). Earthquake induced site effect in the Algiers-Boumerdes region: Relation between spectral ratios higher peaks and observed damage during the May 21st Mw 6.8 Boumerdes earthquake (Algeria), *Pure Appl. Geophys.* 170, no. 11, 1785–1801, doi: 10.1007/s00024-012-0612-3.
- Lermo, J., and F. J. Chavez-Garcia (1994). Site effect evaluation at Mexico City: Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dynam. Earthq. Eng.* 13, 413–423.
- Loukachev, I., N. Pralle, and G. Gudehus (2002). Dilatancy-induced P waves as evidence for nonlinear soil behavior, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 854–862.
- Lunedei, E., and D. Albarello (2009). On the seismic noise wave field in a weakly dissipative layered earth, *Geophys. J. Int.* 177, 1001–1014.
- Meghraoui, M., A. Cisternas, and H. Philip (1986). Seismotectonics of lower Chelif basin: Structural background of El Asnam (Algeria) earthquake, *Tectonics* 5, 809–836.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using ambient noise on the ground surface, *Q. Rep.* 30, 25–33.

- Nogoshi, M., and T. Igarashi (1970). On the propagation characteristics of microtremor, *J. Seismol. Soc. Jpn.* 23, 264–280.
- Parolai, S., and S. M. Richwalski (2004). The importance of converted waves in comparing H/V and RSM site response estimates, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, 304–313.
- Parolai, S., D. Bindi, M. Baumbach, H. Grosser, C. Milkereit, S. Karakisa, and S. Zünbül (2004). Comparison of different site response estimation techniques using aftershocks of 1999 Izmit earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, 1096–1108.
- SESAME project (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: Measurements, processing and interpretation, SESAME European Research Project No. EVG1-CT-2000–00026 SESAME, Deliverable No. D23.12, available at <ftp://ftp.geo.uib.no/pub/seismo/SOFTWARE/SESAME> (last accessed July 2016).
- Steidl, J. H., A. G. Tamarind, and R. J. Archuleta (1996). What is a reference site? *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 1733–1748.
- Strollo, A., S. Parolai, D. Bindi, L. Chiauzzi, R. Pagliuca, M. Mucciarelli, and J. Zschau (2011). Microzonation of Potenza (Southern Italy) in terms of spectral intensity ratio using joint analysis of earthquakes and ambient noise, *Bull. Earthq. Eng.* 10, 493–516.
- Strollo, A., S. Parolai, K. Jackel, S. Marzorati, and D. Bindi (2008). Suitability of short-period sensors for retrieving reliable H/V peaks for frequencies less than 1 Hz, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 671–681.
- Talaganov, K., D. Aleksovski, Z. Milutinovic, B. Ameer, M. Arsovski, J. Jancevski, and V. Andreevski (1982). Studies for Elaboration of the Code for Repair and Strengthening of damaged buildings in the Region of El Asnam: Engineering Geology, Geotechnical and Geophysical Characteristics of the Town of El Asnam and Other Sites, Institute of Earthquake Engineering and Engineering Seismology, University Kiril and Metodij, Skopje, Republic of Macedonia.
- Uebayashi, H., H. Kawabe, and K. Kamae (2012). Reproduction of microseism H/V spectral features using a three-dimensional complex topographical model of the sediment-bedrock interface in the Osaka sedimentary basin, *Geophys. J. Int.* 189, 1060–1074.
- Wathelet, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: Surface-wave inversion, Ph.D. thesis, University of Liège, Belgium.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998). New improved version of the Generic Mapping Tools released, *Eos Trans. AGU* 79, 579.
- Woodward Clyde Consultants (WCC) Report (1984). Seismic microzonation of Ech-Chellif region—Algeria, Report prepared for Organisme de Contrôle Technique de la Construction (CTC), Algiers, Vol. I/II.
- Yelles-Chaouche, A., T. Allili, A. Alili, W. Messemen, H. Beldjoudi, F. Semmane, A. Kherroubi, H. Djellit, Y. Larbes, S. Haned et al. (2013). The new Algerian Digital Seismic Network (ADSN): Towards an earthquake early-warning system, *Adv. Geosci.* 36, 31–38, doi: 10.5194/ADGEO-36-31-2013.
- Yelles-Chaouche, A., A. Boudiaf, H. Djellit, and R. Bracene (2006). La tectonique active de la région nord-algérienne, *C. R. Geosci.* 338, 126–139.

Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et Géophysique (CRAAG)
BP 63 Route de l'Observatoire
16340 Bouzaréah
Algiers, Algeria
fethisemmane@yahoo.fr

Manuscript received 14 December 2015; Published Online 9 August 2016

Chapitre V

Structure de vitesse par inversion des courbes HVSRN

Introduction

L'élaboration d'une carte de microzonage d'une zone urbaine est basée essentiellement sur la structure de vitesse de l'onde de cisaillement (V_s). Dans un modèle de vitesse, en général, on retrouve les caractéristiques sismologiques des couches meubles superficielles et du substratum. Dans ce modèle, on intègre la nature de la formation géologique, son épaisseur, sa densité, et les vitesses moyennes des ondes P (V_p) et V_s . La détermination de ces propriétés du sol nécessite des investigations sur le terrain (sondages...) et au laboratoire.

Les méthodes géophysiques pour imager le sous-sol (en 1D, 2D et 3D) sont diverses et varient entre elles en fonction de la rapidité, la précision, le coût, les conditions d'utilisation...etc. Les études de microzonage sont considérées fiables si l'image précise et détaillée du sous-sol atteint le substratum sismique. L'inversion de la courbe HVSRN expérimentale (Nogoshi and Igarashi, 1970 ; Nakamura, 1989) obtenue au niveau d'un site donné est l'une des méthodes les plus rapides pouvant estimer la structure 1D en V_s (Arai and Tokimatsu, 2004).

A chaque pic de fréquence, clair, observé sur la courbe expérimentale HVSRN correspondrait un contraste de vitesse au niveau du sous-sol. L'inversion de la courbe permet d'obtenir une image 1D du sous-sol décrivant la variation en profondeur de la vitesse des ondes sismiques, de la densité et de l'épaisseur des couches sédimentaires. L'inversion nécessite, bien évidemment un modèle de départ du sous-sol. Plus ce modèle se rapproche de la réalité (construit à partir de données réelles) plus la convergence vers la solution est rapide.

Dans le présent chapitre, nous inversons les courbes expérimentales obtenues par la méthode HVSRN dans la ville de Chlef pour fournir une image (1D) du sous-sol.

V.1. Les courbes HVSRN expérimentales

Dans la présente section, nous rappelons la procédure pour obtenir les courbes HVSRN expérimentales dans la ville de Chlef. Outre les neuf emplacements du réseau temporaire installé dans la zone d'étude, 111 points de mesure du bruit ambiant répartis sur le Quaternaire et le Miocène ont été effectués. La durée d'enregistrement de la donnée du bruit est 30 min. Les rapports spectraux sont présentés dans la bande de fréquence 0.1-15 Hz.

Deux groupes de fréquence de résonance ont été constatés : le premier est celui de la fréquence fondamentale f_0 , observé à basse fréquence dans toute la zone d'étude, avec des amplitudes variables et dont le maximum a été localisé dans le centre-ville (Figure 6); le deuxième groupe correspond au pic de fréquence f_1 observé à haute fréquence, particulièrement dans la partie nord-ouest de la ville (Figure 7). Son amplitude est variable aussi.

Nous avons interprété le pic de fréquence f_1 comme étant dû au contact des deux formations du Quaternaire/Miocène (Figure 4), alors que le pic de fréquence f_0 nous expliquons son origine par le contact des deux formations du Miocène/Mésozoïque.

V.2. Zonage en fonction de la courbe HVSRN observée

En se basant sur les résultats obtenus au Chapitre IV, nous avons partitionné la ville de Chlef en trois zones Z1, Z2 et Z3 (Figure V.1). Les deux premières zones (Z1 et Z2) sont représentés par les dépôts du Quaternaire et la dernière (Z3) par les dépôts du Miocène. Chaque zone est à son tour divisée en 2 sous-zones (par exemple, Z1' et Z1'' pour la zone Z1). Dans le Tableau V.1, nous présentons les caractéristiques de chaque zone.

Les points de mesure présentant un pic de fréquence fondamentale peu prononcé (amplitude du pic ≤ 2) sont exclus de l'inversion. Ces points sont situés dans les zones délimitées par la ligne verte (Figure V.1). Dans le Chapitre IV, nous avons vu qu'un pic large ou étalé (*braod pic*, exp., sites SR2 et ECZ) peut trouver son origine dans les irrégularités de l'interface entre le substratum et le remplissage sédimentaire, de ce fait le modèle 1D du profil-Vs n'est pas bien adéquat.

Tableau V.1 : Description des zones de courbes HVSRN similaires, et les modèles initiaux de chaque zone utilisés dans l'inversion. Les cellules vertes présentent les valeurs des fréquences fondamentales f_0 de chaque zone. Les cellules grises présentent les couches sédimentaires d'âge Quaternaire, et les cellules jaunes présentent les couches sédimentaires d'âge Miocène.

Zone	La forme de la courbe HVSRN	Modèle initial					f_i (Hz) (i=1/0)	Coefficient de Poisson	
		couche	\bar{V}_p (m/s)	\bar{V}_s (m/s)	H (m)	$\bar{\rho}$ (kg/m ³)			
Z1	f_0 : clair inférieur à 0.6 Hz ; f_1 : bosse qlq soit la donnée (séisme ou bruit de fond, voir station ECJ).	Layer1	1130	500	11	1835	11.00	0.3783	
		Layer2	3390	1140	633	2447	0.45	0.4362	
	f_0 : clair inférieur à 0.6 Hz ; f_1 : bosse identifié par le bruit de fond et devient clair par l'utilisation de séismes (voir station STO).	Layer1	1258	461	13	1983	9.00	0.4224	
		Layer2	3400	1120	683	2447	0.41	0.4391	
Z2	f_0 : clair inférieur à 0.6 Hz ; f_1 : clair entre 3.5 et 5 Hz (voir station LYA).	Layer1	1738	449	20	1973	5.5	0.4642	
		Layer2	3410	1120	700	2447	0.4	0.4395	
	f_0 : clair inférieur à 0.6 Hz ; f_1 : clair entre 5 et 15 Hz (voir station KAR).	Layer1	1791	510	17	2064	7.50	0.4559	
		Layer2	3410	1160	604	2447	0.48	0.4346	
Z3	Z'3	f_0 : clair inférieur à 1 Hz ;	Layer1	3100.0	1300	500	2447	0.63	0.3933
	Z''3	f_0 : clair supérieur à 1 Hz ;	Layer1	3100	1300	250	2447	1.3	0.3933

\bar{V}_p, \bar{V}_s sont la vitesse des ondes P, S et densité moyenne de chaque couche respectivement ;
H est l'épaisseur de chaque couche.

V.3. Courbes théoriques

Pour l'inversion des courbes HVSRN observées dans chaque zone, il est nécessaire de calculer des courbes théoriques dans le but de les comparer aux courbes observées afin de pouvoir suggérer une solution pour le profil-Vs.

Le modèle initial 1D utilisé pour cet objectif est constitué d'un certain nombre de couches sédimentaires surplombant le substratum (Tableau V.1). Le nombre de couches surplombant le substratum est lié directement au nombre de pics de fréquence observé sur la courbe HVSRN. Dans les zones Z1 et Z2, chaque sous-zone est constituée de deux couches sédimentaires superposées, d'âge Quaternaire (layer1) et Miocène (layer2). Dans le Chapitre III, nous avons donné dans la Figure III.11 les modèles de profil de sol de chaque site montrant la superposition Quaternaire-Miocène, ensuite dans le Chapitre IV, dans le tableau 2, nous avons fixé l'épaisseur de la couche Miocène pour obtenir une similitude entre les courbes HVSRN expérimentale et théorique. Les données de vitesse (V_p, V_s), l'épaisseur des

couches (H) et la densité (ρ) de la Figure III.11 et le tableau 2 du Chapitre IV sont utilisées dans ce modèle initial.

Puisque le code de calcul exige, pour chaque fréquence, une seule valeur de V_P , V_S , H et ρ , nous avons calculé une valeur moyenne de V_P , V_S et ρ pour la couche Quaternaire utilisant la relation (V.1) et (V.2) pour les stations ECJ, STO, KAR et LYA. Pour la couche Miocène nous lui avons attribué directement les valeurs de V_P , V_S , H et ρ présentées dans le tableau 2 du Chapitre IV. Le coefficient de Poisson ν des couches Quaternaire et Miocène, a été estimé en utilisant la relation (V.3).

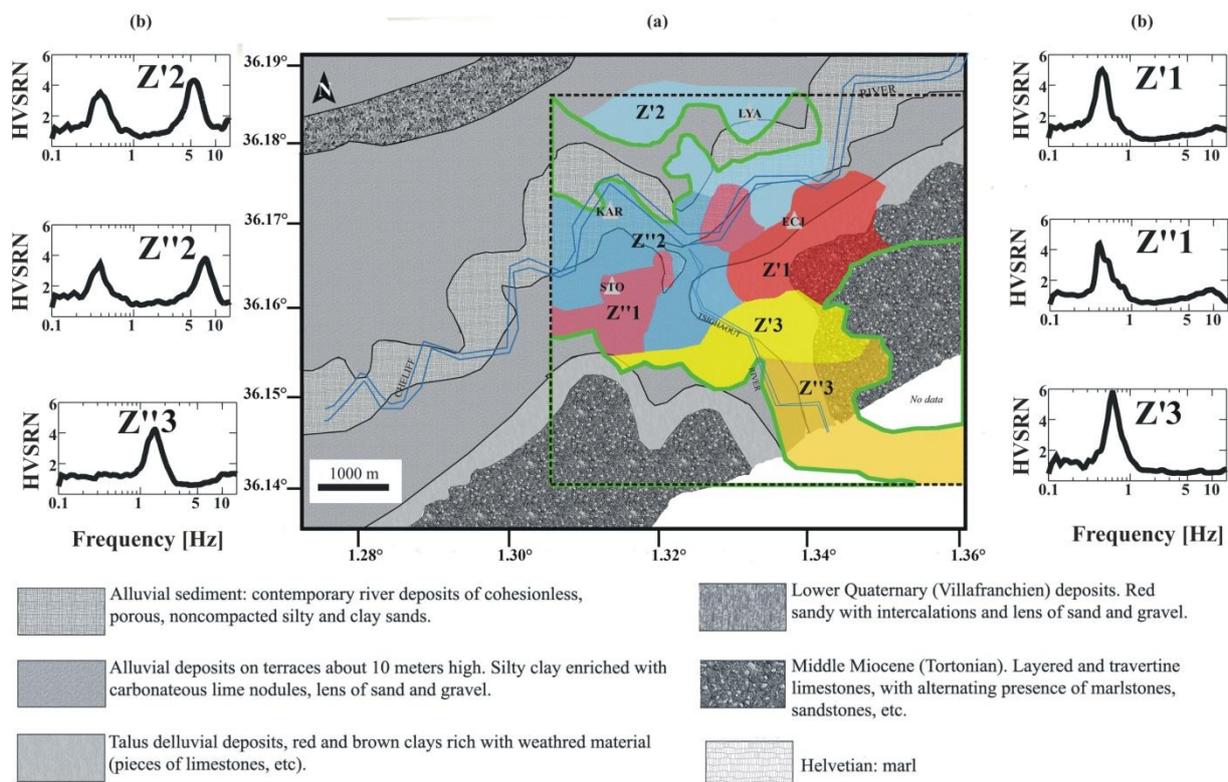


Figure V.1. (a) Zonage de la ville de Chlef, en fonction des courbes HVSRN observées, superposé à la géologie locale (modifié de Talaganov et al., 1982) ; Le cadre en pointillés correspond à la zone d'étude ; La ligne verte limite les zones exclues de l'inversion; Triangles gris sont les emplacements des stations sismologiques temporaires ayant des modèles de sol illustrés dans la Figure III.14 et le tableau 2 du Chapitre IV. (b) Exemple de courbe HVSRN expérimentale obtenue dans chaque zone.

$$\bar{V}_j = \frac{d}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_{j,i}}} \dots\dots\dots (V.1)$$

$$\bar{\rho} = \frac{d}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{\rho_i}} \dots\dots\dots (V.2)$$

$$v = \frac{0.5 \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \dots \dots \dots (V.3)$$

Avec

d est la profondeur en mètre;

h_i et V_{j-i} sont l'épaisseur et la vitesse des ondes P ou S de la couche i , respectivement;

ρ_i est la densité de la couche i ;

j est l'index des ondes P et S.

V.4. Inversion HVSRN

Pour les effets de site 1D d'origine lithologique, la courbe HVSRN observée peut être un indicateur du nombre de contrastes forts de vitesses existant sous la station. En effet, il existerait autant de contrastes forts de vitesse dans le sous-sol que de pics de fréquence observés sur la courbe HVSRN, d'où en inversant la courbe HVSRN on devrait trouver pour chaque couche, l'épaisseur et la vitesse moyenne des ondes S. Sachant que pour une fréquence donnée, on peut avoir une infinité de solution pour estimer le profil-Vs (Hobiger et al., 2013), il est recommandé de se munir au préalable de quelques données expérimentales du sous-sol (géologique, géotechnique et géophysique), afin de pouvoir construire à partir du calcul direct des courbes théoriques proches de la réalité.

L'inversion des courbes HVSRN a été effectuée dans le cas des régions à remplissage sédimentaire faible (Arai and Tokimatsu, 2004; Yamamoto et al., 2004; Castellaro and Mulargia, 2009) mais aussi dans le cas d'un remplissage sédimentaire important (Yamanaka et al., 1994; Parolai et al., 2004 and 2006; Mulargia and Castellaro, 2007; Borges et al., 2016). La simplicité et le faible coût de la technique HVSRN a intéressé beaucoup de gens malgré les quelques controverses existant sur son background théorique. Ainsi certains scientifiques préconisent de considérer lors de l'interprétation des résultats que le champ d'onde du bruit ambiant contient essentiellement des ondes de volume (Nakamura, 1989 ; Herak, 2008). D'autres pensent que ce champ est composé principalement d'ondes de surface (Arai and Tokimatsu, 2004 ; Lunedei and Albarello, 2009), enfin une troisième catégorie pense qu'il y a une contribution des deux types d'ondes (Sánchez-Sesma et al., 2011b; García-Jerez et al., 2016).

Dans cette thèse nous avons utilisé le code GRILLA de TROMINO pour une première tentative d'inversion. Le code d'inversion contient deux parties : la première consiste à calculer la courbe théorique de HVSRN sur la base du modèle de sol ; la deuxième partie est réservée à l'opération de l'inversion par l'approche essai-erreur. Après avoir calculé la courbe HVSRN expérimentale, la génération des courbes théoriques est possible dans le domaine spectral en se basant sur la simulation des ondes de surface (Rayleigh et Love) dans un système de multicouches planes et parallèles, selon la théorie détaillée dans Aki and Richards (1980) et Ben-Menahem and Singh (1981).

Cinq paramètres initiaux sont nécessaires pour le code de calcul :

- l'épaisseur de la couche en [m],
- la vitesse des ondes P en [m/s],
- la vitesse des ondes S en [m/s],
- la densité en [kg/m³],
- coefficient de Poisson.

Dans ce qui suit, nous expliquons brièvement les différentes étapes nécessaires pour le calcul des courbes HVSRN théoriques et l'estimation des profils-Vs:

1. Identification du pic de fréquence f_i , dans notre cas $i = 0$ ou 1 ,
2. Des informations sur la couche1 telles que l'épaisseur H_1 ou la vitesse $V_s(1)$ sont nécessaires pour commencer la construction du modèle initial,
3. La connaissance d'un des paramètres de la première couche1 (H ou V_s) permet l'obtention de la valeur approximative de l'autre paramètre, à travers la relation empirique $f_0 = V_s / 4H$ (f_0 étant lu sur la courbe HVSRN); les paramètres de la première couche vont servir pour le calcul des paramètres de la couche2 sous-jacente,
4. L'abaque de la Figure V.2-a est utilisé par le code pour chercher la vitesse de la deuxième couche ($V_s(2)$) surmontée par la couche de vitesse $V_s(1)$. En effet, en fonction de l'amplitude du pic de fréquence (lu sur la courbe HVSRN expérimentale), de $V_s(1)$ ainsi que du coefficient de Poisson, le contraste d'impédance correspondant est lu sur l'abscisse de la Figure V.2-a. Par l'approche « Essai-Erreur », la deuxième partie de l'algorithme recherche une solution avec une erreur minimale (inversion par essai-erreur),

- Comme dans le point précédent, n°4, l'estimation de l'épaisseur H_2 est possible après avoir estimé $V_s(2)$, en utilisant l'abaque de la Figure V.2-b. En appliquant l'approche « Essai-Erreur », le code réduit l'erreur au minimum possible.

Le code suit la même procédure pour tous les pics restants. Au final, un modèle multicouche du sol est proposé en compagnie avec la courbe HVSRN correspondante.

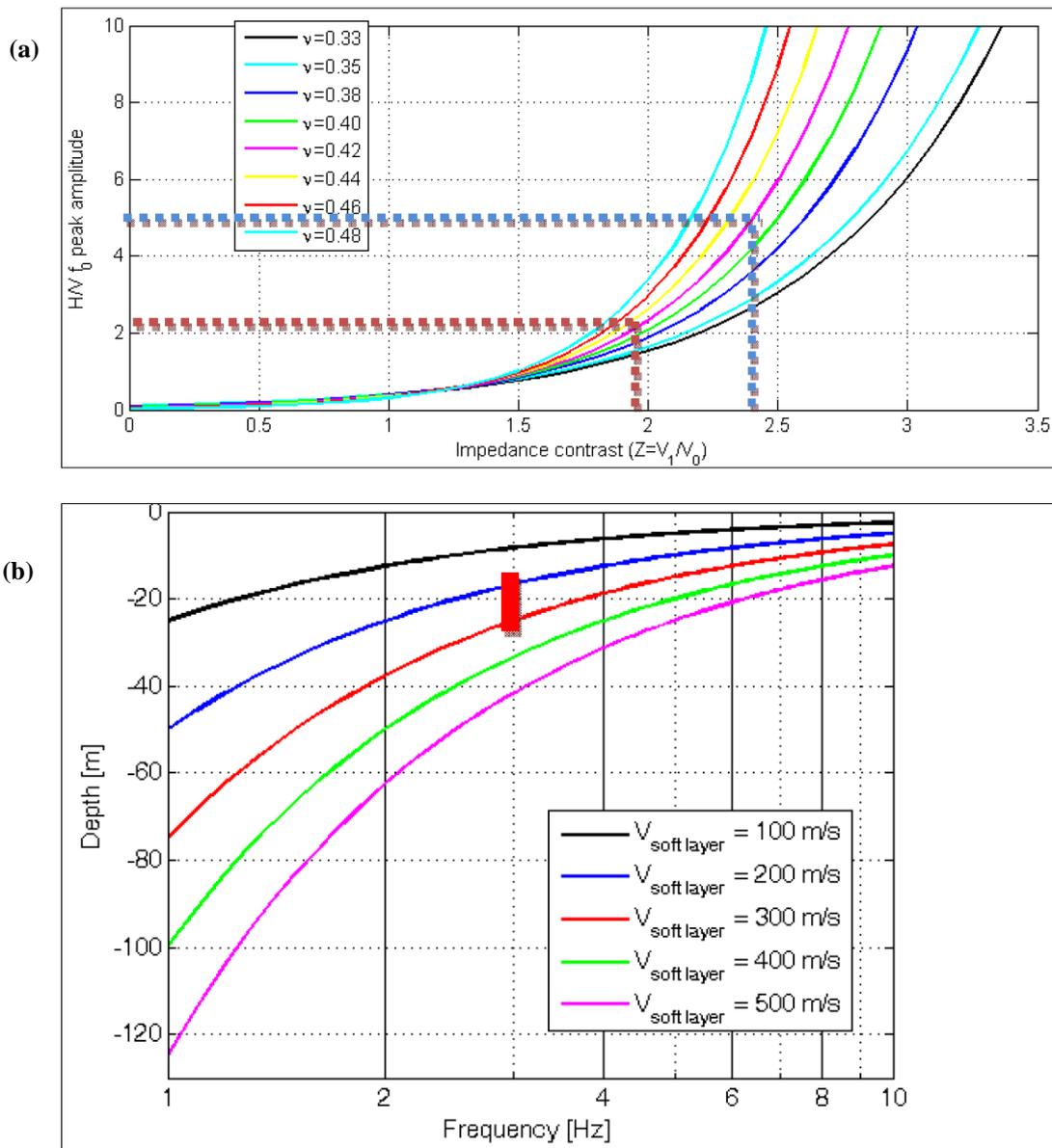


Figure V.2. (a) Première relation d'approximation entre l'amplitude H/V et le contraste d'impédance (ici simplement le rapport V_s entre deux couches) en fonction du coefficient de Poisson, ν . Les lignes pointillées font référence aux contrastes d'impédance entre les couches 1 et 2 (ligne bleue), et la couche 2 et la couche 3 (ligne marron) respectivement, comme exemple. (b) Relation entre l'épaisseur de la couche et la fréquence de résonance, en fonction de V_s . (extrait de « Introduction to the H/V Modeling Routine for Stratigraphic Purposes in GRILLA »).

Le code fait le calcul couche après couche. L'utilisateur a la possibilité de modifier le nombre d'itérations pour chaque couche. Dans notre cas nous avons utilisé pour chaque couche le maximum d'itération possible (40 itérations par couche). Le *Misfit* minimal acceptable est fixé à 10%.

V.5. Résultats et Discussion

Les résultats de l'inversion sont illustrés sur la Figure V.3 et V.4. Selon la Figure V.3, les courbes HVSRN expérimentales et théoriques présentent une grande similitude en termes de pic de fréquence et d'amplitude, sauf pour le cas de la zone Z'1, à basses fréquences. Dans cette zone, le rapport entre les amplitudes observées et calculées ($A_{0_o/c}$) est 0.721. Les valeurs du $A_{0_o/c}$ du reste des zones sont présentées dans le Tableau V.2. A l'exception des fréquences de résonance et leurs amplitudes correspondantes, il est clair qu'une différence existe entre la courbe HVSRN théorique et expérimentale pour le reste des fréquences. Ceci est lié directement au code, qui prend en considération que les pics de fréquence à inverser.

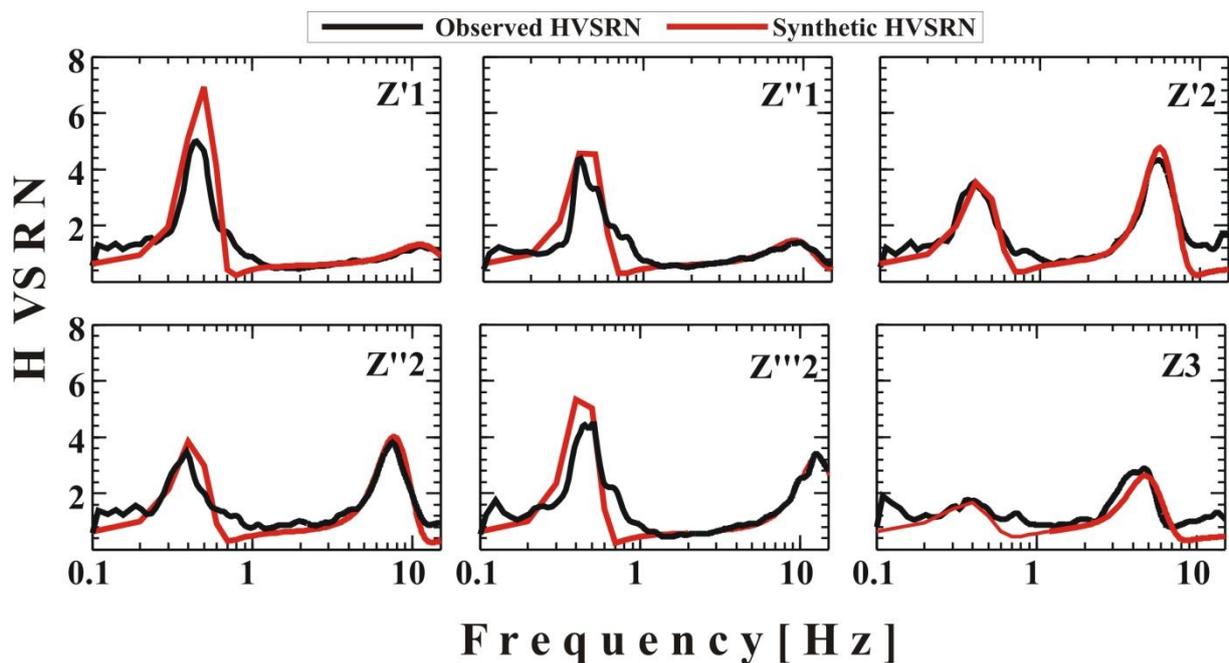


Figure V.3. Comparaison entre les courbes HVSRN expérimentales et théoriques de chaque zone.

Pour la solution en profil- V_s , les zones de dépôt superficiel du Quaternaire (Z'1, Z''1, Z'2 et Z''2) présentent deux contrastes majeurs de vitesses alors que les zones du Miocène (Z'3 et Z''3) présentent un seul contraste de vitesse, celui avec le substratum. Il est clair qu'une différence entre le modèle initial introduit et la solution de l'inversion existe en

particulier dans l'épaisseur et V_s de la couche Miocène des zones Z'1, Z''1 et Z'2. Les profil- V_s issus de l'inversion présentent des valeurs inférieures aux modèles initiaux, peut-être dû au nombre limité d'itération utilisé. La comparaison entre la solution de l'inversion et le profil- V_s de Talaganov et al. (1982) (ligne bleue des zones Z'1 et Z'2 de Figure V.4) montre que la couche du Miocène présente une vitesse des ondes S au voisinage de 800 m/s et non pas à 1200 m/s. L'étude de Talaganov et al. (1982) avait mentionné l'existence d'une couche à 800 m/s de vitesse mais d'une épaisseur très fine (~ 20 mètres). Cette couche a été négligée dans le calcul théorique du Chapitre IV. Pour les zones Z'2 et Z''2, la V_s du substratum est inférieure à celle introduite dans le modèle initial. Pour les zones Z'1, Z'3 et Z''3, la V_s du substratum est très proche de celle considérée dans le Chapitre IV.

Selon le résultat de l'inversion, la V_s dans la couche Miocène des zones couvertes par le Quaternaire (Z'1, Z''1, Z'2 et Z''2) est inférieure à celle des zones du rocher du Miocène affleurant en surface (Z'3 et Z''3), au sud de la ville. Nous constatons aussi que la densité de la couche Miocène est variable et proportionnelle au V_s . Nous avons calculé la valeur de la densité de chaque zone en utilisant les relations de Brocher (2005), en fonction des valeurs de V_s déduites de l'inversion.

Les résultats de l'inversion des courbes de HVSRN, selon le zonage effectué et illustré dans la Figure V.1, ont montré que l'épaisseur et V_s de la couche du Miocène de la zone d'étude sont variables. Pour la couche du Quaternaire, il n'existe pas une grande différence entre le modèle initial et le résultat de l'inversion.

Tableau V.2 : Comparaison entre les amplitudes du HVSRN expérimentale (A_{obs}) et théorique (A_{cal}). (o/c) désigne « observé sur calculé ».

Zone	A_{0_obs}	A_{0_cal}	$A_{0_o/c}$	A_{1_obs}	A_{1_cal}	$A_{1_o/c}$
Z'1	5.00	6.93	0.721	1.27	1.32	0.962
Z''1	4.38	4.56	0.960	1.39	1.45	0.958
Z'2	3.52	3.53	0.997	4.31	4.75	0.907
Z''2	3.46	3.84	0.901	3.79	4.01	0.945
Z'3	5.89	6.15	0.957	-	-	-
Z''3	4.29	4.61	0.930	-	-	-

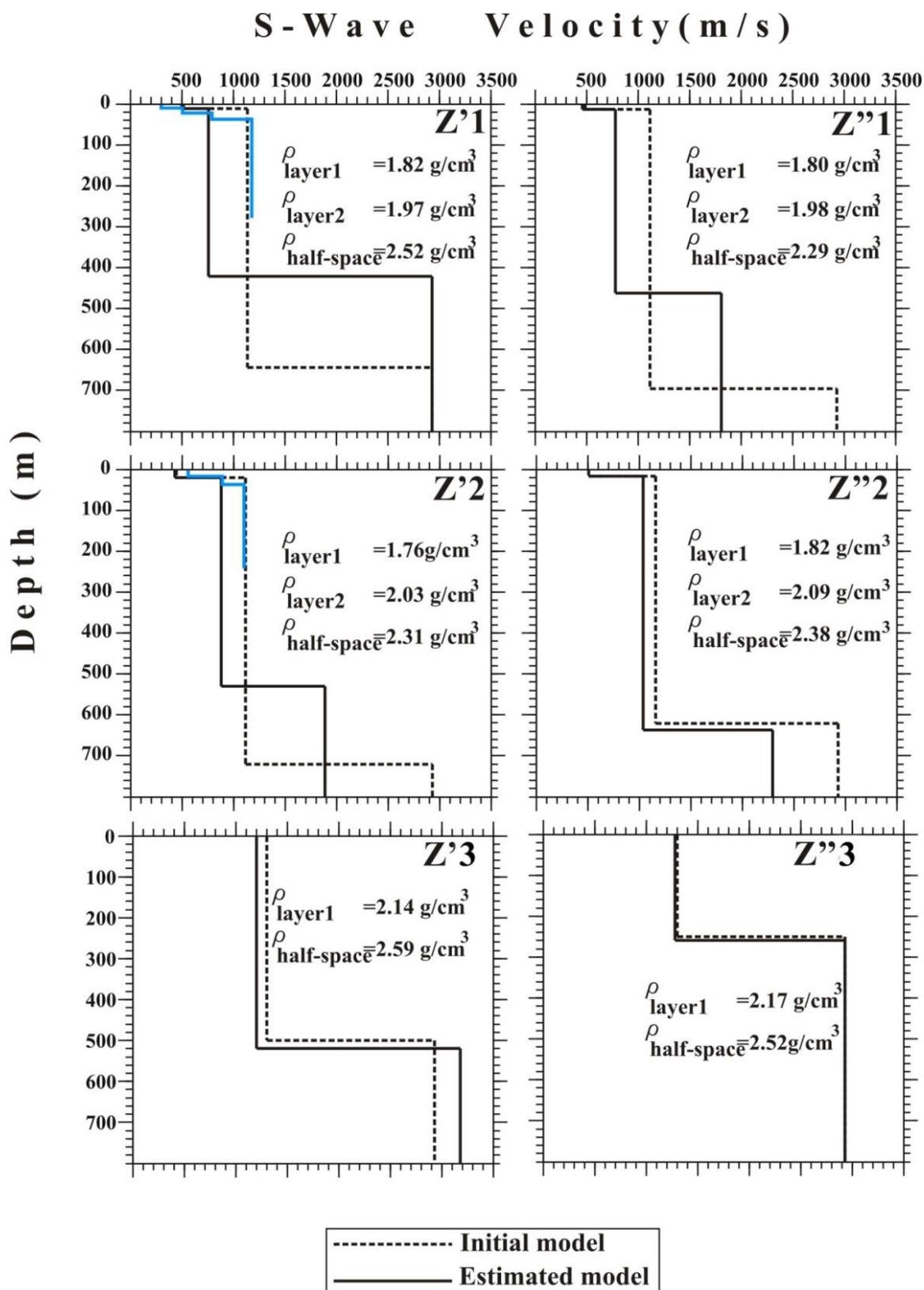


Figure V.4. Profil- V_s de chaque zone déduit de l'inversion de la courbe HVSRN (ligne noire continue) comparé à l'initial (ligne noire discontinue). La ligne bleue des zones Z'1 et Z'2 représentent les profils- V_s de Talaganov et al. (1982). ρ est la densité. « layer1 » est la couche Quaternaire, « layer2 » est la couche Miocène.

Conclusion

Dans ce chapitre nous avons essayé par l'inversion des courbes HVSRN observées dans la ville de Chlef, de proposer une image du sous-sol atteignant les 600 m de profondeur.

Nos résultats préliminaires en termes de structure de vitesse semblent comparables à ceux obtenus par Talaganov et al. (1982) par sismique réfraction, à l'exception des zones $Z'1$ et $Z''1$, peut être lié à l'amplitude du f_1 inférieur à 2. Talaganov et al. (1982) ont mentionné l'existence d'une couche Miocène de 800 m/s, observée aussi par la présente inversion. Pour le Quaternaire, la solution de l'inversion est cohérente avec celle de la même étude en épaisseur et en V_s .

Les valeurs importantes de A_0 observées au centre-ville de Chlef peuvent être expliquées par les résultats du profil- V_s dans la zone $Z'1$ montrant qu'un important contraste de vitesse existe entre le Miocène (~800 m/s) et le substratum (~2900 m/s).

Discussion générale

A travers les résultats obtenus présentés dans le Chapitre IV, on peut voir que des réponses non-plates ont été observées sur les sites rocheux (Figure 5 et 6 du Chapitre IV). Ce type de résultats a été obtenu dans nombreuses études antérieures, en utilisant des différentes techniques expérimentales. C'est ainsi que Steidl et al. (1996) attribuent ce type de réponse pour cette classe du sol, à la nature altérée et fracturée du substratum rocheux près de la surface, provoquant une diminution de la vitesse. Dans notre cas, les sites SR2 et ECZ montrent que l'existence d'un affleurement rocheux n'est pas un critère suffisant pour le choix d'un site référence. Dans le sud de notre zone d'étude, l'analyse du bruit ambiant d'affleurements rocheux a montré que la réponse du sol est moins visible et la courbe d'amplification de la composante verticale est complètement plate. Cependant, un site de référence loin des autres sites est à déconseiller en particulier pour la technique SSR.

Dans la présente étude, les fréquences fondamentales obtenues indépendamment des trois techniques (SSR_H, RF et HVSRN) ont montré un bon accord, même si la technique RF a montré dans la plupart des sites un pic de fréquence légèrement supérieure à celui des méthodes SSR et HVSRN. En revanche, aucune différence significative entre ces pics n'a été observée sur les sites SR2, ECZ ou STO. Bien qu'il y ait des différences claires au niveau des pics spectraux sur des sites près du bord du bassin (MUS, ECJ, PRC et ECF), ces différences sont moins évidentes pour des sites situés plus loin de ce bord (KAR et LYA). La quantification de ce décalage est évaluée pour le site : MUS « ~ 10% » ; ECJ « ~ 10 % » ; PRC « ~ 15% » ; ECF « ~ 10% » ; KAR « ~ 5% » ; LYA « ~ 5% ». Pour expliquer l'origine de cette différence, nous avons effectué un calcul numérique de la fonction de transfert déduite de la propagation verticale des ondes SH dans un modèle 1D au niveau de tous les emplacements de notre réseau temporaire. Pour ce calcul, nous avons considéré les modèles du profil de sol de la Figure 4 du Chapitre IV combinés avec ceux du Table 2 du même chapitre. Pour cette analyse, nous avons utilisé le code NRATTLE (Boore, 2005). Nous avons aussi calculé la courbe de l'ellipsoïde des ondes Rayleigh, considérant le même modèle de sol pour la propagation verticale des ondes SH. Pour ce calcul, nous avons utilisé le sous-programme GPELL du logiciel GEOPSY (Wathelet, 2005). Le résultat des modélisations est donné dans la Figure 5 du Chapitre IV. La comparaison des deux résultats de ce premier calcul théorique, montre que le décalage entre les fréquences fondamentales existe, comme dans le cas expérimental, sauf pour les sites SR2 et ECZ. Ce décalage ne peut pas être expliqué par un problème dans le matériel, parce que les stations utilisées dans cette étude

Discussion générale

étaient bien calibrées, et d'équipements identiques. Le fait que les trois techniques fournissent le même pic de fréquence fondamentale à la STO (0,4 Hz), correspondant au pic de fréquences du mode fondamentale de l'ellipticité des ondes Rayleigh indique que le champ d'onde sismique ainsi que le champ d'onde du bruit ambiant sont dominés par les ondes de Rayleigh. Cependant, les données du séisme (Tableau 1 du Chapitre IV) de la STO ne sont pas dominées par des ondes de surface. Pour montrer cela, sur la Figure 10, nous présentons le champ d'onde des séismes enregistrés par cette station. Une explication donc possible de ce fait est que 80% des tremblements de terre utilisés dans cette étude étaient situés à l'est de la zone d'étude (Figure 3-a du Chapitre IV). Les différences dans les sources azimuts pourraient donc expliquer les différences entre pics spectraux. Les différences dans le trajet des rayons sismiques influencent les observations. Parce que la distribution azimutale des événements est inégale, la moyenne géométrique peut être biaisée (Figure 11). L'amplitude de la fréquence fondamentale a été également légèrement inférieure pour la technique SSR_H que pour les deux autres techniques. Cela serait dû à la réponse du site de la station de référence, SR2, qui est non-plate.

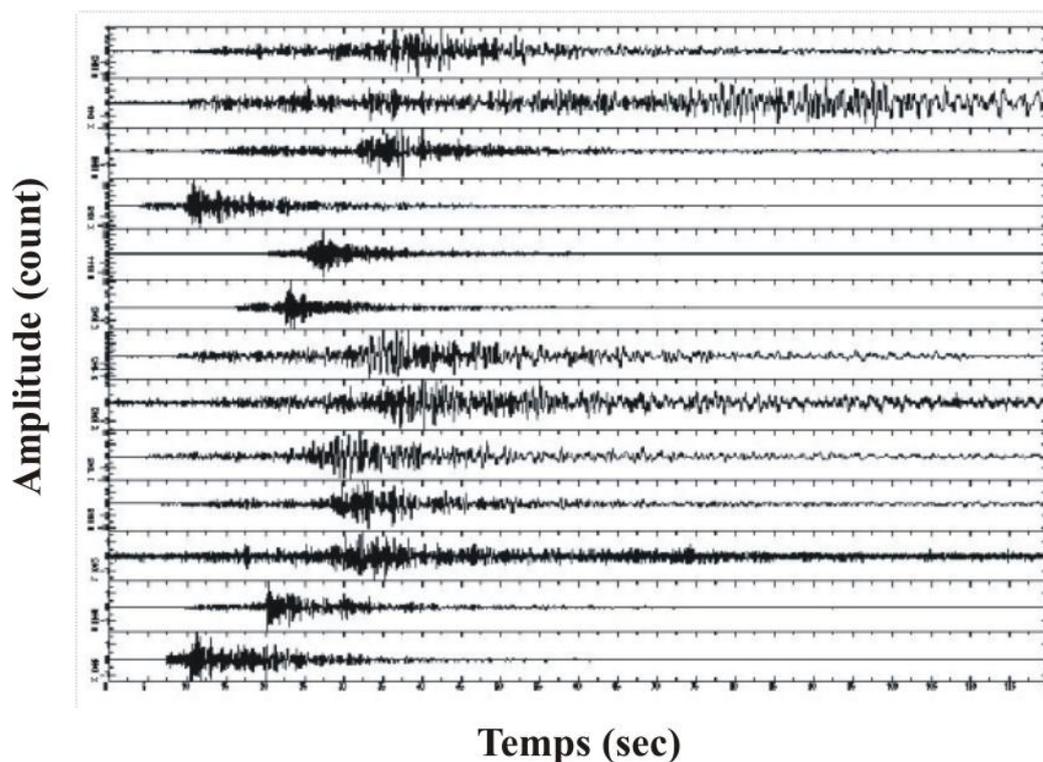


Figure 10. Données de traces sismiques de la composante E-W de la station STO. Le temps est en seconde et l'amplitude est en count. À l'exception de la seconde trace du haut ($M4.9$, $\Delta = 393$ km), les ondes de surface ne dominant pas l'énergie du signal.

Comme la zone d'étude est proche du bassin du bas-Cheliff, nous avons évalué HVSRN directionnel pour voir si le bassin peut provoquer un comportement anisotrope dans

Discussion générale

les amplitudes du mouvement horizontal. Nous avons procédé comme suit: après la transformation des séries temporelles de l'enregistrement du bruit de fond de la composante nord-sud (NS) et est-ouest (EW), par rotation, en composantes radiale et transversale, H_R et H_T , utilisant les relations n ° 3 et 4, en fonction de l'azimut Φ , le rapport spectral entre les deux est calculée. Dans tous les sites d'observation, à des fréquences proches du pic fondamental, les rapports spectraux des composantes radiales et transversales à différents azimuts sont à peu près constants et égal à l'unité. Dans la Figure 12, nous présentons ce résultat.

$$H_R(t) = NS(t) * \cos\Phi + EW(t) * \sin\Phi \quad (3)$$

$$H_T(t) = -NS(t) * \sin\Phi + EW(t) * \cos\Phi \quad (4)$$

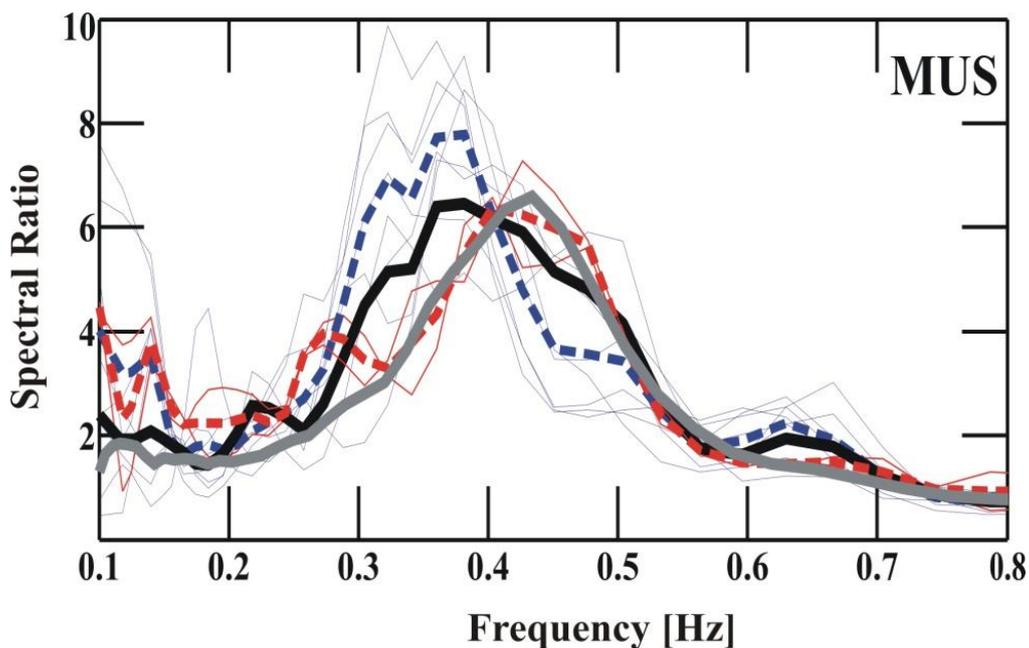


Figure 11. Réponse du site obtenue à l'aide des données de séisme (la ligne noire est la moyenne) et des données du bruit ambiant (la ligne grise est la moyenne). Les lignes fines, bleues et rouges, montrent la réponse du site pour chaque événement enregistré par le site MUS et situé à l'est et à l'ouest, respectivement, de la zone d'étude. La ligne pointillée bleue est la moyenne de tous les événements situés à l'est. La ligne en pointillé rouge est la moyenne des événements situés à l'ouest. Comme la plupart des événements sont situés à l'est de la zone d'étude (en bleu), la réponse du site obtenu en utilisant la technique de RF (données du séisme) est légèrement décalée vers la gauche par rapport à la réponse de HVSRN.

En outre, lors de l'utilisation de la technique SSR sur les données des composantes verticales (SSR_z), le pic de fréquence observée près de 0,6-0,8 Hz au niveau de tous les sites (Figure 8 du Chapitre IV) montre que la composante verticale peut également être affectée par

Discussion générale

la géologie locale. Bien que les critères pour qu'un pic de fréquence soit fiable ont été vérifiés pour chaque site, le pic de la composante verticale apparaît à une fréquence de 2 fois plus grande que celle observée dans les spectres de la composante horizontale. Cette différence est fréquemment observée (par exemple Parolai et al., 2004).

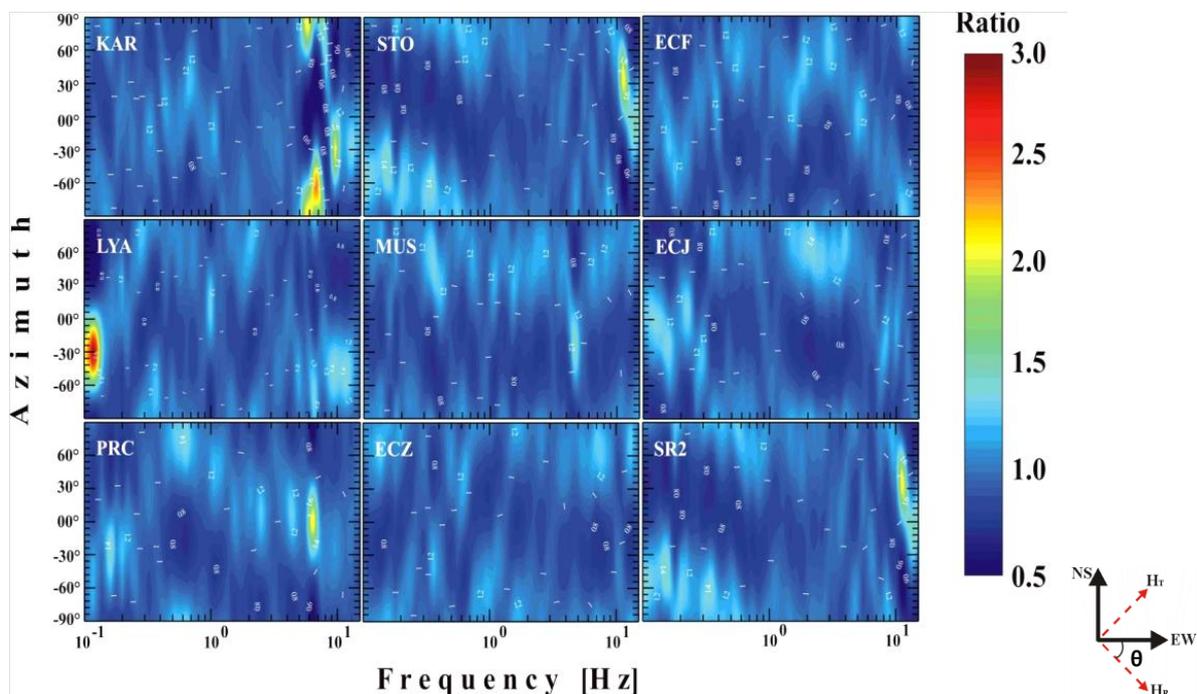


Figure 12. *Rapports spectraux des deux composantes horizontales orthogonales.*

La légère amplification de la composante verticale au niveau du site de référence ($H/V > 2$) peut être la cause du changement de f_0 observé dans les résultats de réponse de site pour SSR_z . Dans la littérature, nous notons que les conversions S-P à l'interface substratum-sédiments sont parmi les facteurs qui peuvent influencer sur les spectres d'amplitude de la composante verticale (Parolai and Richwalski, 2004). Une augmentation de l'amplitude de la composante verticale au niveau du site de référence a également été observée par Loukachev et al. (2002). Ils ont attribué le phénomène à un effet du site non-linéaire. En fait, on s'attend à des pics de fréquence fondamentale dans les composantes horizontales ayant de plus grandes amplitudes que celles des composantes verticales (Langston, 1977, 1979). Dans notre expérience, ce n'est pas systématiquement le cas, parce que le spectre des composantes verticales sur certains sites alluvionnaires avait une plus grande amplitude de pic que les spectres des composantes horizontales correspondantes.

Discussion générale

Les fréquences fondamentales observées autour de 0.3-0.4 Hz peuvent être causées par la présence d'un grand contraste d'impédance, due au contact entre le Miocène et le dépôt Mésozoïque de la partie sud du bassin du Bas-Cheliff (Figure 1 du Chapitre IV). Lorsque nous comparons les résultats obtenus par les techniques expérimentales et les courbes théoriques de HVSRN calculées à partir des modèles de sol (Figure 4 et Table 2 du Chapitre IV), les pics sont similaires en fréquence et en amplitude, dans la plupart des cas (Figure 5 du Chapitre IV). La répartition spatiale de la fréquence fondamentale, présentée sur la Figure 6-a, est compatible à celle de la géologie. Le pic de fréquence augmente progressivement du nord-ouest au sud-est, ce qui est en accord avec la direction de la diminution de l'épaisseur de la couche du Miocène. La répartition spatiale de l'amplitude du f_0 de HVSRN (Figure 5-b du Chapitre IV) montre que les valeurs les plus élevées sont principalement situées dans le centre de la ville. En effet, le centre de Chlef est construit principalement sur les alluvions, sur la rivière principale de Cheliff et la rivière secondaire de Tsighaout.

A des fréquences plus élevées que la fondamentale, un second pic de fréquence f_1 est clairement observé sur les sites nord-ouest et l'ouest du centre-ville. Un bon accord est observé entre la courbe de HVSRN théorique et rapports spectraux obtenus à partir de données sismiques sur quatre sites (KAR, STO, ECF et LYA). Les pics secondaires sont interprétés comme étant causés par la couche mince superficielle des sédiments quaternaires superposant les dépôts du Miocène (Figure 2-b du Chapitre IV) (Guéguen et al., 2000; Projet SESAME, 2004; Del Monaco et al., 2013). Dans les trois autres sites (MUS, ECJ, et PRC), les données des séismes et du bruit ambiant ne montrent qu'un petit bombement, tandis que la courbe de HVSRN théorique a révélé un pic de fréquence clair avec une amplitude d'environ 2 fois plus grande. Cette différence peut être due au fait qu'à haute fréquence, l'amplitude spectrale horizontale est insuffisamment amplifiée par rapport à la verticale. En ce qui concerne l'amplitude de f_1 sur les sites KAR, STO, ECF et LYA, la technique SSR_H a donné généralement des valeurs plus grandes que les autres techniques, RF et HVSRN. Sur le site KAR, la technique RF a montré une amplitude plus grande que la technique de HVSRN. Pour les sites STO et ECF, f_1 observée avec HVSRN était peu clair ou faible par rapport aux amplitudes obtenues avec la technique de RF à 4 Hz. Pour ces derniers sites, nous interprétons ces différences comme le résultat d'un contraste d'impédance plus faible entre les sédiments surmontant la roche sous-jacente (Bonney-Claudet et al., 2006). Laouami and Slimani (2012) ont constaté que la répartition spatiale des pics de fréquence à des fréquences plus élevées que celle de la fondamentale était cohérente avec la répartition des dommages

Discussion générale

observés après le tremblement de terre de Boumerdès, 2003. Ce ne fut pas le cas dans la présente étude, en raison d'un pic de fréquence plus élevée que celui du fondamental, fait qui n'a été observée que dans la région nord-ouest de la zone d'étude, en dehors du centre de la ville (Figure 7 du Chapitre 4) où des dommages graves ont été observés après le séisme d'El-Asnam, 1980.

Pour l'estimation des Profils-Vs de la zone d'étude, présentée dans le Chapitre V, nous avons constaté avec l'inversion des courbes HVSRN expérimentales que le Miocène supérieur surmonte le Mésozoïque avec des épaisseurs variables atteignent 600 mètres. Les profils-Vs déduits dans la présente étude peuvent mener à des modifications considérables dans l'étude de microzonage sismique de la ville de Chlef, WCC (1984). Dans cette dernière les profils-Vs considérés dans l'analyse spectrale sont très superficiels, tenant compte que l'influence du Quaternaire surmontant le Miocène supérieur (Figure 13).

Les résultats du Chapitre V montrent que les Vs du rocher affleurant dans les zones Z'3 et Z''3 sont 1200 et 1300 m/s respectivement. Elles sont légèrement supérieures à celles considérées dans le classement très rigide par WCC (1984) couverte par une couche mince du Quaternaire (vers 10 mètre). Selon la Figure 13, les stations ECJ et PRC (Figure II.6-a et Figure III.11) peuvent trouver leur classement selon WCC (1980) dans la catégorie du sol très rigide (Figure 13). Le reste des stations de notre réseau temporaire installées sur le Quaternaire (KAR, LYA, ECF, STO et MUS) sont classées selon WCC (1984) dans la catégorie sol ferme.

Les profils-Vs proposés dans le Chapitre V modifient la fonction de transfert de la ville de Chlef déjà estimée dans WCC (1984). Sur la Figure 14, nous présentons nos estimations de fonctions de transfert des zones Z'1, Z'2, Z'3 et Z''3 en les comparant avec celles du WCC (1984) dans les Figure 14-a et -b. Nous constatons qu'il n'existe aucune similitude entre notre estimation et celle du WCC (1984), c.-à.-d que le transfert des mêmes mouvements provenant du rocher (exemple input en accélération) ne soit pas identique à la surface, automatiquement relié au profil-Vs transpercé.

Discussion générale

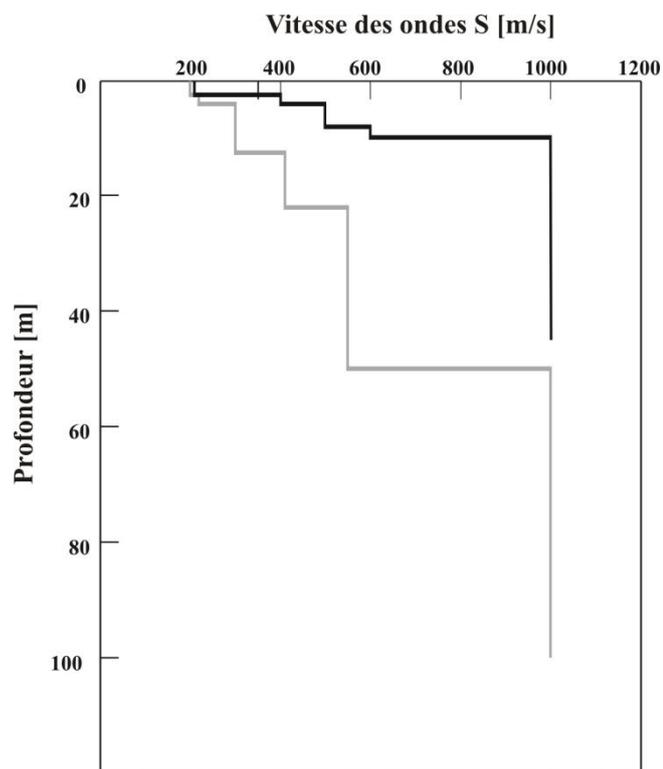


Figure 13. Profil-Vs considéré dans l'étude WCC (1984) pour les deux classes de sol : ferme (ligne grise) et très rigide (ligne noire).

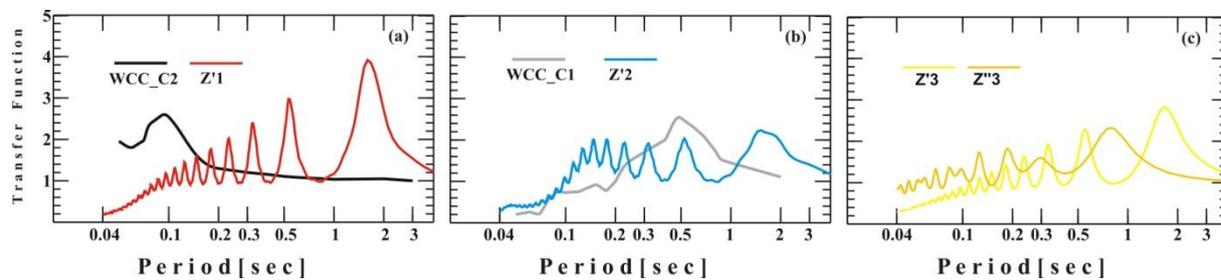


Figure 14. Fonction de transfert des zones Z'1, Z'2, Z'3 et Z''3 illustrées dans la Figure V.1, comparées avec celles du WCC (1984). WCC_C1 est la classe « sol ferme » et WCC_C2 est la classe « sol très rigide ».

Conclusion générale

Cette présente étude a concerné la ville de Chlef, l'une des villes algériennes les plus exposées au risque sismique. Les résultats obtenus dans cette étude, basés sur de nouvelles données et méthodologies d'analyse, complètent les enquêtes antérieures effectuées après le tremblement de terre El-Asnam, 1980.

L'application des quatre méthodes utilisées, SSR, RF, HVSRN et le calcul théorique de HVSRN, dans cette étude ont montré un pic de fréquence fondamentale omniprésent à 0.3-0.4 Hz au niveau du centre-ville de Chlef. L'amplitude du pic varie de 4 à 8. L'origine de ce pic peut être attribuée à un contraste d'impédance important entre les dépôts du Miocène et le substratum Mésozoïque, interprété comme un substratum sismique. Le pic de fréquence fondamentale augmente progressivement du nord-ouest au sud-est, ce qui est cohérent avec la direction de décroissance d'épaisseur des dépôts Miocène. Ceci affleurant au sud de la ville montre un pic de fréquence de 0.6 Hz et son amplitude varie entre ~2 et 4. L'existence de ce pic ne nous permet pas de quantifier correctement l'amplification sur les différents sites du Quaternaire dans la technique SSR, du fait de la réponse non-plate de la station référence.

Pour la comparaison entre les deux types de données exploités dans cette étude, les événements sismiques et les données du bruit ambiant, ils ont permis d'identifier les pics de fréquence fondamentale avec succès. Cependant, l'amplitude des pics était légèrement plus faible lors de l'utilisation des données du bruit ambiant. A des fréquences plus élevées que celle de la fondamentale, un pic clair a été observé autour de 3-4 Hz dans tous les sites du nord-ouest. Ses gammes d'amplitude sont de 3 à 5. Dans d'autres sites dans le centre ville, le pic était moins évident. De plus, les données sismiques ont été plus appropriées pour identifier le pic à des fréquences plus élevées que ceux du fondamental.

En utilisant la technique SSR sur les composantes verticales, le pic de fréquence observé près de 0.6 à 0.8 Hz dans tous les sites apparaît avec une fréquence 2 fois supérieure à la fréquence pour laquelle on observe un pic dans les composantes horizontales.

Pour l'inversion des courbes HVSRN expérimentales, des Profils-Vs de la zone d'étude ont été déduits par la considération des résultats de la méthode HVSRN et le calcul théorique. L'épaisseur du Miocène supérieur de la ville est variable, de ~400 à 600 m. La solution de l'inversion en Vs montre que dans le Miocène affleurant, les vitesses sont

Conclusion générale

supérieures légèrement à celles dans celui surmonté par le Quaternaire (1200 m/s vs ~900 m/s). La vitesse des ondes S du substratum Mésozoïque est proportionnelle à l'amplitude de la fréquence fondamentale. L'inversion révèle que le centre ville à haute amplification est de V_S Mésozoïque proche à 3000 m/s.

Perspectives

Comme nous avons déjà annoncé dans la section discussion pour le cas du séisme de Boumerdès, 2003, l'aléa de la résonance sismique pour la ville de Chlef est donc présent, entre le second pic d'amplification et les immeubles de même fréquence. Pour le cas de notre zone d'étude, le second pic, à haute fréquence, n'apparaît que dans le nord-ouest de la ville, alors que dans le centre seulement quelques « *bump* » ont figuré pour les dépôts quaternaires.

Dans le premier chapitre, où nous avons discuté les effets de site non-linéaires qui dépendent des caractéristiques du sol et le PGA du signal sismique, nous rappelons que notre base de données exploitée pour caractériser la réponse du sol ne contient que les mouvements sismiques faibles à très faibles (bruit de fond). La réponse du sol du centre ville à haute fréquence change probablement de comportement si nous appliquons les mêmes techniques mais avec des mouvements initiaux de PGA moyens à forts, (nous focalisons notre intérêt sur cette gamme de fréquences, du fait que les périodes de l'urbanisation ancienne et actuelle sont concernées). **Par conséquent, il apparaît nécessaire de comprendre le sous-sol d'une ville en détail, en raison de la variation de V_S en fonction de la profondeur ainsi que les paramètres géotechniques de chaque couche surmontant le socle sismique.**

La question que nous pouvons poser : « Pour d'importants séismes, peut-on avoir une réponse du sol différente à celle déduite par les faibles événements ? ». Nous parlons de la stabilité de nos résultats obtenus au cas où un nouveau tremblement de terre du même type que celui d'El Asnam, 1980, devait se produire au voisinage de la zone d'étude.

L'inversion des courbes HVSRN expérimentales dégage un résultat fiable pour l'estimation du profil- V_S du sous-sol, avec la nécessité d'une connaissance préliminaire de la structure superficielle interne de la zone d'étude, telle que V_P et V_S de chaque couche, son épaisseur, la densité, le module de Poisson. Pour notre cas d'étude, les paramètres géotechniques et géophysiques, déjà collectés durant notre recherche bibliographique de cette thèse, sont considérés pour l'inversion comme une base de données des paramètres initiaux.

Conclusion générale

Le résultat obtenu par l'inversion du HVSRN est un élément clé pour déduire les spectres de réponse nécessaire dans le génie civil.

Cette présente étude se considère comme, une contribution à l'étude de microzonage sismique du projet du WCC (1984). En effet, cette étude a concerné tout d'abord la ville de Chlef seule où nous avons réalisé une cartographie des fréquences propres du sol, et apporté de par la même une meilleure compréhension de son sous-sol. La seconde question que nous avons posée était : « Quelle est la réponse sismique résultante de l'interaction entre la géologie locale de la ville et un séisme du type de celui d'El Asnam de 1980? ». La réponse à cette question nous permettra de minimiser le risque sismique dans le futur par le renforcement et la révision du code parasismique appliqué dans la ville de Chlef.

Le pic d'amplification fondamental à basse fréquence reste loin de créer la résonance avec les immeubles du réseau urbain de la ville de Chlef. En revanche, sa prise en compte dans la conception et la réalisation des nouveaux projets de construction est primordiale. Le mouvement vibratoire dans la direction verticale n'est pas transparent aux amplifications sismiques. Pour une meilleure étude de microzonage sismique de notre cas d'étude, les spectres de réponse pour la composante verticale sont recommandés.

Cette étude sur les effets de site dans la ville de Chlef peut être considérée comme une nouvelle contribution et se doit être envisagée dans d'autres sites urbains algériens sismiquement vulnérables.



Liste des Figures et Tableaux

- Figure I.1.** En haut, accélérogrammes (N-S) du séisme Kozani en 1995, enregistrés à la surface par différentes stations sismologiques au bassin du Site-Test européen de Volvi (Grèce) (d'après <http://euroseis.civil.auth.gr/>); En bas, comparaison des accélérations enregistrées à la surface et à différentes profondeurs de la vallée du Garner (USA)._____ (8)
- Figure I.2.** Enregistrement du tremblement de terre de Michoacán (1985, $M_w=8.0$) de la côte pacifique jusqu'à Mexico (extrait de Jongmans, 1989)._____ (9)
- Figure I.3.** Présentation de différents exemples induisant une amplification locale. Gauche : des irrégularités de surface (topographique) ; droite : des irrégularités du sous-sol (géologique) (extrait de Naganoh et al., 1993)._____ (10)
- Figure I.4.** Effet de la topographie de surface sur la répartition des dommages lors du séisme d'Irpinia (Italie) de 1980 (extrait de Castellani et al., 1982)._____ (11)
- Figure I.5.** Piégeage des ondes mécaniques selon la méthode d'optique généralisée de Snell-Descartes : dans une colline triangulaire de sommet S (à gauche) (voir aussi [Sanchez-Sesma, 1985 et 1990]) et dans une couche sédimentaire (à droite)._____ (11)
- Figure I.6.** Modèle synthétique utilisé par Di Fiore (2010) pour estimer les effets de site sismiques dus à la topographie._____ (12)
- Figure I.7.** Complexité des effets de site : effet de 1D (contraste d'impédance) et effet 2D (ou 3D ; effets multidimensionnels) (extrait modifié de Lussou (2001))._____ (14)
- Figure I.8.** Le trajet des rais sismiques se propageant dans un demi-espace élastique (1/2-space) arrivés à l'interface avec une couche sédimentaire homogène horizontale et au bord en pente par une incidence d'un angle θ_i avec la verticale, pour deux différentes orientations de la pente (ligne rouge ; gauche et droite) (extrait et modifié d'Adams (2000))._____ (16)
- Figure I.9.** Illustration des trois modes fondamentaux d'une vallée alluviale de forme sinusoïdale : (a) mode de dilatation/compression pour une excitation de type P, (b) mode de cisaillement pour une excitation de type SV, (c) mode de cisaillement anti-plan pour une excitation de type SH ; La ligne discontinue représente la surface en repos ; Le déplacement maximum sur la surface est représenté en trait plein et flèche, pour le centre de la vallée (extrait de Bard and Bouchon, 1985)._____ (18)
- Figure I.10.** Comparaison entre l'effet de site 1D et 2D pour une excitation de basse fréquence ($f_c=1$ Hz) pour plusieurs points d'observation à la surface d'une vallée triangulaire ; le spectre de la solution 1D correspond au point au milieu ($x/L=0$) (extrait de Nguyen (2005))._____ (19)
- Figure I.11.** Géométrie de différents types de vallées : vallée triangulaire, vallée demi-elliptique et vallée rectangulaire (extrait de Nguyen (2005))._____ (19)
- Figure I.12.** Effet d'amplification du mouvement du sol en surface des 3 formes de vallées **peu profondes** soumises à une incidence verticale d'un signal haute fréquence des ondes SV (extrait de Nguyen (2005))._____ (20)
- Figure I.13.** Diverses modèles utilisés dans les méthodes numériques pour modéliser la propagation des ondes sismiques et estimer les effets de site : (a) FDM, (b) FEM, (c) SEM, (d) BEM (extrait de Semblat and Asce, 2011)._____ (22)
- Figure I.14.** Présentation des étapes considérées pour le calcul numérique 2D par la méthode BEM d'un bassin sédimentaire au centre de Nice : (a) la ligne discontinue limite géologiquement la zone d'étude de caractéristiques géométriques (substratum limité dans sa base, surmonté par un remplissage sédimentaire de propriétés mécaniques et sismologiques différentes) soumise à une excitation par des ondes de type SH, (b) maillage de la zone d'étude, (c) résultats de la mise en résonance de la zone d'étude, f_0 et A_0 correspond (le noir est le maximum) (extrait de Semblat et al., 2000)._____ (22)
- Figure I.15.** La répartition des paramètres membres de la technique site/référence._____ (25)
- Figure I.16.** A droite : Divergence des rais sismiques et augmentation de la surface des fronts d'ondes dans le cas d'une source ponctuelle ; à gauche : Divergence des rais sismiques et augmentation de la surface des fronts d'ondes dans le cas d'une source linéaire._____ (26)

Liste des Figures et Tableaux

Figure I.17. Comparaison entre la fonction de transfert d'un même site, identifiée par la méthode RF utilisant tout le signal sismique (ligne noire «Whole») et ses différents segments, l'onde P (ligne gris clair), l'onde S (ligne gris foncé) et le coda (ligne gris discontinue) (extrait de Kawase et al., 2011)._____ (30)

Figure I.18. La croissance du nombre de documents (en termes de pourcentage et nombre) du 1911 au 2004, consacré à la nature de l'analyse de champ d'onde du bruit de fond (blanc) et consacré à des méthodes basées sur lui (analyse de réseau (gris) et HVSRLN (noir)) (extrait de Bonnefoy-Claudet et al., 2006-a)._____ (31)

Figure I.19. La variabilité de la courbe HVSRLN pendant l'année indiquée sur le modèle 3D, basée sur les données 2013 (a) 2012 (b) et 2014 (c) (extrait de Kula et al., 2016)._____ (32)

Figure I.20. L'artefact d'origine industriel et le pic d'origine stratigraphique : (a) l'influence du lissage sur la courbe HVSRLN, f_0 à 0.5 Hz reste stable, d'origine naturel, quelque soit le b-value (20, 40, 60) considéré dans le lissage de Konno and Ohmachi (1998), le résultat est celui d'un point de mesure dans la ville de Chlef, (b) comparaison entre la courbes H/V séismes (ligne noire) et H/V de bruit de fond (ligne gris) pour la station CHA (Téhéran), l'artefact d'origine industriel est au voisinage de 1.3 Hz (extrait de Haghshenas (2005)), (c) les amplitudes spectrales des trois composantes d'un enregistrement du bruit de fond d'un point de mesure dans la ville de Chlef de durée de 30 min, (d) HVSRLN calculé dans ce point et (e) le spectrogramme correspondant._____ (37)

Figure I.21. La mise en résonance des bâtiments par un mouvement sismique (Pascal, 2003)._____ (38)

Figure I.22. Effet de site non-linéaire. (a) La réponse du sol, en termes d'accélération du site « Erzincan » (Turquie), enregistré après trois différents séismes de différentes magnitudes. (b) En haut, les rapports spectraux entre les accélérations enregistrées à la surface et à la base du substratum (BSR), avec une intensité de gris correspond au PGA enregistré à la surface ; en bas, le rapport spectral moyen entre la réponse non-linéaire et linéaire du même site (RSR_{NL-L}) provenant de la comparaison de la réponse importante de PGA du site (tous ceux qui ont un PGA de surface supérieure à 200 cm/s^2) et de la réponse faible (dérivé d'enregistrements avec PGA de surface $<25 \text{ cm/s}^2$), la ligne noire épaisse représente la moyenne géométrique; lignes pointillées représentent \pm écart-type, la croix rouge représente la valeur de la fréquence où la courbe moyenne est de plus en plus inférieure à 1 (Régnier et al., 2016). (c) Une comparaison entre la réponse du site « Dinar » (Turquie) en termes d'accélération après le choc principale à 15:57 et la réplique à 18:02, montre le décalage de la fréquence prédominante vers la gauche, qui peut être interprétée par la dépendance aux sollicitations antérieures._____ (40)

Figure I.23. La fonction de transfert linéaire des forages de quatre stations du réseau KiK-net (Japon) calculée à 68% (zone gris foncé) et 95% (zone gris clair) des limites de confiance. La ligne noire représente la réponse non linéaire du site calculée en utilisant les données du séisme de Tohoku (2011, Mw 9). Chaque station est caractérisée par un modèle de sol jusqu'à 100 m. La valeur de Vs_{30} est calculée (extrait de Bonilla et al., 2011)._____ (41)

Figure II.1. Haut : Situation géographique et topographique des sillons du bassin du Bas-Chélif selon Perrodon (1957). Bas : Carte géologique du bassin néogène du Bas-Chélif (Meghraoui et al., 1986, modifiée). Le carré rouge numéroté 1 est l'événement sismique historique du Carnot (le 07 Octobre 1934, $I_0=IX$), les deux cercles rouge numéroté par 2 et 3 sont les événements sismiques instrumentaux d'Orléansville (09 Septembre 1954, $M_s=6.7$) et El Asnam (10 Octobre 1980, $M_s=7.3$) respectivement. Les lignes noires sont les structures actives ou probablement actives : F1, faille offshore ; F2, faille de Ténès-Abou-El-Hassan (ou d'Oued Allalah-Ténès); F3, faille de Bled-Bahari-Karouch; F4, faille Oued Fodda; F5, failles d'Ouled-Farès et Montagnes-Rouges (Yelles-Chaouche et al., 2006). AA' est une coupe géologique à travers la plaine de Chélif qui illustre la superposition de l'anténéogène (Mésozoïque) et le post-nappe (miocène, pliocène et quaternaire)._____ (49)

Figure II.2. Interaction des ondes sismiques du tremblement de terre d'El Asnam, 1980, avec sol de la région de Chlef. (a) Carte des intensités (Amokrane et al., 1981) ; (b) dégâts sur les constructions et les réseaux vitaux (prise de Bertero and Shah, 1983); (c) carte des ruptures de surface (Meghraoui et al., 1981) ; (d) manifestation tectoniques et phénomène induits (prise de Bertero and Shah, 1983)._____ (55)

Figure II.3. Distribution géographique des niveaux de dommages causés par le séisme d'El Asnam dans la ville de Chlef divisée en 10 secteurs par la compagnie d'expertise technique des constructions effectuée par CTC (modifiée). Les symboles de « maison » orange numéroté sont des immeubles géo-référenciés existants avant la secousse de 1980, ayant un modèle de profil de sol ou un plan architectural, à partir de la synthèse et la consultation des documents et des archives du CTC-Chlef et LNTP-Alger._____ (56)

Liste des Figures et Tableaux

Figure II.4. Présentation du tissu urbain de la ville de Chlef (surface noire hachurée) montrant les deux grands quartiers « Firm » et le centre ville « El-Asnam » séparés par Oued Chélif, développé dans un contexte topographique entre « les montagnes rouges » et le rocher Tortonien du massif « d'Ouarsanis » à la bordure NE-SW du bassin du Bas-Chélif, à la proximité de sa fermeture. (57)

Figure II.5. Géologie locale de la ville de Chlef (prise de la carte d'Orléanville 1/50 000 de Brives, 1924). Rectangle bleu : la zone d'étude. (58)

Figure II.6. (a) La carte de la géologie locale de la ville de Chlef et réseau sismique temporaire y installé. Les triangles sont les emplacements des stations sismologiques temporaires. Les points noirs indiquent les emplacements des mesures du bruit ambiant. Le contour blanc représente la zone du centre-ville de Chlef partiellement détruite par le tremblement de terre d'El-Asnam, 1980, selon Bertero and Shah (1983). Les cercles blancs montrent la profondeur du substratum du Miocène proposée par rapport WCC (1984). **(b)** La ligne noire pointillée nommée « profil B » est un profil typique du sol pour la partie ouest du centre-ville de Chlef et le « profil C » est un profil longitudinal du sol le long d'oued Chélif (modifiée à partir de Talaganov et al., 1982). (60)

Figure II.7. Considération des zones sismiques de l'Algérie tenue en compte dans AS55. (61)

Figure II.8. Distribution des édifices formant l'urbanisation de la ville en fonction de leur nombre d'étage (N), avant **(a)** (d'après Bertero and Shah, 1983) et après **(b)** le séisme d'El Asnam ; les triangles noirs représentent les stations sismologiques du réseau installé dans la ville de Chlef (voir Chapitre III). (63)

Figure II.9. Quelques exemples de constructions existant actuellement dans la ville de Chlef. **(a)** Constructions de l'époque d'occupation française, **(b)** constructions après 1962 survécus le séisme d'El Asnam, **(c)** nouveaux ouvrages finis construits après 1980, **(d)** nouveaux ouvrages en cours de réalisation. (65)

Figure III.1. La composante verticale (Z) de la station ABZH (haut) et A8G (bas) (voir Annexe A) pour montrer le problème de la polarité inversée. (69)

Figure III.2. Comparaison des spectres enregistrés par les différentes stations du réseau mobile installées à la base du CRAAG-Bouzaréah (Alger). De gauche à droite : la composante EW, NS et Z. La double flèche noire révèle les deux amplitudes spectrales sur la direction NS anormales des capteurs 081 et 057, couplés aux digitaliseurs A8E et A8H, respectivement (Table A.1 *Idans Annexe A*). (70)

Figure III.3. Statistique sur les événements enregistrés par le réseau temporaire. Le secteur, en haut, montre le pourcentage des classes de magnitudes, 1, 2, 3 et 4, des 40 séismes enregistrés par les stations sismologiques du réseau. Les histogrammes correspondent à la variation des distances épacentrales des classes 2, 3 et 4. (71)

Figure III.4. Variation de l'amplitude spectrale (ligne noire, ligne rouge discontinue, ligne marron discontinue) de la bande passante d'une octave de large d'accélération du mouvement du sol en fonction de fréquence en comparaison avec les modèles du niveau élevé (High Noise Model) et faible (Low Noise Model) du bruit ambiant de Peterson (1993) (ligne verte) dans la bande sismique (Clinton and Heaton, 2002). Les deux flèches pointent sur les valeurs de fréquence 0.5 et 1.2 Hz de la classe de magnitude 2.5 pour les séismes locaux et régionaux respectivement et leur intersection avec le niveau élevé du bruit ((HNM). (73)

Figure III.5. Exemple montre la procédure suivie pour le calcul du rapport signal sur bruit (SNR). **(a)** : séisme enregistré par la station ECJ, produit le 11 Janvier 2011 à 18h23, le rectangle bleu discontinu représente les deux fenêtres du bruit et signal sismique prises pour le calcul du SNR ; **(b)** : opération d'apodisation appliquée sur les extrémités (cercle rouge) de la fenêtre du bruit, haut : avant l'opération, bas : après l'opération ; **(c)** : amplitude spectrale de la composante Est-Ouest lissée du signal (noir) et du bruit (noir) ; **(d)** : présentation de l'amplitude spectrale avant le lissage (noir) et après lissage (rouge) ; **(e)** : SNR > 3 des trois composantes, EW, NS et Z. (75)

Figure III.6. (a) Un sismomètre simple d'inertie mécanique; **(b)** illustration des unités physique considérées dans une chaîne d'acquisition du mouvement du sol par une station sismologique: capteur (vélocimètre dans ce cas) (mm/ms), câble (Volts), digitaliseur (counts) ; **(c)** séquence des blocks de conversion, amplification et filtrage appliqués sur le mouvement du sol (vitesse du sol en m/s) acquis par une station sismologique. (81)

Figure III.7. (a) Présentation d'un exemple du nouveau trièdre d'axe U, V et W et les angles θ et φ correspondants par rapport au repère XYZ, prise de la fiche de calibration du capteur STS2. **(b)** Enregistrement

Liste des Figures et Tableaux

du mouvement du sol à partir du passage d'un repère à un autre dans le capteur. (c) Les étapes de la déconvolution réelle. Les figures (a, b et c) sont prise du document « Déconvolution rigoureuse du signal des sismomètres STS-2 » (<https://geoazur.oca.eu/IMG/pdf/deconvolution-STS-2.pdf>). (86)

Figure III.8. Les spectres d'amplitude des stations du réseau temporaire utilisées dans cette étude, après la suppression de la réponse instrumentale. Similitude observée dans le domaine fréquentiel d'analyse, 0.1-15 Hz, dans chaque composante. (87)

Figure III.9. Le bruit instrumental du la station L22+CUBE³ (spectre gris), par rapport au bruit ambiant sismique (spectre noir) enregistré par cette même station, dans la direction Z. En bleu est la zone entre les niveaux NHLM et NLNM de Peterson (1993). (89)

Figure III.10. Quelques études de sol antérieures effectuées à la ville de Chlef (flèches rouges et ligne vertes BB' et CC' détaillées dans la Figure II.6-b) et considérées dans la construction des modèles de sol 1D des sites d'investigation (triangles noirs) (image Google Earth). (93)

Figure III.11. Modèle de profil de sol des stations séismologiques installées dans la ville de Chef. γ est le poids volumique. (94)

Figure 1. Situation of the lower Cheliff basin (modified from Meghraoui et al., 1986). Square numbered 1 is the historical event of Carnot (7 October 1934, I0=IX) and circles numbered 2 and 3 are important instrumental seismic events that occurred in the region: number 2 for the Orléansville earthquake (9 September 1954, Ms 6.7) and number 3 for the El-Asnam earthquake (10 October 1980, Ms 7.3). Black lines are the main active faults of the region: F1, offshore fault; F2, Ténès-Abou-El-Hassan fault; F3, Bled-Bahari-Karouch fault; F4, Oued Fodda fault; F5, Ouled-Farès and Montagnes-Rouges faults. AA' is a cross section (modified from Dalloni, 1952). White area means no data. The color version of this figure is available only in the electronic edition. (99)

Figure 2. (a) Geology map and seismic network. Triangles are the locations of the temporary seismological stations. Black dots show the locations of ambient vibration measurements. The white contour represents the downtown area of Chlef partially destroyed by the 1980 El-Asnam earthquake. White-filled circles show the depth of rock proposed by WCC Report (1984). (b) The dashed black line named profile B is a typical soil profile for the western part of the downtown area of Chlef and profile C is a longitudinal soil profile along Cheliff River (modified from Talaganov et al., 1982). Q is Quaternary. The color version of this figure is available only in the electronic edition. (100)

Figure 3. (a) Localization of the earthquake events used in this study (circles). The two filled circles are event numbers 1 and 13 of Table 1. (b) Time histories of the event numbers 13 (top) and 1 (bottom) of Table 1. (101)

Figure 4. Soil-profile models. V_s is the shear-wave velocity and γ is a unit weight. (104)

Figure 5. Site responses obtained using earthquake data (black line is the average), ambient vibration data (gray line is the average), the theoretical curves (gray dashed line), theoretical SH-wave amplification (thin black line with open circles), and Rayleigh-wave ellipticity of the fundamental mode (thin black line with filled circles) of all stations of the temporary network. (105)

Figure 6. Contour map of (a) fundamental frequencies (f_0) and (b) the corresponding amplitude (A_0). Triangles show the location of the temporary seismic network. Dots show the locations of ambient vibration measurements. The color version of this figure is available only in the electronic edition. (106)

Figure 7. Contour map of (a) frequency peak (f_1) after the fundamental one and (b) the corresponding amplitude (A_1). Triangles show the location of the temporary seismic network. Dots show the locations of ambient vibration measurements. The color version of this figure is available only in the electronic edition. (106)

Figure 8. Site responses obtained from the standard spectral ratio (SSR) technique with SR2 station as a reference site. Thick lines show the average using the horizontal components (SSR_H) ± 1 standard deviation (gray-filled area). Thin lines show the average using the vertical components (SSR_Z) ± 1 standard deviation (dashed lines). (106)

Figure 9. Site response obtained using earthquake data (thick black line is the average), and ambient vibration data (thick gray line is the average). The thin dashed and continued lines show the site response for each event recorded by the MUS site and located east and west, respectively, of the study area. The dashed dark line with open circles is the average of all the events located in the east. The continued black line with filled circles is the

Liste des Figures et Tableaux

average of the events located in the west. As most events are located east of the study area (in thin dashed line), the site response obtained using the receiver function (RF) technique (earthquake data) is slightly shifted to the left compared with the horizontal-to-vertical (H/V) spectral ratios using ambient vibration (HVS RN) response. For a better view, the comparison is shown from 0.1 to 0.8 Hz. (110)

Figure V.1. (a) Zonage de la ville de Chlef, en fonction des courbes HVS RN observées, superposé à la géologie locale (modifié de Talaganov et al., 1982) ; Le cadre en pointillés correspond à la zone d'étude ; La ligne verte limite les zones exclues de l'inversion; Triangles gris sont les emplacements des stations sismologiques temporaires ayant des modèles de sol illustrés dans la Figure III.14 et le tableau 2 du Chapitre IV. **(b)** Exemple de courbe HVS RN expérimentale obtenue dans chaque zone. (116)

Figure V.2. (a) Première relation d'approximation entre l'amplitude H/V et le contraste d'impédance (ici simplement le rapport V_s entre deux couches) en fonction du coefficient de Poisson, ν . Les lignes pointillées font référence aux contrastes d'impédance entre les couches 1 et 2 (ligne bleue), et la couche 2 et la couche 3 (ligne marron) respectivement, comme exemple. **(b)** Relation entre l'épaisseur de la couche et la fréquence de résonance, en fonction de V_s , (extrait de « Introduction to the H/V Modeling Routine for Stratigraphic Purposes in GRILLA »). (119)

Figure V.3. Comparaison entre les courbes HVS RN expérimentales et théoriques de chaque zone. (120)

Figure V.4. Profil- V_s de chaque zone déduit de l'inversion de la courbe HVS RN (ligne noire continue) comparé à l'initial (ligne noire discontinue). La ligne bleue des zones Z'1 et Z'2 représentent les profils- V_s de Talaganov et al. (1982). ρ est la densité. « layer1 » est la couche Quaternaire, « layer2 » est la couche Miocène. (122)

Figure 10. Données de traces sismiques de la composante E-W de la station STO. Le temps est en seconde et l'amplitude est en count. À l'exception de la seconde trace du haut (M4.9, $\Delta = 393$ km), les ondes de surface ne dominant pas l'énergie du signal. (125)

Figure 11. Réponse du site obtenue à l'aide des données de séisme (la ligne noire est la moyenne) et des données du bruit ambiant (la ligne grise est la moyenne). Les lignes fines, bleues et rouges, montrent la réponse du site pour chaque événement enregistré par le site MUS et situé à l'est et à l'ouest, respectivement, de la zone d'étude. La ligne pointillée bleue est la moyenne de tous les événements situés à l'est. La ligne en pointillé rouge est la moyenne des événements situés à l'ouest. Comme la plupart des événements sont situés à l'est de la zone d'étude (en bleu), la réponse du site obtenu en utilisant la technique de RF (données du séisme) est légèrement décalée vers la gauche par rapport à la réponse de HVS RN. (126)

Figure 12. Rapports spectraux des deux composantes horizontales orthogonales. (127)

Figure 13. Profil- V_s considéré dans l'étude WCC (1984) pour les deux classes de sol : ferme (ligne grise) et très rigide (ligne noire). (130)

Figure 14. Fonction de transfert des zones Z'1, Z'2, Z'3 et Z'3 illustrées dans la Figure V.1, comparées avec celles du WCC (1984). WCC_C1 est la classe « sol ferme » et WCC_C2 est la classe « sol très rigide ». (130)

Tableau I.1 : Durée d'enregistrement recommandée (SESAME Project, 2004). (36)

Tableau II.1 : Principaux enjeux humains et socio-économiques dans la ville de Chlef (Boutaraa et al., 2015). (47)

Tableau II.2 : Sismicité historique et instrumentale de la région du Bas-Chéiff de magnitude et/ou d'intensité importante. (50)

Tableau II.3 : Importantes répliques du séisme d'El Asnam, 10 octobre 1980 (Favier et al., 1981 ; Bertero and Shah; Mokrane et al., 1994). (51)

Tableau II.4 : Accélération maximale au sol pour la ville de Chlef estimée par WCC (1984). (66)

Tableau III.1 : Coordonnées et élévation des stations sismologiques installées dans la ville de Chlef. (68)

Tableau III.2: Liste des séismes utilisés dans cette étude, enregistrés par les stations du réseau temporaire installé dans la ville de Chlef. (76)

Liste des Figures et Tableaux

Tableau III.3: La fonction de transfert du capteur L22 des stations sismologiques considérées dans la méthode SSR(A_0 est le facteur de normalisation ; S_T est la sensibilité totale)._____ (86)

Table 1. List of Earthquakes Used in This Study._____ (103)

Table 2. Miocene Deposits Layer at the Temporary Network Sites and Ground Structure Properties._____ (107)

Tableau V.1 : Description des zones de courbes HVSRN similaires, et les modèles initiaux de chaque zone utilisés dans l'inversion. Les cellules vertes présentent les valeurs des fréquences fondamentales f_0 de chaque zone. Les cellules grises présentent les couches sédimentaires d'âge Quaternaire, et les cellules jaunes présentent les couches sédimentaires d'âge Miocène._____ (115)

Tableau V.2 : Comparaison entre les amplitudes du HVSRN expérimentale (_obs) et théorique (_cal). (o/c désigne « observé sur calculé »)._____ (121)

Bibliographie

Adams, B.M. (2000). Basin-edge effect from SH-wave modeling with reference to the lower Hutt valley, New Zealand. University of Canterbury Christchurch, New Zealand.

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthquake Res. Inst.* **35**, 415–457.

Aki, K. (1966). Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of Earthquake Moment, Released Energy, and Stress-strain Drop from the G-Wave Spectrum, *Bull. Earthq. Res. Inst.* **44**, 73–88.

Aki, K., and P.G Richards (1980). Quantitative Seismology: Theory and Methods, *Freeman*, San Francisco.

Ambrasys, N.N. (1981). Le tremblement de terre d'El Asnam du 10.10.80, *In: Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*. Algiers, Algeria, Paper n°. 14.

Amokrane, N., M. Briedj, Z. Djender, F. Bedouhene, M. Berabah, N. Ousmer, B. Becis and V. Chempelev (1981). Le séisme d'Ech-Chélif du 10 octobre 1980 et sa relation avec la tectonique. *In: Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*. Algiers, Algeria, Paper no. 56.

Anderson, R.V.V. (1936). *Geological map of the Chelif-habra basin, Western Algeria – Scale 1/200 000*, Geological society of America, memoir 4.

Aoudia, A., F. Vaccari, P. Suhadolc, and M. Meghraoui (2000). Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria. *J. Seismol* **4**, 79–98.

Arai, H., and K. Tokimatsu (2004). S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, *Bull. seism. Soc. Am.* **94**, 53–63.

Atkinson, G. M., and D. M. Boore (1995). Ground Motion Relations for Eastern North America, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 17–30.

Ayadi, A., C. Dorbath, F. Ousadou, S. Maouche, M. Chikh, M.A. Bounif and M. Meghraoui (2008). Zemmouri earthquake rupture zone (Mw 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation and 3D velocity model, *J. Geophys. Res.*, **113**, B09301. doi:10.1029/2007JB005257.

Bard, P. Y. (1998). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. *In: Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama Japan 3 1251–1279.

Bard, P.Y., and M. Bouchon (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **75**, 519–541.

Bard, P. Y. (1994). Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues, *In: Proceedings 10th European Conf. Earthq. Eng.*, Vienna, Austria, 1, 305–323.

Bibliographie

- Bard, P. Y. (1998). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. In: *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, Japan, **3**, 1251–1279.
- Bard, P.Y., and, J. Riepl-Thomas (2000). Wave propagation in complex geological structures and their effects on strong ground motion, *Chp. 2 Wave motion in earthquake eng.*, Kausel and Manolis eds, WIT Press, Southampton, Boston, 37–95.
- Bard, P.Y., J.L. Chazelas, P. Guéguen, M. Kham, and J.F. Semblat (2005). Site-city interaction, in *Assessing and Managing Earthquake Risk*, C. S. Oliveira, A. Roca and X. Goula (Editors), Springer, New York, 530 pp.
- Beldjoudi, H., B. Delouis, A. Heddar, O. Nouar and A. Yelles-Chaouche (2011). The Tadjena earthquake (Mw = 5.0) of December 16, 2006 in the Cheliff Region (northern Algeria): waveform modelling, regional stresses, and relation with the Boukadir Fault, *Pure Appl. Geophys.* <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-011-0337-8>.
- Benkaci, N. (2007). Quantification des effets de site suite au séisme de Boumerdes à partir des enregistrements sismométriques, accélérométriques et de bruit de fond, Magisters Génie Civil, USTHB, Algérie.
- Benlaala, N., and A.E.K. Kadid (2013). Influence de l'interaction sol structure sur la réponse sismique des bâtiments. In : *Proceedings of 6ème Symposium International sur la construction en zones sismiques (SICZS2013)*, 9 et 10 Octobre, Chlef, Algeria.
- Ben-Menahem, A., and S.J. Singh (1981). *Seismic waves and Sources*. Springer-Verlag, New York.
- Bernard, P. (2003). Qu'est-ce qui fait trembler la terre ? A l'origine des catastrophes sismiques. Editions EDP Sciences.
- Bernard, R.W., J.T. DeJong and T. Shantz (2012). Guidelines for Estimation of Shear Wave Velocity Profiles. *PEER Report 2012/08*.
- Bertero, V., and H. Shah (1983). El-Asnam, Algeria Earthquake of October 10, 1980. A reconnaissance and engineering Report, Report EERI; 1983.
- Bindi, D., S. Marzorati, S. Parolai, A. Strollo, and K.H. Jäkel (2009). Empirical spectral ratios estimated in two deep sedimentary basins using microseisms recorded by short-period seismometers, *Geophys. J. Int.* **176**, 175–184.
- Boatwright, J. and G. Choy (1992). Acceleration Source Spectra Anticipated for Large Earthquakes in Northeastern North America, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **82**, 660–682.
- Bonilla, L.F., K. Tsuda, N. Pulido, J. Régnier, and A. Laurendeau (2011). Nonlinear site response evidence of K-NET and KiK-net records from the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space* **63**, 785–789.
- Bonnefoy-Claudet, S., S. Baize, L. F. Bonilla, C. Berge-Thierry, C. Pasten, J. Campos, P. Volant, and R. Verdugo (2008). Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements, *Geophys. J. Int.* **176**, 925–937.

Bibliographie

- Bonnefoy-Claudet, S., F. Cotton, P.Y. Bard, C. Cornou, M. Ohrnberger, and M. Wathelet, (2006b). Robustness of the H/V ratio peak frequency to estimate 1D resonance frequency, In: *Proceedings of the 3rd International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, August 30–September, Grenoble, France, pp 1–10.
- Bonnefoy-Claudet, S., C. Cornou, P.Y. Bard, F. Cotton, P. Moczo, J. Kristek, and D. Fäh (2006). H/V ratios: A tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations, *Geophys. J. Int.* **167**, 827–837.
- Bonnefoy-Claudet, S., F. Cotton, and P.Y. Bard (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review, *Earth-Sci. Rev.* **79**, 205–227.
- Bonnet, M. (1999). Boundary integral equation methods for solids and fluids, *Wiley*, Chichester, UK.
- Boore, D. M. (1983), Stochastic Simulation of High-frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **73**, 1865–1894.
- Boore, D.M. (2003). Simulation of ground motion using the stochastic method. *Pure Appl. Geophys* **160**, 635–676.
- Boore, D.M. (2005). *SMSIM—Fortran programs for simulating ground motions from earthquakes: Version 2.3—A revision of OFR 96-80-A*, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. OF 00-509, 55 pp.
- Boore, D. M., and Boatwright, J. (1984). Average Body-wave Radiation Coefficients, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **74**, 1615–1621.
- Boore, D. M. and Joyner, W. B. (1991), Estimation of Ground Motion at Deep-soil Sites in Eastern North America, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **81**, 2167–2185.
- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geological geology on ground motion near the San Francisco, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **60**, 29–61.
- Borcherdt, R.D (1994). Estimates of site dependent response spectra for design (methodology and justification, *Earthq. Spectra.* **10**, 617–653.
- Borges, J. F., H. G. Silva, R. J. G. Torres, B. Caldeira, M. Bezzeghoud, J. A. Furtado, and J. Carvalho (2016). Inversion of ambient seismic noise HVSR to evaluate velocity and structural models of the Lower Tagus Basin, Portugal, *J. Seismol.* **20**, 875–887.
- Bouchelouh, A. (2011). *Effet de sites sur la baie d'Alger*. Magisters Génie Civil, USTHB, Algérie.
- Bouckovalas, G.D., and A.G. Papadimitriou (2005). Numerical Evaluation of Slope Topography Effects on Seismic Ground Motion, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **25**, 547–555.
- Bounif, A., C. Dorbath, A. Ayadi, M. Meghraoui, H. Beldjoudi, N. Laouami, M. Frogneux, A. Slimani, J.P. Alasset, A. Kharroubi, F. Oussadou, M. Chikh, A. Harbi, S. Larbes, and S. Maouche (2004). The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Lett.* **31**, L19606; doi:10.1029/2004GL020586.

Bibliographie

Boutaraa, Z., C. Negulescu, A. Arab, and O. Sedan (2015). Scénarios de risqué sismique pour la ville de Chlef (Ex El Asnam) Algérie. In: *Proceedings 9^{ème} colloque national AFPS, Marne-la-vallée, 30/11-02/12, France.*

Brives, A. (1923). *Carte géologique détaillée, échelle 1:50 000, feuille 58, Cavaignac.*

Brives, M.A. (1924). Carte géologique détaillée d'Orléansville, échelle 1/50 000 – Notice explicative. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, feuille 106.*

Capon, J. (1969). High-Resolution Frequency-Wave number Spectrum Analysis, In: *Proceedings of the IEEE, 57, 8, 1408–1419.*

Castellani, A., A. Peano, and L. Sardella (1982). Seismic response of topographic irregularities, In: *Proceedings 3rd International Earthquake Microzonation Conference, Seattle, vol. II, pp 533–540.*

Castellaro, S., and F. Mulargia (2009). Vs30 estimates using constrained H/V measurements, *Bull. Seismol. Soc. Am. 99, 761–773.*

Chabane, S., D. Machane, M.Y. Tebbouche, F. Khaldouï, E.H. Oubaiche, R Bensalem, and A. Mariscal (2017). Ambient seismic vibration analysis and ground characterization in the vicinity of Algiers seismic zone, *Arab J Geosci, 10–69*

Chávez-García, F.J. (2003). Site effects in Parkway basin: comparison between observations and 3-D modeling, *Geophys. J. Int. 154, 633–646.*

Chávez-García, F., F.J. Sánchez-Sesma, M. Campillo, and P.Y. Bard (1994). El terremoto de Michoacán de Septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio, *Física de la Tierra, 6, 157–200.*

Chávez-García, F. J., G. Pedotti, D. Hatzfeld, and P. Y. Bard (1990). An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece), *Bull. Seism. Soc. Am. 80, 784–806.*

Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki (2004). A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms: *Geophysics, 69, 1535–1551, doi: <http://dx.doi.org/10.1190/1.1836827>.*

Clinton, J.F., and T.H. Heaton (2002). The Potential Advantages of a Strong-motion Velocity Meter Over a Strong-motion Accelerometer, *Seismol. Res. Lett. 73, 332–342.*

Clouteau, D., and D. Aubry (2001). Modifications of the ground motion in dense urban areas, *J. Comput. Acoust. 9, 1659–1675.*

Clouteau, D., O. Ishizawa, and N. Mezher (2002). Seismic wave propagation in a random city, In: *Preceeding of 7th National Conf. on Earthquake Eng., Boston.*

CTC (Organisme de Contrôle Technique de la Construction) (1981). Rapport général sur le séisme du 10 octobre 1980 à Ech-Chelliff.

Bibliographie

- Dalloni, M. (1952). L'Atlas tellien occidental, *XIX Congrès Géologique International*, Alger Algérie.
- Dangla, P. (1988). A plane strain soil-structure interaction model, *Earthquake Eng. Struc.* **16** 1115–1128.
- Del Monaco, F., M. Tallini, C. De Rose, and F. Durante (2013). HVNSR survey in historical downtown L'Aquila (central Italy): Site resonance properties vs. subsoil model, *Eng. Geol.* **158**, 34–47.
- Delpine, N. (2007). Modélisation des effets de site sismiques dans les bassins sédimentaires et influence des non-linéaires de comportement des sols. *Laboratoire central des ponts et chaussées*, France.
- Despeyroux, J. (1984). Some lessons to be drawn from the El-Asnam earthquake of October 10, 1980, In: *Proceedings The eighth word Conference on earthquake engineering July*, San Francisco, California; pp 549–556.
- Di Fiore, V. (2010). Seismic site amplification induced by topographic irregularity: Results of a numerical analysis on 2D synthetic models, *Eng. Geol.* **114**,109–115.
- Domzig, A., C. Le Roy, A.K. Yelles-Chaouche, J. Déverchère, J.-P. Bouillin, R. Bracène, B. Mercier de Lépinay, E. Calais, V. Gaullier, A. Kherroubi, P. Le Roy, B. Savoye, and H. Pauc (2006). Africa–Eurasia collision and neotectonics offshore Algeria. Preliminary results from the Maradja cruise, *C. R. Geosci.* **338**.
- Ducellier, A., H. Kawase, and S. Matsushima (2013). Validation of a New Velocity Structure Inversion Method Based on Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectral Ratios of Earthquake Motions in the Tohoku Area, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **103**, 958–970, doi: 10.1785/0120120214.
- Dunand, F., Y. Ait-Meziane, P. Gueguen, J.L. Chatelain, B. Guillier, R. Ben Salem, M. Hadid, M. Hellel, A. Kiboua, N. Laouami, D. Machane, N. Mezouer, A. Nour, E. Oubaiche, and A. Remas (2004). Utilisation du bruit de fond pour l'analyse des dommages des bâtiments de Boumerdes suite au séisme du 21 Mai 2003, *Mém Serv. Géol. Alg.* **12**, 177–191.
- Durville, J.L., and J.P. Meneroud (1981). Aspect géotechniques du séisme du 10 Octobre 1980, In: *Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*. Algiers, Algeria; Paper n° 14.
- Edwards, B., C. Michel, V. Poggi, and D. Fäh (2013). Determination of site amplification from regional seismicity: Application to the Swiss national seismic networks, *Seismol. Res. Lett.* **84**, 611–621, doi: 10.1785/0220120176.
- Endrun, B., M.Ohrnberger, A.Savvaidis (2010). On the repeatability and consistency of ambient vibration array measurements. *Bull. Earthq. Eng.* **3**, 535–570. doi:10.1007/s10518-009- 9159-9
- Erdik, M. (1987). *Site response analysis, in strong ground motion seismology*, D. Reidel publishing Company, Holland, pp 479–534.

Bibliographie

- Ergin, M., S. Özalaybey, M. Aktar, and M.N. Yalçın (2004). Site amplification at Avcıvar, Istanbul, *Tectonophysics*, **39**, 335–346.
- Faccioli, E., F. Maggio, R. Paolucci and A. Quarteroni (1997). 2D and 3D elastic wave propagation by a pseudo-spectral domain decomposition method, *J. Seismol.* **1**, 237–251.
- Fäh, D., F. Kind, and D. Giardini (2003). Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site-effects, *J. Seismol.* **7**, 449–467.
- Favier, E., H. Febrieux, X. Goula, B. Mohalladioun, G. Mohalladioun, N.M. Hellal, and S. Oudahman (1981). Etude des répliques du séisme du 10 octobre 1980 à Al Asnam, In: *Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*, Algiers, Algeria, Paper n° 177.
- Field, E.H., and K.H. Jacob (1995). A comparison and test of various site response estimation techniques including three that are not reference site dependent, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 1127–1143.
- Field, E.H., P.A. Johnson, I.A. Beresnev, and Z. Yuehua (1997). Nonlinear ground-motion amplification by sediments during the 1994 Northridge earthquake, *Nature*, **390**, 599–602. doi:10.1038/37586.
- Finn, W.D.L. (1991). Geotechnical engineering aspects of microzonation, In: *Proceeding of the Fourth International Conference on Seismic Zonation, Stanford, California*, **1**, 199–259.
- Frankel, A., C. Mueller, T. Barnhard, D. Perkins, E. Leyendecker, N. Dickman, S. Hanson, and M. Hopper (1996). National Seismic Hazard Maps: Documentation June 1996, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* **69**, 96–532.
- Gagnepain-Beyneix, J., J. C. Lepine, A. Nercessian, and A. Hirn (1995). Experimental study of site effects in the Fort-de-France area (Martinique Island), *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 478–495.
- Gallipoli, M.R., D. Albarello, M. Mucciarelli, and M. Bianca (2011). Ambient noise measurements to support emergency seismic microzonation: the Abruzzo 2009 earthquake experience, *Boll. Geofis. Teor. Appl.* **52**, 539–559.
- García-Jerez, A., J. Piña-Flores, F.J. Sánchez-Sesma, F. Luzón, and M. Pertou (2016). A computer code for forward computation and inversion of the H/V spectral ratio under the diffuse field assumption, *Comput. Geosci.* **97**, 67–78.
- Gatmiri, B. (2005). Effets de site, cours E.N.P.C.
- Gosar, A., and M. Martinec (2009). Microtremor HVSR study of site effects in the Ilirska Bistrica town area (S. Slovenia). *J. Earthq. Eng.* **13**, 50–67. doi: 10.1080/13632460802212956.
- Guéguen, P., J.L. Chatelain, B. Guillier, and H. Yepes (2000). An indication of the soil topmost layer response in Quito (Ecuador) using noise H/V spectral ratio, *Soil Dynam. Earthq. Eng.* **19**, 127–133.

Bibliographie

- Guéguen, P., P.Y. Bard, and Semblat J.F. (2000). From soil-structure to site-city interaction, In: *Proceeding of 12th World Conference on Earthquake Eng.*, Auckland.
- Guéguen, P., P.Y. Bard, and J.F. Semblat (2002). L'interaction site-ville. Un nouvel aspect de l'aléa sismique. *Bulletin des laboratoires des Ponts et Chaussées*, **236**, 17–36.
- Guillier, B., D. Machane, E.H. Oubaiche, J.L. Chatelain, Y. Ait Meziane, R. Ben Salem, F. Dunand, P. Guéguen, M. Hadid, M. Hellel, A. Kiboua, N. Laouami, N. Mezouer, A. Nour, and A. Remas (2004). Résultats préliminaires sur les fréquences fondamentales et les amplifications de sols obtenus par l'étude du bruit de fond sur la ville de Boumerdès – Algérie, *Mém Serv. Géol. Alg.*, **12**, 103–114.
- Guillier, B., J.L. Chatelain, M. Hellel, D. Machane, N. Mezouer, R. Bensalem, and E.H. Oubaiche (2005). Smooth bumps in H/V curves over a broad area from single-station ambient noise recordings are meaningful and reveal the importance of Q in array processing: The Boumerdes (Algeria) case, *Geophys. Res. Lett.* **32**, L24306. DOI 10.1029/2005GL023726.
- Gutierrez, C., and S.K Singh (1992). A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: comparison of results from strong-motion and microtremor data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **82**, 642–659.
- Haghshenas, E. (2005). Condition Géotechniques et Aléa Sismique Local à Téhéran ; Ph.D Thesis of the Joseph Fourier University, Grenoble, France.
- Hamane, M., M. Bensa, D. Nedjar, F. Djellouli, K.E. Ramdane, M. Hamada, A. Koganei, A. Meguro, M. Miyajima, and T. Saito (2007). Dommages provoqués par le séisme de Boumerdès et recommandations pour la réduction du risque sismique. In : *Proceedings of 7ème Colloque National AFPS, Association Française de Génie Parasismique, 4–6 Juillet*.
- Harbi, A., A. Peresan, and G.F. Panza (2010). Seismicity of eastern Algeria: a revised and extended earthquake catalogue, *Nat. Hazards*, **54**, 724–747. doi:10.1007/s11069-009-9497-6.
- Harbi, A., S. Maouche, and A. Ayadi (1999). Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria, *J. Seismol.* **3**, 95–104.
- Harbi, A., S. Maouche and H. Benhallou (2003). Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern Algeria Part II: 20th century seismicity and seismotectonics analysis, *J. Seismol.* **7**, 221–234.
- Hardin, B.O., and V. P. Drnevich, (1972a). Shear modulus and damping in soil: measurement and parameter effects, *J. Soil Mech. and Found. Div.*, ASCE, **98**, 603–624.
- Hardin, B.O., V.P. Drnevich, (1972b). Shear modulus and damping in soil: design equations and curves, *J. Soil Mech. and Found. Div.*, ASCE, **98**, 667–692.
- Havskov, J., and G. Alguacil (2010). *Instrumentation in Earthquake Seismology*, Springer, Dordrecht, The Netherlands, 358 pp.
- Hée, A. (1923a). *Note sur le tremblement de terre du 25 aout 1922*. Ann. De l'inst. De Phys. Du Globe de Strasbourg, 2é partie : sismologie.

Bibliographie

- Hellel, M., J.L. Chatelain, B. Guillier, D. Machane, R. Ben Salem, Oubaiche, and E.H. Haddoum, (2010). Heavier damages without site effects and lighter damages with lighter damages in Boumerdes City (Algeria) after the May 2003 earthquake, *Seismol. Res. Lett.* **81**, 37–43.
- Herak, M. (2008). ModelHVSR—A Matlabs tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise, *Comput. Geosci.* **34**, 1514–1526.
- Hobiger, M. , C. Cornou, M. Wathelet, G. Di Giulio, B. Knapmeyer-Endrun, F. Renalier, P.Y. Bard, A. Savvaidis, S. Hailemichael, N. Le Bihan, M. Ohrnberger and N. Theodoulidis (2013). Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: sensitivity analysis and application to European strong-motion sites, *Geophys. J. Int.* **192**, 207–229.
- Idres, M., J.P. Lefort, and T. Aïfa, (1998). Modélisations gravimétriques et magnétiques des structures profondes du bassin du Chélif (Algérie), *Bull. Serv. Géol. Alg.* **9**, 21–32.
- Ishimoto, M., and K. Iida (1937). Determination of elastic constants of soils by means of vibration methods, Part 2. Modulus of rigidity and Poisson's ratio, *Bull. Earthquake Res. Inst.* **15**, 67–85.
- Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase, and K. Irikura (1996). Site amplification of ground motion during aftershocks of the 1995 Hyogoken-Nambu earthquake in severely damaged zone: array observation of ground motion at Higashinada Ward, Kobe city, Japan, *J. Phys. Earth*, Special issue on the 1995 Hyogoken-nambu earthquake.
- Joly, P. (1982). Les ondes de Rayleigh numériques, *Rapport de Recherche INRIA* **107**.
- Jongmans ,D. (1989). Les phénomènes d'amplification d'ondes sismiques dus à des structures géologiques. *Annales de la société géologique de Belgique*, Tome 112 (fascicule 2) pp 369–379.
- Joyner, W. B. (1997). Ground Motion Estimates for the Northeastern U.S. or Southeastern Canada. In Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts, *U.S. Nuclear Reg. Comm. Rept.* NUREG/CR-6372, Washington, D.C.
- Kanai, K., and T. Tanaka (1954). Measurement of the microtremor, *Bull. Earthquake Res. Inst.* **32**, 199–209.
- Kanai, K., T. Tanaka, and S. Yoshizawa (1965). On Microtremors IX, *Bull. of ERI.* **43**, 577–588.
- Kanai, K. (1957). Semi-empirical formula for the seismic characteristics of the ground motion, *Bull. Earthquake Res. Inst.* **35**, 308–325.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes, *Geophys. Res.* **82**, 2981–2987.
- Kawase, H. (1996). The cause of damage belt in Kobe: The basin-edge effect, Constructive interference of the direct S-wave with the basin induced diffracted/ Raleigh waves, *Seismol. Res. Lett.* **67**, 25–34.

Bibliographie

Kawase, H., F.J. Sánchez-Sesma, and S. Matsushima (2011). The Optimal Use of Horizontal-To-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse Field Theory for Plane Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* **101**, 2001–2014.

Kham, M., J.F. Semblat, and N. Bouden-Romdhane (2013). Amplification of seismic ground motion in the Tunis basin: Numerical BEM simulations vs experimental evidences. *Eng. Geol.* **154**, 80–86.

Kham, M., J.F. Semblat, P.Y. Bard and P. Dangla (2006). Seismic site–city interaction: main governing phenomena through simplified numerical models, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **96**, 1934–1951.

King, G.C.P., and C. Vita-Findi (1981). Active folding in the Algerian earthquake of 10 October 1980, *Nature* **292**, 22–26. DOI: 10.1038/292022A0.

King, J. L., and B.E. Tucker (1984). Observed variations of earthquake motion across a sediment-filled valley, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 137–151.

Kireche, O. (1977). Etude géologique structurale des massifs de la plaine du Chélif (Doui, Rouina, Temoulga). Thèse Doct. 3^è cycle, USTHB, Alger (Algérie).

Kobayashi, K. (1980). A method for presuming deep ground soil structures by means of longer period microtremors, In *Proceeding of the 7th WCEE, Sept. 8-13, Istanbul, Turkey*, **1**, 237–240.

Koganei, A. M., M. Miyajima, and T. Saito (2007). Dommages provoqués par le séisme de Boumerdes et recommandations pour la réduction du risque sismique. In : *Proceeding of 7^{ème} Colloque National AFPS, Association Française de Génie Parasismique*, 4–6 Juillet 2007.

Komatitsch, D., J.P. Vilotte, R. Vai, J.M. Castillo-Covarrubias, F.J. Sanchez-Sesma (1999). The spectral element method for elastic wave equations. Application to 2D and 3D seismic problems, *Int. J. Numer. Meth. Eng.* **45**, 1139–1164.

Konno, K., and T. Ohmachi, (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bull. seism. Soc. Am.* **88**, 228–241.

Kudo, K. (1995). Practical estimates of site response. State-of-art report. In: *Proceedings of the fifth International Conference on Seismic Zonation*, Nice, France.

Kula, M., D. Olszewska, W. Dobiński, and M. Glazer (2016). Using HVSR method for estimating thickness of active layer of permafrost, In: *Proceedings of 35th general Assembly of the European Seismological Commission, 4-10 September 2016*, Trieste, Italy.

Lachet, C., D. Hatzfeld, P. Y. Bard, N. Theodulidis, C. Papaioannou, and A. Savvaidis (1996). Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece): Comparison of different approaches, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86**, 1692–1703.

Lachet C., and P.Y. Bard (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, *J. Phys. Earth* **42**, 377–397.

Bibliographie

- Lacoss, R. T., E. J. Kelly and M. N. Toksoz (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays, *Geophysics* **34**, 21–38.
- Langston, C. A. (1977). Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **67**, 713–724.
- Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.* **84**, 4749–4762.
- Laouami, N., and A. N. Slimani (2012). Earthquake induced site effect in the Algiers-Boumerdes region: Relation between spectral ratios higher peaks and observed damage during the May 21st Mw 6.8 Boumerdes earthquake (Algeria), *Pure Appl. Geophys.* **170**, **11**, 1785–1801, doi: 10.1007/s00024-012-0612-3.
- Laouami, N., A. N. Slimani, Y. Bouhadad, J.L. Chatelain, and A. Nour (2006). Evidence for fault-related directionality and localized site effects from strong motion recordings of the 2003 Boumerdes (Algeria) earthquake: Consequences on damage distribution and the Algerian Seismic Code, *Soil Dynam. Earthq. Eng.* **26**, 991–1003.
- Lermo, J., and F. J. Chavez–Garcia (1994). Site effect evaluation at Mexico City: Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dynam. Earthq. Eng.* **13**, 413–423.
- Lermo, J., M. Rodriguez, and S. K. Singh (1988). The Mexico earthquake of September 9, 1985. Natural periods of sites in the Valley of Mexico from microtremor measurements and from strong-motion data, *Earthq. Spectra* **4**, 805–814.
- Loukachev, I., N. Pralle, and G. Gudehus (2002). Dilatancy-induced P waves as evidence for nonlinear soil behavior, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 854–862.
- Lozano, L., M. Herreaiz, and S. K. Singh, (2009). Site effect study in central Mexico using H/V and SSR techniques: Independence of seismic site effects on source characteristics, *Soil Dyn. Earthquake Eng.* **29**, 504–516.
- Lunedei, E., and D. Albarello (2009). On the seismic noise wave field in a weakly dissipative layered earth, *Geophys. J. Int.* **177**, 1001–1014.
- Lussou, P. (2001). Calcul du mouvement sismique associé à un séisme de référence pour un site donnée avec prise en compte de l'effet de site. Méthode empirique linéaire et modélisation de l'effet de site non-linéaire, *Observatoire de Grenoble et laboratoire de géophysique interne et tectonophysique*, France.
- Mattauer, M. (1958). Etude géologique de l'Ouarsenis oriental, Algérie. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, 758.
- Meghraoui, M. (1982). Etude néotectonique de la région nord-est d'El-Asnam: relation avec 418 le séisme du 10 octobre 1980. 3th cycle thesis, Paris7 Univ., pp 210.
- Meghraoui, M., A. Cisternas, and H. Philip (1986). Seismotectonics of lower Cheliff basin: Structural background of El Asnam (Algeria) earthquake, *Tectonics* **5**, 809–836.

Bibliographie

- Meghraoui, M., Philip H., Aissaoui D., J. Andreiux and R. Armijo (1981). Les ruptures de surface du séisme d'El Asnam du 10 octobre 1980 : leurs rapports avec les structures néotectoniques. In: *Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*. Algiers, Algeria ; 1981. Paper n°. 293.
- Meghraoui, M., S. Maouche, B. Chemaï, Z. Cakir, A. Aoudia, A. Harbi, P.-J. Alasset, A. Ayadi, Y. Bouhadad and F. Benhamouda (2004). Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophys. Res. Lett.* **31**, L19605.
- Meremonte, M., O. Özel, E. Cranswick, M. Erdik, E. Xafak, D. Overturf, A. Frankel, and T. Holzer (2000). Strong-motion, site effects and hazard issues in Republic Turkey: in light of the 17 August, 1999 earthquake and its aftershocks, The 1999 Izmit and Düzce Earthquakes, Preliminary Results, *ITU Press*, Istanbul.
- Meslem, A., F. Yamazaki, Y. Maruyama, D. Benouar, A. Kibboua, and Y. Mehani (2012). The effects of building characteristics and site conditions on the damage distribution in Boumerdès after the 2003 Algeria Earthquake. *Earthq Spectra* **28**, 185–216.
- Meslem, A., F. Yamazaki, Y. Maruyama, D. Benouar, N. Laouami, and N. Benkaci (2010). Site-Response Characteristics Evaluated from Strong Motion Records of the 2003 Boumerdes, Algeria, Earthquake, *Earthq. Spectra* **26**, 803–823.
- Moczo, P., and P.Y. Bard (1993). Wave diffraction, amplification and differential motion near strong lateral discontinuities, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **83**, 85–106.
- Moczo, P., J. Kristek, V. Vavrycuk, R.J. Archuleta, and L. Halada (2002). 3D Heterogeneous Staggered-Grid Finite-Difference Modeling of Seismic Motion with Volume Harmonic and Arithmetic Averaging of Elastic Moduli and Densities, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 3042–3066.
- Modaresi, A. (2005). Analyse Sismique et Effets de Site, *Cours Ecole Centrale Paris*, France.
- Mokrane, A., A. Ait Messaou, A. Sebai., A. Menia., A. Ayadi and M. Bezzeghoud (1994). Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. *Publication du CRAAG*.
- Mortgat, C.P., and H. Shah (1978). Seismic hazard analysis of Algeria. *Technical report*, John A. Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University, Stanford, California.
- Mulargia, F., and S. Castellaro (2007). Single-station passive seismic stratigraphy to nearly 2 km depth in sedimentary basins, In: *Proceedings of the International Union of Geodesy and Geophysics XXIV General Assembly, Perugia, Italy 2-13 July 2007*.
- Naganoh, M., H. Kagami, and H. Muratami (1993). Effects of surface and subsurface irregularities, In: *Earthquake motions and ground conditions*, Chapter 3.3. Architectural Institute of Japan, Tokyo.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using ambient noise on the ground surface, *Q. Rep.* **30**, 25–33.

Bibliographie

- Nakano, K., Y. Awano, S. Sugano, K. Tomina, K. Tomina, H. Suitsu and A. Shindo (1984). A survey of building damage during the El Asnam, Algeria earthquake of October 10, 1980. In: *Proceedings The eighth world Conference on earthquake engineering July, 1984*, San Francisco, California; 1984. p. 767–774.
- Nguyen, K.V. (2005). Etude des effets de site dûs aux conditions topographiques et géotechniques par une méthode hybride éléments finis/éléments frontières, *Thèse de doctorat de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées*, France.
- Nogoshi, M., and T. Igarashi (1970). On the propagation characteristics of microtremor, *J. Seismol. Soc. Jpn.* **23**, 264–280.
- Ohuri, M., A., Nobata, and K. Wakamatsu, (2002). A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **9** (6), 2323–2332.
- Okada, H., (2003). The Microseismic Survey Method: Society of Exploration Geophysicists of Japan. Translated by Koya Suto, *Geophysical Monograph Series 12*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Oubaiche, E.H., J.L. Chatelain, M. Hellel, M. Wathelet, D. Machane, R. Bensalem and A.E.R. Bouguern (2016). The Relationship between Ambient Vibration H/V and SH Transfer Function: Some Experimental Results, *Seismol Res Lett.* doi: 10.1785/0220160113.
- Ouyed, M. and D. Hatzfeld (1981). Etude séismotectonique. In: *Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*. Algiers, Algeria ; 1981. Paper n° 359.
- Özel, O., E. Cranswick, M. Meremonte, M. Erdik, and E. Xafak (2002). Site effect in Avcılar, west of Istanbul, Turkey from strong and weak motion data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 499–508.
- Parolai, S., and S. M. Richwalski (2004). The importance of converted waves in comparing H/V and RSM site response estimates, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 304–313.
- Parolai, S., D. Bindi, M. Baumbach, H. Grosser, C. Milkereit, S. Karakisa, and S. Zünbül (2004). Comparison of different site response estimation techniques using aftershocks of 1999 Izmit earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 1096–1108.
- Parolai, S., S.M. Kling, C. Milkereit, P. Bormann (2004). Assessment of the stability of H/V spectral ratios from ambient noise and comparison with earthquake data in the Cologne area (Germany), *Tectonophysics* **390**, 57-73.
- Parolai, S., S. M. Richwalski, C. Milkereit, and D. Fäh (2006). S-wave velocity profiles for earthquake engineering purposes for the Cologne Area (Germany), *Bull. Earthq. Eng.* **4**, 65–94.
- Parolai, S., S. Orunbaev, D. Bindi, A. Strollo, S. Usupaev, M. Picozzi, D.D. Giacomo, P. Augliera, E. D'Alema, C. Milkereit, B. Moldobekov, and J. Zschau (2010). Site effects assessment in Bishkek (Kyrgyzstan) using earthquake and noise recording data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **100**, 3068–3082.

Bibliographie

- Pelaéz, J.A.M., M. Hamdache, and C. Casado (2003). Seismic hazard in Northern Algeria using spatially smoothed seismicity. Results for peak ground acceleration, *Tectonophysics* **372**, 105–119.
- Pelaéz, J.A., M. Hamdache, and C. Casado (2005). Updating the probabilistic seismic hazard values of northern Algeria with the 21 May 2003 M 6.8 Algiers Earthquake Included, *Pure Appl. Geophys.* **162**, 2163–2177.
- Perrodon, A. (1957). Etude géologique des bassins Néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie* **12**.
- Peterson, J. (1993). Observations and modeling of seismic background noise, *U.S. Geol. Survey Open-File Report*, 93-322, pp **95**.
- Petrovski, J., Z. Milutinovic, M. Korch, B. Ameer, and D. Aleksovski (1981). Influence of local soil conditions on modification of ground motions in the region of El Asnam, In: *Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*. Algiers, Algeria ; Paper n° 29.
- Philip, H. and M. Meghraoui (1983). Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El Asnam earthquake of October 1980. *Tectonics* **2**, 17–49 DOI: 10.1029/TC002i001p00017.
- Picozzi, M., A. Strollo, S. Parolai, E. Durukai, O. Ozel, S. Karabülüt, J. Zschau, and M. Erdik (2009). Site characterization by seismic noise in Istanbul, Turkey, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **29**, 469–482, doi:10.1016/j.soildyn.2008.05.007
- Pulido, N., and M. Matsuoka (2006). Broadband strong motion simulation of the 2004 Niigataken chuetsu earthquake: source and site effects, In: *Proceedings Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Grenoble, France, 657–666.
- Sakai, H., K. Hasegawa, N. Pulido, and T. Sato (2006). Relationship between strong motion and road damage during the 2004 Mid-Niigata earthquake, *Struct. Eng.* **52**, 301–308.
- Sanchez-Sesma, F.J. (1985). Seismic response of three-dimensional alluvial valleys for incident P, S, and Rayleigh waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 269–284.
- Sanchez-Sesma, F.J. (1990). Elementary solutions for response of a wedge-shaped medium to incident SH and SV waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **80**, 737–742.
- Sánchez-Sesma, F.J., R.L. Weaver, H. Kawase, S. Matsushima, F. Luzón, and M. Campillo (2011b). Energy partitions among elastic waves for dynamic surface loads in a semi-infinite solid, *Bull. Seism. Soc. Am.* **101**, 1704–1709.
- Santisi d'Avila, M.P., L. Lenti, and J.F. Semblat, (2012). Modelling strong seismic ground motion: three-dimensional loading path versus wavefield polarization, *Geophys. J. Int.* **190**, 1607–1624.
- Sawada, S., I. Suetomi, Y. Fukushima, and H. Goto (2008). Characteristics and distribution of strong ground motion during the 2004 Niigata-Ken Chuetsu and 2007 Niigata-Ken Chuetsu-Oki earthquake in Japan, In: *Proceedings The 14 the World Conference on Earthquake Engineering*. Beijing, China.

Bibliographie

Seed, H.B. and I.M. Idriss (1969). Influence of soil conditions on ground motions during earthquakes, *J. Soil Mech. and Found. Div. ASCE* **95** (SM1).

Seed, H.B., and J.H. Sun (1989). Implication of site effects in the Mexico City earthquake of September 19, 1985 for earthquake-resistance-design criteria in the San Francisco Bay Area of California, *Report No. UCB/EERC-89/03*, University of California, Berkeley, California.

Seekins, L.C. (1994) Boatwright J. Ground motion amplification, geology, and damage from the 1989 Loma Prieta earthquake in the City of San Francisco, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**, 16–30.

Semblat, J. F. (1998). Amortissement et dispersion des ondes : points de vue physique et numérique, *Revue Française de Génie Civil* **2**, 91–111.

Semblat, J. F., A.M. ASCE (2011). Modeling seismic wave propagation and amplification in 1D/2D/3D linear and nonlinear unbounded media. *Int. J. Geomech.* doi: 10.1061/(ASCE)GM.1943-5622.0000023.

Semblat, J.F., and P. Dangla. Modélisation de la propagation d'ondes et de l'interaction solstructure: approches par éléments finis et éléments de frontière. *Bulletin des laboratoires des ponts et chaussées*, 163–178.

Semblat, J. F., A. M. Duval, and P. Dangla (2000). Numerical analysis of seismic wave amplification in Nice (France) and comparisons with experiments, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **19**, 347–362.

Semblat, J. F., A.M. Duval, and P. Dangla (2002). Seismic site effects in a deep alluvial basin: numerical analysis by the boundary element method, *Comput. Geotech.* **29**, 573–585.

Semblat, J.F., M. Kham, and P.Y. Bard (2008). Seismic-wave propagation in alluvial basins and influence of site-city interaction, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98**, 2665–2678

Semblat, J.F., M. Kham, E. Parara, P.Y. Bard, K. Pitilakis, K. Makra, and D. Raptakis (2005). Site effects: basin geometry vs soil layering, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **25**, 7–10.

Semblat, J. F., M. Kham, R. Paolucci, A. M. Duval, and P. Y. Bard (2013). Modélisation numérique des effets de site sismiques par approches modale et propagative, *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 21–34.

SESAME project (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: Measurements, processing and interpretation, SESAME European Research Project No. EVG1-CT-2000–00026 SESAME, Deliverable No. D23.12, available at <ftp://ftp.geo.uib.no/pub/seismo/SOFTWARE/SESAME> (last accessed July 2016).

Siddiqi, J., and G.M. Atkinson (2002). Ground-motion amplification at rock sites across Canada as determined from the horizontal-to-vertical component ratio. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 877–884.

Shiono, K., Y. Ohta, and K. Kudo (1979). Observation of 1 to 5 sec microtremors and their applications to earthquake engineering, Part VI: existence of Rayleigh wave components, *Jour. seism. Soc. Japan* **32**, 115–124 (in Japanese with English abstract).

Bibliographie

Sleeman R., A. van Wettum, and J. Trampert (2006). Three-channel correlation analysis: a new technique to measure instrumental noise of digitizers and seismic sensors, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **96**, 258–271.

S.N. REPAL (1952). Le bassin néogène du Chéelif. *XIX^{ème} Congrès Géologique International*, Alger 1952.

Sokolov, V.Y., C.H. Loh, and W.Y. (2007). Joint Application of horizontal-to-vertical (H/V) Fourier spectral ratio for analysis of site effect on rock (NEHRP-class B) sites in Taiwan, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **27**, 314–323. doi:10.1016/J.SOILDYN.2006.09.001.

Stambouli, N. (2013). L'échec de la reconstruction d'El Asnam en 1954, cas du centre Saint Réparatus (1954-1980), In : *Proceedings 6ème Symposium International sur la construction en zone sismique (SICZS'2013)*, 9 et 10 Octobre 2013, Chlef, Algérie.

Steidl, J. H., A. G. Tamarind, and R. J. Archuleta (1996). What is a reference site?, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86**, 1733–1748.

Strollo, A., S. Parolai, D. Bindi, L. Chiauzzi, R. Pagliuca, M. Mucciarelli, and J. Zschau (2011). Microzonation of Potenza (Southern Italy) in terms of spectral intensity ratio using joint analysis of earthquakes and ambient noise, *Bull. Earthq. Eng.* **10**, 493–516.

Strollo, A., S. Parolai, K. Jackel., S. Marzorati, and D. Bindi (2008). Suitability of short-period sensors for retrieving reliable H/V peaks for frequencies less than 1 Hz. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98**, 671–681.

Régnier, J., H. Cadet, and P. Y. Bard (2016). Empirical quantification of the impact of non-linear soil behavior on site response, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **106**, 1710–1719.

Reinoso, E., L. Wrobel, and H. Power (1997). Two-dimensional scattering of P, SV and Rayleigh waves. Preliminary results for the valley of Mexico, *Earth. Eng. Struc. Dyn.* **26**, 595–616.

Riepl, J., and P.Y. Bard, D. Hatzfeld, C. Papaioannou, and S. Nechtschein (1998). Detailed evaluation of site-response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EURO-SEISTEST), *Bull. Seismol. Soc. Am.* **88**, 448–502.

RPA99/2003, Algerian Seismic Code (2004) Ministry of Housing and Urban Planning, Algeria.

Takahashi, K., S. Ohno, M. Takemura, T. Ohta, Y. Sugawara, T. Hatori, and S. Omote (1992). Observation of earthquake strong-motion with deep borehole. Generation of vertical motion propagating in surface layers after S wave arrival, In: *Proceedings of tenth world conference on earthquake engineering*, Balkema, Rotterdam, 1245–50.

Talaganov, K., D. Aleksovski, Z. Milutinovic, B. Ameer, M. Arsovski, J. Jancevski, and V. Andreevski (1982). Studies for Elaboration of the Code for Repair and Strengthening of damaged buildings in the Region of El Asnam: Engineering Geology, Geotechnical and Geophysical Characteristics of the Town of El Asnam and Other Sites, Institute of Earthquake Engineering and Engineering Seismology, University Kiril and Metodij, Skopje, Republic of Macedonia.

Bibliographie

Tasič, I., and F. Runovc (2010). How to test the reliability of instruments used in microtremor horizontal-to-vertical spectral ratio measurements, *Acta Geotech. Slov.* **7**, 16–28.

Theodulidis, N.P., and P.Y. Bard (1995). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions : an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1), *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **14**, 177–197.

Theodulidis, N., V. Caillot, and P.Y. Bard (1994). Band limited duration and spectral energy in Greece: Empirical dependence on frequency, magnitude, distance, site conditions, and comparison with relevant relations in Italy, *EGS XIX Genral Assembly*, Grenoble, France, 25-29 April 1994.

Uebayashi, H., H. Kawabe, and K. Kamae (2012). Reproduction of microseism H/V spectral features using a three-dimensional complex topographical model of the sediment-bedrock interface in the Osaka sedimentary basin, *Geophys. J. Int.* **189**, 1060–1074.

UNESCO, UNDP (1985). La réalisation d'une étude de microzonation sismique dans la région de Chlef (Phase II). Résultats et recommandations du projet. Rapport final UNDP/ALG/83/004.

Virieux, J. (1986). P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method, *Geophysics* **51**, 889–901.

Walter, T.R., R. Wang, B.G. Luehr, J. Wassermann, Y. Behr, S. Parolai, A. Anggraini, E. Günther, M. Sobiesiak, H. Grosser, H.U. Wetzel, C. Milkereit, P.J.K. Sri Brotopuspito, P. Harjadi, and J. Zschau (2008). The 26 May 2006 magnitude 6.4 Yogyakarta earthquake south of Mt. Merapi volcano: Did Lahar deposits amplify ground shaking and thus lead to the disaster? *Geochem. Geophys. Geosyst.* **9**, Q05006. doi: 10.1029/2007GC001810.

Wathelet, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: Surface-wave inversion, Ph.D. thesis, University of Liège, Belgium.

Woodward Clyde Consultants (WCC) Report (1984). Seismic microzonation of Ech-Chellif region—Algeria, Report prepared for Organisme de Contrôle Technique de la Construction (CTC), Algiers, vol. I/II/III.

Woolery, E., and R. Street (2002). Quaternary Fault Reactivation in the Fluorspar Area Fault Complex of Western Kentucky—Evidence from Shallow SH-wave Reflection Profiles, *Seismol. Res. Lett.* **73**, 628–639.

Yamamoto, H., M. Teshima, T. Sano and T. Saito (2004). Estimation of s-wave velocity structures by using microtremor H/V spectra technique based on both Rayleigh and Love waves, In: *Proceedings 13th World Conference on Earthquake Engineering Vancouver, B.C., Canada August 1-6, 2004* Paper n° 1324.

Yamanaka, H., M. Takemura, H. Ishida, M. Niwa (1994). Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**, 1831–1841.

Yelles-Chaouche, A., A. Boudiaf, H. Djellit, and R. Bracene (2006). La tectonique active de la région nord-algérienne, *C. R. Geosci.* **338**, 126–139.

Bibliographie

Yelles–Chaouche, A., T. Allili, A. Alili, W. Messemen, H. Beldjoudi, F. Semmane, A. Kherroubi, H. Djellit, Y. Larbes, S. Haned, et al. (2013). The new Algerian Digital Seismic Network (ADSN): Towards an earthquake early-warning system, *Adv. Geosci.* **36**, 31–38, doi:10.5194/ADGEO-36-31-2013.

Yielding, G., J.A. Jackson, G.C.P. King, H. Sinvhal, C. Vita-Finzi, and R.M. Wood (1981) Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980, *Earth. Planet. Sci. Lett.* **56**, 287–304.

Zhang, Y., Z. Jiang, Y. Wang, and D. Bao (2009). Comparative Analysis of Sequence Characteristics among Different Superimposed Stages of the Chelif Basin, Algeria. *Acta Geophys. Sin.* **86**, 1041–1051, English Edition.

Bibliographie

Adams, B.M. (2000). Basin-edge effect from SH-wave modeling with reference to the lower Hutt valley, New Zealand. University of Canterbury Christchurch, New Zealand.

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthquake Res. Inst.* **35**, 415–457.

Aki, K. (1966). Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of Earthquake Moment, Released Energy, and Stress-strain Drop from the G-Wave Spectrum, *Bull. Earthq. Res. Inst.* **44**, 73–88.

Aki, K., and P.G Richards (1980). Quantitative Seismology: Theory and Methods, *Freeman*, San Francisco.

Ambrasys, N.N. (1981). Le tremblement de terre d'El Asnam du 10.10.80, *In: Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*. Algiers, Algeria, Paper n°. 14.

Amokrane, N., M. Briedj, Z. Djender, F. Bedouhene, M. Berabah, N. Ousmer, B. Becis and V. Chempelev (1981). Le séisme d'Ech-Chélif du 10 octobre 1980 et sa relation avec la tectonique. *In: Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*. Algiers, Algeria, Paper no. 56.

Anderson, R.V.V. (1936). *Geological map of the Chelif-habra basin, Western Algeria – Scale 1/200 000*, Geological society of America, memoir 4.

Aoudia, A., F. Vaccari, P. Suhadolc, and M. Meghraoui (2000). Seismogenic potential and earthquake hazard assessment in the Tell Atlas of Algeria. *J. Seismol* **4**, 79–98.

Arai, H., and K. Tokimatsu (2004). S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum, *Bull. seism. Soc. Am.* **94**, 53–63.

Atkinson, G. M., and D. M. Boore (1995). Ground Motion Relations for Eastern North America, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 17–30.

Ayadi, A., C. Dorbath, F. Ousadou, S. Maouche, M. Chikh, M.A. Bounif and M. Meghraoui (2008). Zemmouri earthquake rupture zone (Mw 6.8, Algeria): Aftershocks sequence relocation and 3D velocity model, *J. Geophys. Res.*, **113**, B09301. doi:10.1029/2007JB005257.

Bard, P. Y. (1998). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. *In: Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama Japan 3 1251–1279.

Bard, P.Y., and M. Bouchon (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **75**, 519–541.

Bard, P. Y. (1994). Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues, *In: Proceedings 10th European Conf. Earthq. Eng.*, Vienna, Austria, 1, 305–323.

Bibliographie

- Bard, P. Y. (1998). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. In: *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, Japan, **3**, 1251–1279.
- Bard, P.Y., and, J. Riepl-Thomas (2000). Wave propagation in complex geological structures and their effects on strong ground motion, *Chp. 2 Wave motion in earthquake eng.*, Kausel and Manolis eds, WIT Press, Southampton, Boston, 37–95.
- Bard, P.Y., J.L. Chazelas, P. Guéguen, M. Kham, and J.F. Semblat (2005). Site-city interaction, in *Assessing and Managing Earthquake Risk*, C. S. Oliveira, A. Roca and X. Goula (Editors), Springer, New York, 530 pp.
- Beldjoudi, H., B. Delouis, A. Heddar, O. Nouar and A. Yelles-Chaouche (2011). The Tadjena earthquake (Mw = 5.0) of December 16, 2006 in the Cheliff Region (northern Algeria): waveform modelling, regional stresses, and relation with the Boukadir Fault, *Pure Appl. Geophys.* <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-011-0337-8>.
- Benkaci, N. (2007). Quantification des effets de site suite au séisme de Boumerdes à partir des enregistrements sismométriques, accélérométriques et de bruit de fond, Magisters Génie Civil, USTHB, Algérie.
- Benlaala, N., and A.E.K. Kadid (2013). Influence de l'interaction sol structure sur la réponse sismique des bâtiments. In : *Proceedings of 6ème Symposium International sur la construction en zones sismiques (SICZS2013)*, 9 et 10 Octobre, Chlef, Algeria.
- Ben-Menahem, A., and S.J. Singh (1981). *Seismic waves and Sources*. Springer-Verlag, New York.
- Bernard, P. (2003). Qu'est-ce qui fait trembler la terre ? A l'origine des catastrophes sismiques. Editions EDP Sciences.
- Bernard, R.W., J.T. DeJong and T. Shantz (2012). Guidelines for Estimation of Shear Wave Velocity Profiles. *PEER Report 2012/08*.
- Bertero, V., and H. Shah (1983). El-Asnam, Algeria Earthquake of October 10, 1980. A reconnaissance and engineering Report, Report EERI; 1983.
- Bindi, D., S. Marzorati, S. Parolai, A. Strollo, and K.H. Jäkel (2009). Empirical spectral ratios estimated in two deep sedimentary basins using microseisms recorded by short-period seismometers, *Geophys. J. Int.* **176**, 175–184.
- Boatwright, J. and G. Choy (1992). Acceleration Source Spectra Anticipated for Large Earthquakes in Northeastern North America, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **82**, 660–682.
- Bonilla, L.F., K. Tsuda, N. Pulido, J. Régnier, and A. Laurendeau (2011). Nonlinear site response evidence of K-NET and KiK-net records from the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space* **63**, 785–789.
- Bonnefoy-Claudet, S., S. Baize, L. F. Bonilla, C. Berge-Thierry, C. Pasten, J. Campos, P. Volant, and R. Verdugo (2008). Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements, *Geophys. J. Int.* **176**, 925–937.

Bibliographie

- Bonnefoy-Claudet, S., F. Cotton, P.Y. Bard, C. Cornou, M. Ohrnberger, and M. Wathelet, (2006b). Robustness of the H/V ratio peak frequency to estimate 1D resonance frequency, In: *Proceedings of the 3rd International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, August 30–September, Genoble, Fance, pp 1–10.
- Bonnefoy-Claudet, S., C. Cornou, P.Y. Bard, F. Cotton, P. Moczo, J. Kristek, and D. Fäh (2006). H/V ratios: A tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations, *Geophys. J. Int.* **167**, 827–837.
- Bonnefoy-Claudet, S., F. Cotton, and P.Y. Bard (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review, *Earth-Sci. Rev.* **79**, 205–227.
- Bonnet, M. (1999). Boundary integral equation methods for solids and fluids, *Wiley*, Chichester, UK.
- Boore, D. M. (1983), Stochastic Simulation of High-frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **73**, 1865–1894.
- Boore, D.M. (2003). Simulation of ground motion using the stochastic method. *Pure Appl. Geophys* **160**, 635–676.
- Boore, D.M. (2005). *SMSIM—Fortran programs for simulating ground motions from earthquakes: Version 2.3—A revision of OFR 96-80-A*, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. OF 00-509, 55 pp.
- Boore, D. M., and Boatwright, J. (1984). Average Body-wave Radiation Coefficients, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **74**, 1615–1621.
- Boore, D. M. and Joyner, W. B. (1991), Estimation of Ground Motion at Deep-soil Sites in Eastern North America, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **81**, 2167–2185.
- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geological geology on ground motion near the San Francisco, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **60**, 29–61.
- Borcherdt, R.D (1994). Estimates of site dependent response spectra for design (methodology and justification, *Earthq. Spectra.* **10**, 617–653.
- Borges, J. F., H. G. Silva, R. J. G. Torres, B. Caldeira, M. Bezzeghoud, J. A. Furtado, and J. Carvalho (2016). Inversion of ambient seismic noise HVSR to evaluate velocity and structural models of the Lower Tagus Basin, Portugal, *J. Seismol.* **20**, 875–887.
- Bouchelouh, A. (2011). *Effet de sites sur la baie d'Alger*. Magisters Génie Civil, USTHB, Algérie.
- Bouckovalas, G.D., and A.G. Papadimitriou (2005). Numerical Evaluation of Slope Topography Effects on Seismic Ground Motion, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **25**, 547–555.
- Bounif, A., C. Dorbath, A. Ayadi, M. Meghraoui, H. Beldjoudi, N. Laouami, M. Frogneux, A. Slimani, J.P. Alasset, A. Kharroubi, F. Oussadou, M. Chikh, A. Harbi, S. Larbes, and S. Maouche (2004). The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis, *Geophys. Res. Lett.* **31**, L19606; doi:10.1029/2004GL020586.

Bibliographie

Boutaraa, Z., C. Negulescu, A. Arab, and O. Sedan (2015). Scénarios de risqué sismique pour la ville de Chlef (Ex El Asnam) Algérie. In: *Proceedings 9ème colloque national AFPS, Marne-la-vallée, 30/11-02/12, France.*

Brives, A. (1923). *Carte géologique détaillée, échelle 1:50 000, feuille 58, Cavaignac.*

Brives, M.A. (1924). Carte géologique détaillée d'Orléansville, échelle 1/50 000 – Notice explicative. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, feuille 106.*

Capon, J. (1969). High-Resolution Frequency-Wave number Spectrum Analysis, In: *Proceedings of the IEEE, 57, 8, 1408–1419.*

Castellani, A., A. Peano, and L. Sardella (1982). Seismic response of topographic irregularities, In: *Proceedings 3rd International Earthquake Microzonation Conference, Seattle, vol. II, pp 533–540.*

Castellaro, S., and F. Mulargia (2009). Vs30 estimates using constrained H/V measurements, *Bull. Seismol. Soc. Am. 99, 761–773.*

Chabane, S., D. Machane, M.Y. Tebbouche, F. Khaldou, E.H. Oubaiche, R Bensalem, and A. Mariscal (2017). Ambient seismic vibration analysis and ground characterization in the vicinity of Algiers seismic zone, *Arab J Geosci, 10–69*

Chávez-García, F.J. (2003). Site effects in Parkway basin: comparison between observations and 3-D modeling, *Geophys. J. Int. 154, 633–646.*

Chávez-García, F., F.J. Sánchez-Sesma, M. Campillo, and P.Y. Bard (1994). El terremoto de Michoacán de Septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio, *Física de la Tierra, 6, 157–200.*

Chávez-García, F. J., G. Pedotti, D. Hatzfeld, and P. Y. Bard (1990). An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece), *Bull. Seism. Soc. Am. 80, 784–806.*

Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki (2004). A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms: *Geophysics, 69, 1535–1551, doi: <http://dx.doi.org/10.1190/1.1836827>.*

Clinton, J.F., and T.H. Heaton (2002). The Potential Advantages of a Strong-motion Velocity Meter Over a Strong-motion Accelerometer, *Seismol. Res. Lett. 73, 332–342.*

Clouteau, D., and D. Aubry (2001). Modifications of the ground motion in dense urban areas, *J. Comput. Acoust. 9, 1659–1675.*

Clouteau, D., O. Ishizawa, and N. Mezher (2002). Seismic wave propagation in a random city, In: *Preceeding of 7th National Conf. on Earthquake Eng., Boston.*

CTC (Organisme de Contrôle Technique de la Construction) (1981). Rapport général sur le séisme du 10 octobre 1980 à Ech-Chelliff.

Bibliographie

- Dalloni, M. (1952). L'Atlas tellien occidental, *XIX Congrès Géologique International*, Alger Algérie.
- Dangla, P. (1988). A plane strain soil-structure interaction model, *Earthquake Eng. Struc.* **16** 1115–1128.
- Del Monaco, F., M. Tallini, C. De Rose, and F. Durante (2013). HVNSR survey in historical downtown L'Aquila (central Italy): Site resonance properties vs. subsoil model, *Eng. Geol.* **158**, 34–47.
- Delpine, N. (2007). Modélisation des effets de site sismiques dans les bassins sédimentaires et influence des non-linéaires de comportement des sols. *Laboratoire central des ponts et chaussées*, France.
- Despeyroux, J. (1984). Some lessons to be drawn from the El-Asnam earthquake of October 10, 1980, In: *Proceedings The eighth word Conference on earthquake engineering July*, San Francisco, California; pp 549–556.
- Di Fiore, V. (2010). Seismic site amplification induced by topographic irregularity: Results of a numerical analysis on 2D synthetic models, *Eng. Geol.* **114**,109–115.
- Domzig, A., C. Le Roy, A.K. Yelles-Chaouche, J. Déverchère, J.-P. Bouillin, R. Bracène, B. Mercier de Lépinay, E. Calais, V. Gaullier, A. Kherroubi, P. Le Roy, B. Savoye, and H. Pauc (2006). Africa–Eurasia collision and neotectonics offshore Algeria. Preliminary results from the Maradja cruise, *C. R. Geosci.* **338**.
- Ducellier, A., H. Kawase, and S. Matsushima (2013). Validation of a New Velocity Structure Inversion Method Based on Horizontal-to-Vertical (H/V) Spectral Ratios of Earthquake Motions in the Tohoku Area, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **103**, 958–970, doi: 10.1785/0120120214.
- Dunand, F., Y. Ait-Meziane, P. Gueguen, J.L. Chatelain, B. Guillier, R. Ben Salem, M. Hadid, M. Hellel, A. Kiboua, N. Laouami, D. Machane, N. Mezouer, A. Nour, E. Oubaiche, and A. Remas (2004). Utilisation du bruit de fond pour l'analyse des dommages des bâtiments de Boumerdes suite au séisme du 21 Mai 2003, *Mém Serv. Géol. Alg.* **12**, 177–191.
- Durville, J.L., and J.P. Meneroud (1981). Aspect géotechniques du séisme du 10 Octobre 1980, In: *Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*. Algiers, Algeria; Paper n° 14.
- Edwards, B., C. Michel, V. Poggi, and D. Fäh (2013). Determination of site amplification from regional seismicity: Application to the Swiss national seismic networks, *Seismol. Res. Lett.* **84**, 611–621, doi: 10.1785/0220120176.
- Endrun, B., M.Ohrnberger, A.Savvaidis (2010). On the repeatability and consistency of ambient vibration array measurements. *Bull. Earthq. Eng.* **3**, 535–570. doi:10.1007/s10518-009- 9159-9
- Erdik, M. (1987). *Site response analysis, in strong ground motion seismology*, D. Reidel publishing Company, Holland, pp 479–534.

Bibliographie

- Ergin, M., S. Özalaybey, M. Aktar, and M.N. Yalçın (2004). Site amplification at Avcıvlar, Istanbul, *Tectonophysics*, **39**, 335–346.
- Faccioli, E., F. Maggio, R. Paolucci and A. Quarteroni (1997). 2D and 3D elastic wave propagation by a pseudo-spectral domain decomposition method, *J. Seismol.* **1**, 237–251.
- Fäh, D., F. Kind, and D. Giardini (2003). Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site-effects, *J. Seismol.* **7**, 449–467.
- Favier, E., H. Febrieux, X. Goula, B. Mohalladioun, G. Mohalladioun, N.M. Hellal, and S. Oudahman (1981). Etude des répliques du séisme du 10 octobre 1980 à Al Asnam, In: *Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*, Algiers, Algeria, Paper n° 177.
- Field, E.H., and K.H. Jacob (1995). A comparison and test of various site response estimation techniques including three that are not reference site dependent, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 1127–1143.
- Field, E.H., P.A. Johnson, I.A. Beresnev, and Z. Yuehua (1997). Nonlinear ground-motion amplification by sediments during the 1994 Northridge earthquake, *Nature*, **390**, 599–602. doi:10.1038/37586.
- Finn, W.D.L. (1991). Geotechnical engineering aspects of microzonation, In: *Proceeding of the Fourth International Conference on Seismic Zonation, Stanford, California*, **1**, 199–259.
- Frankel, A., C. Mueller, T. Barnhard, D. Perkins, E. Leyendecker, N. Dickman, S. Hanson, and M. Hopper (1996). National Seismic Hazard Maps: Documentation June 1996, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* **69**, 96–532.
- Gagnepain-Beyneix, J., J. C. Lepine, A. Nercessian, and A. Hirn (1995). Experimental study of site effects in the Fort-de-France area (Martinique Island), *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 478–495.
- Gallipoli, M.R., D. Albarello, M. Mucciarelli, and M. Bianca (2011). Ambient noise measurements to support emergency seismic microzonation: the Abruzzo 2009 earthquake experience, *Boll. Geofis. Teor. Appl.* **52**, 539–559.
- García-Jerez, A., J. Piña-Flores, F.J. Sánchez-Sesma, F. Luzón, and M. Pertou (2016). A computer code for forward computation and inversion of the H/V spectral ratio under the diffuse field assumption, *Comput. Geosci.* **97**, 67–78.
- Gatmiri, B. (2005). Effets de site, cours E.N.P.C.
- Gosar, A., and M. Martinec (2009). Microtremor HVSR study of site effects in the Ilirska Bistrica town area (S. Slovenia). *J. Earthq. Eng.* **13**, 50–67. doi: 10.1080/13632460802212956.
- Guéguen, P., J.L. Chatelain, B. Guillier, and H. Yepes (2000). An indication of the soil topmost layer response in Quito (Ecuador) using noise H/V spectral ratio, *Soil Dynam. Earthq. Eng.* **19**, 127–133.

Bibliographie

- Guéguen, P., P.Y. Bard, and Semblat J.F. (2000). From soil-structure to site-city interaction, In: *Preceeding of 12th World Conference on Earthquake Eng.*, Auckland.
- Guéguen, P., P.Y. Bard, and J.F. Semblat (2002). L'interaction site-ville. Un nouvel aspect de l'aléa sismique. *Bulletin des laboratoires des Ponts et Chaussées*, **236**, 17–36.
- Guillier, B., D. Machane, E.H. Oubaiche, J.L. Chatelain, Y. Ait Meziane, R. Ben Salem, F. Dunand, P. Guéguen, M. Hadid, M. Hellel, A. Kiboua, N. Laouami, N. Mezouer, A. Nour, and A. Remas (2004). Résultats préliminaires sur les fréquences fondamentales et les amplifications de sols obtenus par l'étude du bruit de fond sur la ville de Boumerdès – Algérie, *Mém Serv. Géol. Alg.*, **12**, 103–114.
- Guillier, B., J.L. Chatelain, M. Hellel, D. Machane, N. Mezouer, R. Bensalem, and E.H. Oubaiche (2005). Smooth bumps in H/V curves over a broad area from single-station ambient noise recordings are meaningful and reveal the importance of Q in array processing: The Boumerdes (Algeria) case, *Geophys. Res. Lett.* **32**, L24306. DOI 10.1029/2005GL023726.
- Gutierrez, C., and S.K Singh (1992). A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: comparison of results from strong-motion and microtremor data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **82**, 642–659.
- Haghshenas, E. (2005). Condition Géotechniques et Aléa Sismique Local à Téhéran ; Ph.D Thesis of the Joseph Fourier University, Grenoble, France.
- Hamane, M., M. Bensa, D. Nedjar, F. Djellouli, K.E. Ramdane, M. Hamada, A. Koganei, A. Meguro, M. Miyajima, and T. Saito (2007). Dommages provoqués par le séisme de Boumerdès et recommandations pour la réduction du risque sismique. In : *Proceedings of 7ème Colloque National AFPS, Association Française de Génie Parasismique, 4–6 Juillet*.
- Harbi, A., A. Peresan, and G.F. Panza (2010). Seismicity of eastern Algeria: a revised and extended earthquake catalogue, *Nat. Hazards*, **54**, 724–747. doi:10.1007/s11069-009-9497-6.
- Harbi, A., S. Maouche, and A. Ayadi (1999). Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria, *J. Seismol.* **3**, 95–104.
- Harbi, A., S. Maouche and H. Benhallou (2003). Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern Algeria Part II: 20th century seismicity and seismotectonics analysis, *J. Seismol.* **7**, 221–234.
- Hardin, B.O., and V. P. Drnevich, (1972a). Shear modulus and damping in soil: measurement and parameter effects, *J. Soil Mech. and Found. Div.*, ASCE, **98**, 603–624.
- Hardin, B.O., V.P. Drnevich, (1972b). Shear modulus and damping in soil: design equations and curves, *J. Soil Mech. and Found. Div.*, ASCE, **98**, 667–692.
- Havskov, J., and G. Alguacil (2010). *Instrumentation in Earthquake Seismology*, Springer, Dordrecht, The Netherlands, 358 pp.
- Hée, A. (1923a). *Note sur le tremblement de terre du 25 aout 1922*. Ann. De l'inst. De Phys. Du Globe de Strasbourg, 2é partie : sismologie.

Bibliographie

- Hellel, M., J.L. Chatelain, B. Guillier, D. Machane, R. Ben Salem, Oubaiche, and E.H. Haddoum, (2010). Heavier damages without site effects and lighter damages with lighter damages in Boumerdes City (Algeria) after the May 2003 earthquake, *Seismol. Res. Lett.* **81**, 37–43.
- Herak, M. (2008). ModelHVSR—A Matlabs tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise, *Comput. Geosci.* **34**, 1514–1526.
- Hobiger, M. , C. Cornou, M. Wathelet, G. Di Giulio, B. Knapmeyer-Endrun, F. Renalier, P.Y. Bard, A. Savvaidis, S. Hailemichael, N. Le Bihan, M. Ohrnberger and N. Theodoulidis (2013). Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: sensitivity analysis and application to European strong-motion sites, *Geophys. J. Int.* **192**, 207–229.
- Idres, M., J.P. Lefort, and T. Aïfa, (1998). Modélisations gravimétriques et magnétiques des structures profondes du bassin du Chélif (Algérie), *Bull. Serv. Géol. Alg.* **9**, 21–32.
- Ishimoto, M., and K. Iida (1937). Determination of elastic constants of soils by means of vibration methods, Part 2. Modulus of rigidity and Poisson's ratio, *Bull. Earthquake Res. Inst.* **15**, 67–85.
- Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase, and K. Irikura (1996). Site amplification of ground motion during aftershocks of the 1995 Hyogoken-Nambu earthquake in severely damaged zone: array observation of ground motion at Higashinada Ward, Kobe city, Japan, *J. Phys. Earth*, Special issue on the 1995 Hyogoken-nambu earthquake.
- Joly, P. (1982). Les ondes de Rayleigh numériques, *Rapport de Recherche INRIA* **107**.
- Jongmans ,D. (1989). Les phénomènes d'amplification d'ondes sismiques dus à des structures géologiques. *Annales de la société géologique de Belgique*, Tome 112 (fascicule 2) pp 369–379.
- Joyner, W. B. (1997). Ground Motion Estimates for the Northeastern U.S. or Southeastern Canada. In Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts, *U.S. Nuclear Reg. Comm. Rept.* NUREG/CR-6372, Washington, D.C.
- Kanai, K., and T. Tanaka (1954). Measurement of the microtremor, *Bull. Earthquake Res. Inst.* **32**, 199–209.
- Kanai, K., T. Tanaka, and S. Yoshizawa (1965). On Microtremors IX, *Bull. of ERI.* **43**, 577–588.
- Kanai, K. (1957). Semi-empirical formula for the seismic characteristics of the ground motion, *Bull. Earthquake Res. Inst.* **35**, 308–325.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes, *Geophys. Res.* **82**, 2981–2987.
- Kawase, H. (1996). The cause of damage belt in Kobe: The basin-edge effect, Constructive interference of the direct S-wave with the basin induced diffracted/ Raleigh waves, *Seismol. Res. Lett.* **67**, 25–34.

Bibliographie

Kawase, H., F.J. Sánchez-Sesma, and S. Matsushima (2011). The Optimal Use of Horizontal-To-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse Field Theory for Plane Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* **101**, 2001–2014.

Kham, M., J.F. Semblat, and N. Bouden-Romdhane (2013). Amplification of seismic ground motion in the Tunis basin: Numerical BEM simulations vs experimental evidences. *Eng. Geol.* **154**, 80–86.

Kham, M., J.F. Semblat, P.Y. Bard and P. Dangla (2006). Seismic site–city interaction: main governing phenomena through simplified numerical models, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **96**, 1934–1951.

King, G.C.P., and C. Vita-Findi (1981). Active folding in the Algerian earthquake of 10 October 1980, *Nature* **292**, 22–26. DOI: 10.1038/292022A0.

King, J. L., and B.E. Tucker (1984). Observed variations of earthquake motion across a sediment-filled valley, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 137–151.

Kireche, O. (1977). Etude géologique structurale des massifs de la plaine du Chélif (Doui, Rouina, Temoulga). Thèse Doct. 3^è cycle, USTHB, Alger (Algérie).

Kobayashi, K. (1980). A method for presuming deep ground soil structures by means of longer period microtremors, In *Proceeding of the 7th WCEE, Sept. 8-13, Istanbul, Turkey*, **1**, 237–240.

Koganei, A. M., M. Miyajima, and T. Saito (2007). Dommages provoqués par le séisme de Boumerdes et recommandations pour la réduction du risque sismique. In : *Proceeding of 7^{ème} Colloque National AFPS, Association Française de Génie Parasismique*, 4–6 Juillet 2007.

Komatitsch, D., J.P. Vilotte, R. Vai, J.M. Castillo-Covarrubias, F.J. Sanchez-Sesma (1999). The spectral element method for elastic wave equations. Application to 2D and 3D seismic problems, *Int. J. Numer. Meth. Eng.* **45**, 1139–1164.

Konno, K., and T. Ohmachi, (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bull. seism. Soc. Am.* **88**, 228–241.

Kudo, K. (1995). Practical estimates of site response. State-of-art report. In: *Proceedings of the fifth International Conference on Seismic Zonation*, Nice, France.

Kula, M., D. Olszewska, W. Dobiński, and M. Glazer (2016). Using HVSR method for estimating thickness of active layer of permafrost, In: *Proceedings of 35th general Assembly of the European Seismological Commission, 4-10 September 2016*, Trieste, Italy.

Lachet, C., D. Hatzfeld, P. Y. Bard, N. Theodulidis, C. Papaioannou, and A. Savvaidis (1996). Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece): Comparison of different approaches, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86**, 1692–1703.

Lachet C., and P.Y. Bard (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique, *J. Phys. Earth* **42**, 377–397.

Bibliographie

- Lacoss, R. T., E. J. Kelly and M. N. Toksoz (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays, *Geophysics* **34**, 21–38.
- Langston, C. A. (1977). Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **67**, 713–724.
- Langston, C. A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.* **84**, 4749–4762.
- Laouami, N., and A. N. Slimani (2012). Earthquake induced site effect in the Algiers-Boumerdes region: Relation between spectral ratios higher peaks and observed damage during the May 21st Mw 6.8 Boumerdes earthquake (Algeria), *Pure Appl. Geophys.* **170**, **11**, 1785–1801, doi: 10.1007/s00024-012-0612-3.
- Laouami, N., A. N. Slimani, Y. Bouhadad, J.L. Chatelain, and A. Nour (2006). Evidence for fault-related directionality and localized site effects from strong motion recordings of the 2003 Boumerdes (Algeria) earthquake: Consequences on damage distribution and the Algerian Seismic Code, *Soil Dynam. Earthq. Eng.* **26**, 991–1003.
- Lermo, J., and F. J. Chavez–Garcia (1994). Site effect evaluation at Mexico City: Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dynam. Earthq. Eng.* **13**, 413–423.
- Lermo, J., M. Rodriguez, and S. K. Singh (1988). The Mexico earthquake of September 9, 1985. Natural periods of sites in the Valley of Mexico from microtremor measurements and from strong-motion data, *Earthq. Spectra* **4**, 805–814.
- Loukachev, I., N. Pralle, and G. Gudehus (2002). Dilatancy-induced P waves as evidence for nonlinear soil behavior, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 854–862.
- Lozano, L., M. Herreaiz, and S. K. Singh, (2009). Site effect study in central Mexico using H/V and SSR techniques: Independence of seismic site effects on source characteristics, *Soil Dyn. Earthquake Eng.* **29**, 504–516.
- Lunedei, E., and D. Albarello (2009). On the seismic noise wave field in a weakly dissipative layered earth, *Geophys. J. Int.* **177**, 1001–1014.
- Lussou, P. (2001). Calcul du mouvement sismique associé à un séisme de référence pour un site donnée avec prise en compte de l'effet de site. Méthode empirique linéaire et modélisation de l'effet de site non-linéaire, *Observatoire de Grenoble et laboratoire de géophysique interne et tectonophysique*, France.
- Mattauer, M. (1958). Etude géologique de l'Ouarsenis oriental, Algérie. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, 758.
- Meghraoui, M. (1982). Etude néotectonique de la région nord-est d'El-Asnam: relation avec 418 le séisme du 10 octobre 1980. 3th cycle thesis, Paris7 Univ., pp 210.
- Meghraoui, M., A. Cisternas, and H. Philip (1986). Seismotectonics of lower Cheliff basin: Structural background of El Asnam (Algeria) earthquake, *Tectonics* **5**, 809–836.

Bibliographie

- Meghraoui, M., Philip H., Aissaoui D., J. Andreiux and R. Armijo (1981). Les ruptures de surface du séisme d'El Asnam du 10 octobre 1980 : leurs rapports avec les structures néotectoniques. In: *Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*. Algiers, Algeria ; 1981. Paper n°. 293.
- Meghraoui, M., S. Maouche, B. Chemaa, Z. Cakir, A. Aoudia, A. Harbi, P.-J. Alasset, A. Ayadi, Y. Bouhadad and F. Benhamouda (2004). Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003, *Geophys. Res. Lett.* **31**, L19605.
- Meremonte, M., O. Özel, E. Cranswick, M. Erdik, E. Xafak, D. Overturf, A. Frankel, and T. Holzer (2000). Strong-motion, site effects and hazard issues in Republic Turkey: in light of the 17 August, 1999 earthquake and its aftershocks, The 1999 Izmit and Dqzce Earthquakes, Preliminary Results, *ITU Press*, Istanbul.
- Meslem, A., F. Yamazaki, Y. Maruyama, D. Benouar, A. Kibboua, and Y. Mehani (2012). The effects of building characteristics and site conditions on the damage distribution in Boumerdès after the 2003 Algeria Earthquake. *Earthq Spectra* **28**, 185–216.
- Meslem, A., F. Yamazaki, Y. Maruyama, D. Benouar, N. Laouami, and N. Benkaci (2010). Site-Response Characteristics Evaluated from Strong Motion Records of the 2003 Boumerdes, Algeria, Earthquake, *Earthq. Spectra* **26**, 803–823.
- Moczo, P., and P.Y. Bard (1993). Wave diffraction, amplification and differential motion near strong lateral discontinuities, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **83**, 85–106.
- Moczo, P., J. Kristek, V. Vavrycuk, R.J. Archuleta, and L. Halada (2002). 3D Heterogeneous Staggered-Grid Finite-Difference Modeling of Seismic Motion with Volume Harmonic and Arithmetic Averaging of Elastic Moduli and Densities, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 3042–3066.
- Modaressi, A. (2005). Analyse Sismique et Effets de Site, *Cours Ecole Centrale Paris*, France.
- Mokrane, A., A. Ait Messaou, A. Sebai., A. Menia., A. Ayadi and M. Bezzeghoud (1994). Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. *Publication du CRAAG*.
- Mortgat, C.P., and H. Shah (1978). Seismic hazard analysis of Algeria. *Technical report*, John A. Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University, Stanford, California.
- Mulargia, F., and S. Castellaro (2007). Single-station passive seismic stratigraphy to nearly 2 km depth in sedimentary basins, In: *Proceedings of the International Union of Geodesy and Geophysics XXIV General Assembly, Perugia, Italy2-13 July 2007*.
- Naganoh, M., H. Kagami, and H. Muratami (1993). Effects of surface and subsurface irregularities, In: *Earthquake motions and ground conditions*, Chapter 3.3. Architectural Institute of Japan, Tokyo.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using ambient noise on the ground surface, *Q. Rep.* **30**, 25–33.

Bibliographie

- Nakano, K., Y. Awano, S. Sugano, K. Tomina, K. Tomina, H. Suitsu and A. Shindo (1984). A survey of building damage during the El Asnam, Algeria earthquake of October 10, 1980. In: *Proceedings The eighth world Conference on earthquake engineering July, 1984*, San Francisco, California; 1984. p. 767–774.
- Nguyen, K.V. (2005). Etude des effets de site dûs aux conditions topographiques et géotechniques par une méthode hybride éléments finis/éléments frontières, *Thèse de doctorat de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées*, France.
- Nogoshi, M., and T. Igarashi (1970). On the propagation characteristics of microtremor, *J. Seismol. Soc. Jpn.* **23**, 264–280.
- Ohuri, M., A., Nobata, and K. Wakamatsu, (2002). A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **9** (6), 2323–2332.
- Okada, H., (2003). The Microseismic Survey Method: Society of Exploration Geophysicists of Japan. Translated by Koya Suto, *Geophysical Monograph Series 12*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Oubaiche, E.H., J.L. Chatelain, M. Hellel, M. Wathelet, D. Machane, R. Bensalem and A.E.R. Bouguern (2016). The Relationship between Ambient Vibration H/V and SH Transfer Function: Some Experimental Results, *Seismol Res Lett.* doi: 10.1785/0220160113.
- Ouyed, M. and D. Hatzfeld (1981). Etude séismotectonique. In: *Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*. Algiers, Algeria ; 1981. Paper n° 359.
- Özel, O., E. Cranswick, M. Meremonte, M. Erdik, and E. Xafak (2002). Site effect in Avcılar, west of Istanbul, Turkey from strong and weak motion data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 499–508.
- Parolai, S., and S. M. Richwalski (2004). The importance of converted waves in comparing H/V and RSM site response estimates, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 304–313.
- Parolai, S., D. Bindi, M. Baumbach, H. Grosser, C. Milkereit, S. Karakisa, and S. Zünbül (2004). Comparison of different site response estimation techniques using aftershocks of 1999 Izmit earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 1096–1108.
- Parolai, S., S.M. Kling, C. Milkereit, P. Bormann (2004). Assessment of the stability of H/V spectral ratios from ambient noise and comparison with earthquake data in the Cologne area (Germany), *Tectonophysics* **390**, 57-73.
- Parolai, S., S. M. Richwalski, C. Milkereit, and D. Fäh (2006). S-wave velocity profiles for earthquake engineering purposes for the Cologne Area (Germany), *Bull. Earthq. Eng.* **4**, 65–94.
- Parolai, S., S. Orunbaev, D. Bindi, A. Strollo, S. Usupaev, M. Picozzi, D.D. Giacomo, P. Augliera, E. D'Alema, C. Milkereit, B. Moldobekov, and J. Zschau (2010). Site effects assessment in Bishkek (Kyrgyzstan) using earthquake and noise recording data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **100**, 3068–3082.

Bibliographie

- Pelaéz, J.A.M., M. Hamdache, and C. Casado (2003). Seismic hazard in Northern Algeria using spatially smoothed seismicity. Results for peak ground acceleration, *Tectonophysics* **372**, 105–119.
- Pelaéz, J.A., M. Hamdache, and C. Casado (2005). Updating the probabilistic seismic hazard values of northern Algeria with the 21 May 2003 M 6.8 Algiers Earthquake Included, *Pure Appl. Geophys.* **162**, 2163–2177.
- Perrodon, A. (1957). Etude géologique des bassins Néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale, *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie* **12**.
- Peterson, J. (1993). Observations and modeling of seismic background noise, *U.S. Geol. Survey Open-File Report*, 93-322, pp **95**.
- Petrovski, J., Z. Milutinovic, M. Korch, B. Ameer, and D. Aleksovski (1981). Influence of local soil conditions on modification of ground motions in the region of El Asnam, In: *Proceedings Des journées scientifiques sur le séisme d'El Asnam du 10-10-80*. Algiers, Algeria ; Paper n° 29.
- Philip, H. and M. Meghraoui (1983). Structural analysis and interpretation of the surface deformation of the El Asnam earthquake of October 1980. *Tectonics* **2**, 17–49 DOI: 10.1029/TC002i001p00017.
- Picozzi, M., A. Strollo, S. Parolai, E. Durukai, O. Ozel, S. Karabülüt, J. Zschau, and M. Erdik (2009). Site characterization by seismic noise in Istanbul, Turkey, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **29**, 469–482, doi:10.1016/j.soildyn.2008.05.007
- Pulido, N., and M. Matsuoka (2006). Broadband strong motion simulation of the 2004 Niigataken chuetsu earthquake: source and site effects, In: *Proceedings Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*. Grenoble, France, 657–666.
- Sakai, H., K. Hasegawa, N. Pulido, and T. Sato (2006). Relationship between strong motion and road damage during the 2004 Mid-Niigata earthquake, *Struct. Eng.* **52**, 301–308.
- Sanchez-Sesma, F.J. (1985). Seismic response of three-dimensional alluvial valleys for incident P, S, and Rayleigh waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, 269–284.
- Sanchez-Sesma, F.J. (1990). Elementary solutions for response of a wedge-shaped medium to incident SH and SV waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **80**, 737–742.
- Sánchez-Sesma, F.J., R.L. Weaver, H. Kawase, S. Matsushima, F. Luzón, and M. Campillo (2011b). Energy partitions among elastic waves for dynamic surface loads in a semi-infinite solid, *Bull. Seism. Soc. Am.* **101**, 1704–1709.
- Santisi d'Avila, M.P., L. Lenti, and J.F. Semblat, (2012). Modelling strong seismic ground motion: three-dimensional loading path versus wavefield polarization, *Geophys. J. Int.* **190**, 1607–1624.
- Sawada, S., I. Suetomi, Y. Fukushima, and H. Goto (2008). Characteristics and distribution of strong ground motion during the 2004 Niigata-Ken Chuetsu and 2007 Niigata-Ken Chuetsu-Oki earthquake in Japan, In: *Proceedings The 14 the World Conference on Earthquake Engineering*. Beijing, China.

Bibliographie

Seed, H.B. and I.M. Idriss (1969). Influence of soil conditions on ground motions during earthquakes, *J. Soil Mech. and Found. Div. ASCE* **95** (SM1).

Seed, H.B., and J.H. Sun (1989). Implication of site effects in the Mexico City earthquake of September 19, 1985 for earthquake-resistance-design criteria in the San Francisco Bay Area of California, *Report No. UCB/EERC-89/03*, University of California, Berkeley, California.

Seekins, L.C. (1994) Boatwright J. Ground motion amplification, geology, and damage from the 1989 Loma Prieta earthquake in the City of San Francisco, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**, 16–30.

Semblat, J. F. (1998). Amortissement et dispersion des ondes : points de vue physique et numérique, *Revue Française de Génie Civil* **2**, 91–111.

Semblat, J. F., A.M. ASCE (2011). Modeling seismic wave propagation and amplification in 1D/2D/3D linear and nonlinear unbounded media. *Int. J. Geomech.* doi: 10.1061/(ASCE)GM.1943-5622.0000023.

Semblat, J.F., and P. Dangla. Modélisation de la propagation d'ondes et de l'interaction solstructure: approches par éléments finis et éléments de frontière. *Bulletin des laboratoires des ponts et chaussées*, 163–178.

Semblat, J. F., A. M. Duval, and P. Dangla (2000). Numerical analysis of seismic wave amplification in Nice (France) and comparisons with experiments, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **19**, 347–362.

Semblat, J. F., A.M. Duval, and P. Dangla (2002). Seismic site effects in a deep alluvial basin: numerical analysis by the boundary element method, *Comput. Geotech.* **29**, 573–585.

Semblat, J.F., M. Kham, and P.Y. Bard (2008). Seismic-wave propagation in alluvial basins and influence of site-city interaction, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98**, 2665–2678

Semblat, J.F., M. Kham, E. Parara, P.Y. Bard, K. Pitilakis, K. Makra, and D. Raptakis (2005). Site effects: basin geometry vs soil layering, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **25**, 7–10.

Semblat, J. F., M. Kham, R. Paolucci, A. M. Duval, and P. Y. Bard (2013). Modélisation numérique des effets de site sismiques par approches modale et propagative, *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 21–34.

SESAME project (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: Measurements, processing and interpretation, SESAME European Research Project No. EVG1-CT-2000–00026 SESAME, Deliverable No. D23.12, available at <ftp://ftp.geo.uib.no/pub/seismo/SOFTWARE/SESAME> (last accessed July 2016).

Siddiqi, J., and G.M. Atkinson (2002). Ground-motion amplification at rock sites across Canada as determined from the horizontal-to-vertical component ratio. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **92**, 877–884.

Shiono, K., Y. Ohta, and K. Kudo (1979). Observation of 1 to 5 sec microtremors and their applications to earthquake engineering, Part VI: existence of Rayleigh wave components, *Jour. seism. Soc. Japan* **32**, 115–124 (in Japanese with English abstract).

Bibliographie

- Sleeman R., A. van Wettum, and J. Trampert (2006). Three-channel correlation analysis: a new technique to measure instrumental noise of digitizers and seismic sensors, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **96**, 258–271.
- S.N. REPAL (1952). Le bassin néogène du Chélif. *XIX^{ème} Congrès Géologique International*, Alger 1952.
- Sokolov, V.Y., C.H. Loh, and W.Y. (2007). Jean Application of horizontal-to-vertical (H/V) Fourier spectral ratio for analysis of site effect on rock (NEHRP-class B) sites in Taiwan, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **27**, 314–323. doi:10.1016/J.SOILDYN.2006.09.001.
- Stambouli, N. (2013). L'échec de la reconstruction d'El Asnam en 1954, cas du centre Saint Réparatus (1954-1980), In : *Proceedings 6ème Symposium International sur la construction en zone sismique (SICZS'2013)*, 9 et 10 Octobre 2013, Chlef, Algérie.
- Steidl, J. H., A. G. Tamarind, and R. J. Archuleta (1996). What is a reference site?, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86**, 1733–1748.
- Strollo, A., S. Parolai, D. Bindi, L. Chiauzzi, R. Pagliuca, M. Mucciarelli, and J. Zschau (2011). Microzonation of Potenza (Southern Italy) in terms of spectral intensity ratio using joint analysis of earthquakes and ambient noise, *Bull. Earthq. Eng.* **10**, 493–516.
- Strollo, A., S. Parolai, K. Jackel., S. Marzorati, and D. Bindi (2008). Suitability of short-period sensors for retrieving reliable H/V peaks for frequencies less than 1 Hz. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **98**, 671–681.
- Régnier, J., H. Cadet, and P. Y. Bard (2016). Empirical quantification of the impact of non-linear soil behavior on site response, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **106**, 1710–1719.
- Reinoso, E., L. Wrobel, and H. Power (1997). Two-dimensional scattering of P, SV and Rayleigh waves. Preliminary results for the valley of Mexico, *Earth. Eng. Struc. Dyn.* **26**, 595–616.
- Riepl, J., and P.Y. Bard, D. Hatzfeld, C. Papaioannou, and S. Nechtschein (1998). Detailed evaluation of site-response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EURO-SEISTEST), *Bull. Seismol. Soc. Am.* **88**, 448–502.
- RPA99/2003, Algerian Seismic Code (2004) Ministry of Housing and Urban Planning, Algeria.
- Takahashi, K., S. Ohno, M. Takemura, T. Ohta, Y. Sugawara, T. Hatori, and S. Omote (1992). Observation of earthquake strong-motion with deep borehole. Generation of vertical motion propagating in surface layers after S wave arrival, In: *Proceedings of tenth world conference on earthquake engineering*, Balkema, Rotterdam, 1245–50.
- Talaganov, K., D. Aleksovski, Z. Milutinovic, B. Ameer, M. Arsovski, J. Jancevski, and V. Andreevski (1982). Studies for Elaboration of the Code for Repair and Strengthening of damaged buildings in the Region of El Asnam: Engineering Geology, Geotechnical and Geophysical Characteristics of the Town of El Asnam and Other Sites, Institute of Earthquake Engineering and Engineering Seismology, University Kiril and Metodij, Skopje, Republic of Macedonia.

Bibliographie

Tasič, I., and F. Runovc (2010). How to test the reliability of instruments used in microtremor horizontal-to-vertical spectral ratio measurements, *Acta Geotech. Slov.* **7**, 16–28.

Theodulidis, N.P., and P.Y. Bard (1995). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions : an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1), *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **14**, 177–197.

Theodulidis, N., V. Caillot, and P.Y. Bard (1994). Band limited duration and spectral energy in Greece: Empirical dependence on frequency, magnitude, distance, site conditions, and comparison with relevant relations in Italy, *EGS XIX Genral Assembly*, Grenoble, France, 25-29 April 1994.

Uebayashi, H., H. Kawabe, and K. Kamae (2012). Reproduction of microseism H/V spectral features using a three-dimensional complex topographical model of the sediment-bedrock interface in the Osaka sedimentary basin, *Geophys. J. Int.* **189**, 1060–1074.

UNESCO, UNDP (1985). La réalisation d'une étude de microzonation sismique dans la région de Chlef (Phase II). Résultats et recommandations du projet. Rapport final UNDP/ALG/83/004.

Virieux, J. (1986). P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method, *Geophysics* **51**, 889–901.

Walter, T.R., R. Wang, B.G. Luehr, J. Wassermann, Y. Behr, S. Parolai, A. Anggraini, E. Günther, M. Sobiesiak, H. Grosser, H.U. Wetzel, C. Milkereit, P.J.K. Sri Brotopuspito, P. Harjadi, and J. Zschau (2008). The 26 May 2006 magnitude 6.4 Yogyakarta earthquake south of Mt. Merapi volcano: Did Lahar deposits amplify ground shaking and thus lead to the disaster? *Geochem. Geophys. Geosyst.* **9**, Q05006. doi: 10.1029/2007GC001810.

Wathelet, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: Surface-wave inversion, Ph.D. thesis, University of Liège, Belgium.

Woodward Clyde Consultants (WCC) Report (1984). Seismic microzonation of Ech-Chellif region—Algeria, Report prepared for Organisme de Contrôle Technique de la Construction (CTC), Algiers, vol. I/II/III.

Woolery, E., and R. Street (2002). Quaternary Fault Reactivation in the Fluorspar Area Fault Complex of Western Kentucky—Evidence from Shallow SH-wave Reflection Profiles, *Seismol. Res. Lett.* **73**, 628–639.

Yamamoto, H., M. Teshima, T. Sano and T. Saito (2004). Estimation of s-wave velocity structures by using microtremor H/V spectra technique based on both Rayleigh and Love waves, In: *Proceedings 13th World Conference on Earthquake Engineering Vancouver, B.C., Canada August 1-6, 2004* Paper n° 1324.

Yamanaka, H., M. Takemura, H. Ishida, M. Niwa (1994). Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **84**, 1831–1841.

Yelles-Chaouche, A., A. Boudiaf, H. Djellit, and R. Bracene (2006). La tectonique active de la région nord-algérienne, *C. R. Geosci.* **338**, 126–139.

Bibliographie

Yelles–Chaouche, A., T. Allili, A. Alili, W. Messemen, H. Beldjoudi, F. Semmane, A. Kherroubi, H. Djellit, Y. Larbes, S. Haned, et al. (2013). The new Algerian Digital Seismic Network (ADSN): Towards an earthquake early-warning system, *Adv. Geosci.* **36**, 31–38, doi:10.5194/ADGEO-36-31-2013.

Yielding, G., J.A. Jackson, G.C.P. King, H. Sinvhal, C. Vita-Finzi, and R.M. Wood (1981) Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980, *Earth. Planet. Sci. Lett.* **56**, 287–304.

Zhang, Y., Z. Jiang, Y. Wang, and D. Bao (2009). Comparative Analysis of Sequence Characteristics among Different Superimposed Stages of the Chelif Basin, Algeria. *Acta Geophys. Sin.* **86**, 1041–1051, English Edition.

Annexe A

1. Configuration des digitaliseurs DATA-CUBE³ utilisés dans la présente manipulation

```
*****
*   Configuration File for the 1 & 3 Channel DSS-Cubes   *
*               Software V1.0                   *
*****
* Syntax:                                             *
* - Lines beginning with a star '*' are comments (and are ignored) *
* - Empty lines are not allowed                       *
* - Parameter keywords are of six capitalized characters, *
*   directly followed by an equal sign                *
* - The parameter value starts at column #8          *
* - Line length is limited to 70 characters          *
*****
***** !!! Parameters for 3 channel Cubes only !!! *****
*****
** Active Channels  1 = ch1 // 2 = ch1 & ch2 // 3 = ch1 to ch3
CH_NUM=3
** Amplifier Gain  1, 2, 4, 8, 16, 32 or 64
P_AMPL=16
** AD Converter Mode  0 = Low power // 1 = High resolution
C_MODE=0
** Amplifier Chopping  0 = off // 1 = on
A_CHOP=1
*****
***** General parameters for 1 and 3 channel Cubes *****
*****
** Project Name    Project name of max. 20 characters
E_NAME=N/A
** Sample Rate     50, 100, 200, 400, (800@1ch) sps
S_RATE=100
** Digital High Pass  0 = off // 1 = on
A_FILT=0
** FIR Filter       0 = Linear phase // 1 = Minimum phase
A_PHAS=0
** TimeBase Correction  0 = off // 1 = PLL // 2 = DIFF
PLL_X0=0
** Geographic position lat, lon, alt; to speed up satellite search
*GPS_PO=>SIP+52+013+0000P
** GPS Mode        0 = cycled // 1 = continuously
```

```

GPS_ON=0
** GPS & Flush Interval 3 to 60 minutes
* (GPS interval only in cycled mode)
F_TIME=30
*****
**** Parameters relevant for GPS cycled mode only ****
*****
** GPS OFF after 0 = 'GPS_TI' // 1 = 60 GPS fixes max.'GPS_TI'
GPS_OF=0
** GPS ON Time 3 to 60 minutes
GPS_TI=5

```

2. Les valeurs de sensibilité ([Counts/Volt]) du digitaliseur CUBE³ pour chaque grain

Centre | Research | Scientific Services | Career | Media & Communication



- ▲ Instruments
- ▶ Seismic Pool
- ▶ DEPAS Pool
- ▶ GIPP MT

Home » Research » Departments of the GFZ » Department 2 » Geophysical Deep Sounding
 » Services/Infrastructure » Geophysical Instrument Pool Potsdam (GIPP) » Instruments

Sensitivity and clip values

Device	Setup	Gain	LSB	Sensitivity [Counts/Volt]	Clip (PP)
EDL	VL	0,4	2,5µV	4*10 ⁵	40V
	L	1	1µV	1*10 ⁶	16V
	H	10	100nV	1*10 ⁷	1,6V
EDR	VL	0,4	2,5µV	4*10 ⁵	40V
	L	1	1µV	1*10 ⁶	16V
	H	10	100nV	1*10 ⁷	1,6V
	VH	40	20nV	5*10 ⁷	0,32V
CUBE1		10	24,4nV	4,0984*10 ⁷	0,41V
CUBE3	1		244nV	4,0984*10 ⁶	4,1V
	2		122nV	8,1967*10 ⁶	2,05V
	4		61nV	1,6393*10 ⁷	1,02V
	8		30,5nV	3,2787*10 ⁷	0,51V
	16		15,3nV	6,5574*10 ⁷	0,26V
		32	7,6nV	1,3115*10 ⁸	0,13V

<http://www.gfz-potsdam.de/en/section/geophysical-deep-sounding/infrastructure/geophysical-instrument-pool-potsdam-gipp/instruments/clipp-werte/>

3. Numéro de série des capteurs (L22) et digitaliseurs (CUBE³) utilisés dans l'étude des effets de site dans la ville de Chlef

Tableau A.1.

Station	Capteur L22 N° de série	Sensibilité [Volt/ms ⁻¹]	Digitaliseur N° de série	Sensibilité [count/Volt]	Réseau origine
MUS	146	88	A8X	6.5574e+7	LEAS
KAR	148	88	A8L	6.5574e+7	LEAS
LYA	087	88	A92	6.5574e+7	LEAS
PRC	143	88	A8K	6.5574e+7	LEAS
STO	141	88	A8F	6.5574e+7	LEAS
ECF	083	88	A8G	6.5574e+7	LEAS
ECJ	084	88	A91	6.5574e+7	LEAS
ECZ	147	88	A8J	6.5574e+7	LEAS
SF2	088	88	A8W	6.5574e+7	LEAS

Annexe B

Exemple du fichier RESP du volume SEED (*Standard for the Exchange of Earthquake Data*) d'IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*)

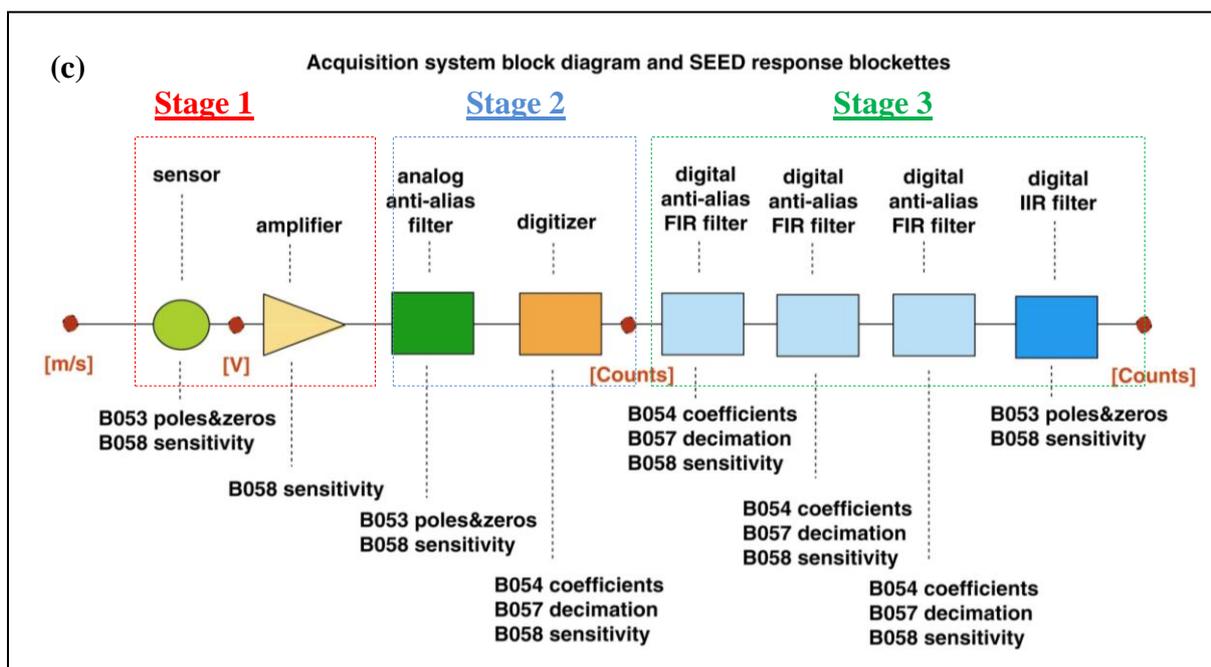
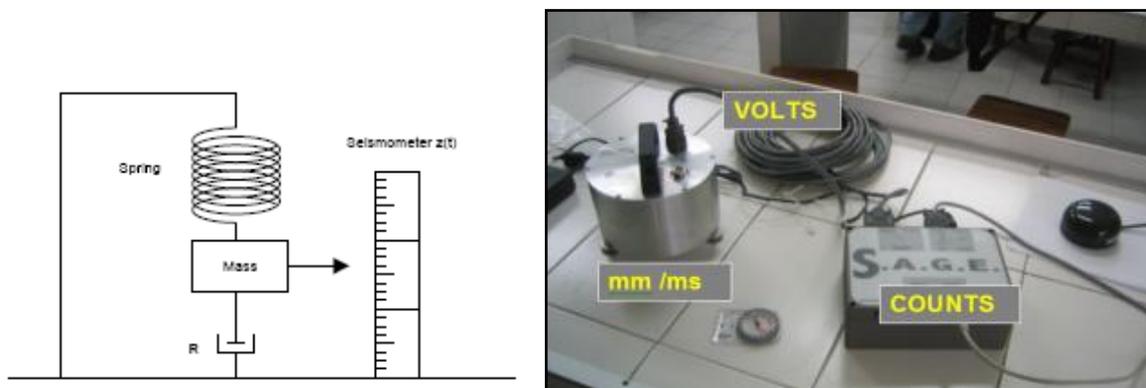


Figure III.6. (a) Un sismomètre simple d'inertie mécanique; (b) illustration des unités physique considérées dans une chaîne d'acquisition du mouvement du sol par une station sismologique: capteur (vélocimètre dans ce cas) (mm/ms), câble (Volts), digitaliseur (counts); (c) séquence des blocks de conversion, amplification et filtrage appliqués sur le mouvement du sol (vitesse du sol en m/s) acquis par une station sismologique.

```
#          << IRIS SEED Reader, Release 5.2 >>
#
#          ===== CHANNEL RESPONSE DATA =====
B050F03   Station:    ABKD
B050F16   Network:    DZ
B052F03   Location:   ??
B052F04   Channel:    EHE
```

B052F22 Start date: 2008,001,00:00:00.0000
B052F23 End date: No Ending Time

=====

++++++CAPTEUR++++++

```
# +-----+
# + | Response (Poles & Zeros), ABKD ch EHE | +
# +-----+ +
#
```

B053F03 Transfer function type: A [Laplace Transform (Rad/sec)]
B053F04 Stage sequence number: 1
B053F05 Response in units lookup: M/S - velocity in meters per second
B053F06 Response out units lookup: V - emf in volts
B053F07 A0 normalization factor: 1.00195
B053F08 Normalization frequency: 4
B053F09 Number of zeroes: 2
B053F14 Number of poles: 2

Complex zeroes:

#	i	real	imag	real_error	imag_error
B053F10-13	0	0.000000E+00	0.000000E+00	0.000000E+00	0.000000E+00
B053F10-13	1	0.000000E+00	0.000000E+00	0.000000E+00	0.000000E+00

Complex poles:

#	i	real	imag	real_error	imag_error
B053F15-18	0	-4.443000E+00	4.443000E+00	0.000000E+00	0.000000E+00
B053F15-18	1	-4.443000E+00	-4.443000E+00	0.000000E+00	0.000000E+00

```
# +-----+
# + | Channel Gain, ABKD ch EHE | +
# +-----+ +
#
```

B058F03 Stage sequence number: 1
B058F04 Gain: 1.662160E+02
B058F05 Frequency of gain: 4.000000E+00 HZ
B058F06 Number of calibrations: 0

```
# +-----+
# + | Response (Coefficients), ABKD ch EHE | +
# +-----+
```

++++++CAPTEUR++++++

++++++DIGITALISEUR++++++

B054F03 Transfer function type: D
B054F04 Stage sequence number: 2
B054F05 Response in units lookup: V - emf in volts

B054F06 Response out units lookup: COUNTS - digital counts
 B054F07 Number of numerators: 0
 B054F10 Number of denominators: 0

```
#
#           +           +-----+
#           +           | Decimation, ABKD ch EHE |           +
#           +           +-----+
#
```

B057F03 Stage sequence number: 2
 B057F04 Input sample rate: 1.000000E+02
 B057F05 Decimation factor: 1
 B057F06 Decimation offset: 0
 B057F07 Estimated delay (seconds): 0.000000E+00
 B057F08 Correction applied (seconds): 0.000000E+00

```
#
#           +           +-----+
#           +           | Channel Gain, ABKD ch EHE |           +
#           +           +-----+
#
```

B058F03 Stage sequence number: 2
 B058F04 Gain: 4.194300E+05
 B058F05 Frequency of gain: 4.000000E+00 HZ
 B058F06 Number of calibrations: 0

+++++DIGITALISEUR+++++

```
#
#           +           +-----+
#           +           | Response (Coefficients), ABKD ch EHE |           +
#           +           +-----+
#
```

+++++FIR DESTIMATOR+++++

B054F03 Transfer function type: D
 B054F04 Stage sequence number: 3
 B054F05 Response in units lookup: COUNTS - digital counts
 B054F06 Response out units lookup: COUNTS - digital counts
 B054F07 Number of numerators: 65
 B054F10 Number of denominators: 0

```
# Numerator coefficients:
#           i, coefficient, error
B054F08-09 0 1.315490E-11 0.000000E+00
B054F08-09 1 1.501070E-04 0.000000E+00
B054F08-09 2 1.339680E-02 0.000000E+00
B054F08-09 3 1.644290E-01 0.000000E+00
B054F08-09 4 5.688090E-01 0.000000E+00
B054F08-09 5 5.173830E-01 0.000000E+00
B054F08-09 6 -2.608360E-01 0.000000E+00
```

B054F08-09	7	-1.220330E-01	0.000000E+00
B054F08-09	8	2.571810E-01	0.000000E+00
B054F08-09	9	-2.029030E-01	0.000000E+00
B054F08-09	10	7.075880E-02	0.000000E+00
B054F08-09	11	3.879670E-02	0.000000E+00
B054F08-09	12	-1.143130E-01	0.000000E+00
B054F08-09	13	1.354800E-01	0.000000E+00
B054F08-09	14	-1.114470E-01	0.000000E+00
B054F08-09	15	6.705480E-02	0.000000E+00
B054F08-09	16	-1.927120E-02	0.000000E+00
B054F08-09	17	-2.093130E-02	0.000000E+00
B054F08-09	18	4.768060E-02	0.000000E+00
B054F08-09	19	-5.933830E-02	0.000000E+00
B054F08-09	20	5.757930E-02	0.000000E+00
B054F08-09	21	-4.623330E-02	0.000000E+00
B054F08-09	22	2.977710E-02	0.000000E+00
B054F08-09	23	-1.248290E-02	0.000000E+00
B054F08-09	24	-2.366080E-03	0.000000E+00
B054F08-09	25	1.278820E-02	0.000000E+00
B054F08-09	26	-1.846980E-02	0.000000E+00
B054F08-09	27	1.879730E-02	0.000000E+00
B054F08-09	28	-1.713870E-02	0.000000E+00
B054F08-09	29	1.278200E-02	0.000000E+00
B054F08-09	30	-7.675790E-03	0.000000E+00
B054F08-09	31	3.255160E-03	0.000000E+00
B054F08-09	32	-8.947560E-05	0.000000E+00
B054F08-09	33	-1.778760E-03	0.000000E+00
B054F08-09	34	2.596040E-03	0.000000E+00
B054F08-09	35	-2.666170E-03	0.000000E+00
B054F08-09	36	2.307400E-03	0.000000E+00
B054F08-09	37	-1.770520E-03	0.000000E+00
B054F08-09	38	1.218640E-03	0.000000E+00
B054F08-09	39	-7.460490E-04	0.000000E+00
B054F08-09	40	3.921750E-04	0.000000E+00
B054F08-09	41	-1.583660E-04	0.000000E+00
B054F08-09	42	2.437800E-05	0.000000E+00
B054F08-09	43	3.807570E-05	0.000000E+00
B054F08-09	44	-5.618050E-05	0.000000E+00
B054F08-09	45	5.152770E-05	0.000000E+00
B054F08-09	46	-3.856470E-05	0.000000E+00
B054F08-09	47	2.530290E-05	0.000000E+00
B054F08-09	48	-1.512460E-05	0.000000E+00
B054F08-09	49	8.739800E-06	0.000000E+00
B054F08-09	50	-4.648120E-06	0.000000E+00
B054F08-09	51	1.376280E-06	0.000000E+00
B054F08-09	52	7.042060E-07	0.000000E+00

B054F08-09 53 2.241870E-07 0.000000E+00
 B054F08-09 54 -1.251030E-06 0.000000E+00
 B054F08-09 55 1.066770E-07 0.000000E+00
 B054F08-09 56 2.642880E-07 0.000000E+00
 B054F08-09 57 3.226640E-07 0.000000E+00
 B054F08-09 58 -8.074160E-08 0.000000E+00
 B054F08-09 59 -1.099050E-07 0.000000E+00
 B054F08-09 60 -3.325200E-08 0.000000E+00
 B054F08-09 61 1.388510E-08 0.000000E+00
 B054F08-09 62 1.056270E-08 0.000000E+00
 B054F08-09 63 2.577910E-09 0.000000E+00
 B054F08-09 64 -7.018620E-10 0.000000E+00

```

#
#           +-----+
#           | Decimation, ABKD ch EHE |
#           +-----+
#
  
```

B057F03 Stage sequence number: 3
 B057F04 Input sample rate: 1.000000E+02
 B057F05 Decimation factor: 1
 B057F06 Decimation offset: 0
 B057F07 Estimated delay (seconds): 4.161000E-02
 B057F08 Correction applied (seconds): 4.161000E-02

```

#
#           +-----+
#           | Channel Gain, ABKD ch EHE |
#           +-----+
#
  
```

B058F03 Stage sequence number: 3
 B058F04 Gain: 1.000000E+00
 B058F05 Frequency of gain: 4.000000E+00 HZ
 B058F06 Number of calibrations: 0

```

#
#           +
  
```

++++++FIR DESTIMATOR++++++

```

#           +-----+
#           | Channel Sensitivity, ABKD ch EHE |
#           +-----+
#
  
```

B058F03 Stage sequence number: 0
 B058F04 Sensitivity: 6.971580E+07
 B058F05 Frequency of sensitivity: 4.000000E+00 HZ
 B058F06 Number of calibrations: 0

```

#
  
```

B058F04 Sensitivity: 6.971580E+07

Sensitivity=Gain*Gain*Gain=1.662160E+02*4.194300E+05*1.000000E+00
=6.971580E+07

B058F04	Gain:	1.662160E+02
B058F04	Gain:	4.194300E+05
B058F04	Gain:	1.000000E+00

Annexe C

Suppression de la réponse instrumentale par l'utilisation de la commande TRANSFER du code SAC

Dans ce qui suit, le pas d'échantillonnage des signaux sismiques considérés est 100 Hz (Nyquist est 50Hz).

POLEZERO

La commande est:

```
trans from polezero s file_polezero to vel freq 0.05 0.10 30.25 30.50
```

1. **file_polezero** est le nom du fichier contenant les pôles, les zéros et la constante de normalisation A_0 divisée par la sensibilité total S_T , pour qu'à la sortie le signal sismique est mesuré en une unité physique. Le format d'écriture de ce fichier est donné dans le lien suivant : <https://ds.iris.edu/files/sac-manual/commands/transfer.html>. Dans ce fichier, il est recommandé de rajouter un zéro supplémentaire au nombre de zéro total du capteur, pour que le programme du SAC considère la donnée sismique comme un déplacement. Les pôles et les zéros du fichier "file_polezero" doivent être exprimés dans le domaine des vitesses angulaires (en radians/sec). S'ils sont exprimés dans le domaine des fréquences [Hz], ils doivent être divisés par 2π , et le même cas pour A_0 .
2. **to vel** : par l'introduction de cette instruction, le programme SAC dérive automatiquement le fichier contenant la donnée sismique d'output, après la déconvolution de la réponse instrumentale, en vitesse (même pour l'accélérogramme).
3. **freq 0.05 0.10 30.25 30.50** : est un filtre passe-bande, les valeurs données sont les valeurs de ses coins.

- EVALRESP

La commande est:

```
trans from evalresp fname RESP.3.DZ.ABZH..HHE to vel freq 0.05 0.10 30.25 30.50
```

L'utilisation de l'option de « EVALRESP » dans la suppression de la réponse instrumentale exige l'introduction dans le répertoire contenant la donnée sismique le fichier RESP, comme

l'exemple du fichier nommé RESP.3.DZ.ABZH..HHE de la station ABZH du réseau sismologique numérique algérien ADSN de la composante EW. L'utilisation de cette instruction permet le manipulateur d'éviter de réécrire les pôles et les zéros du fichier *file_polezero* de l'option *POLEZERO*. En revanche, cette dernière qui prend en considération que la fonction de transfert du capteur seulement, la suppression de la réponse instrumentale par l'option *EVALRESP* prend, en plus, en considération les pôles et zéros du stage 3 de la Figure III.6-c dans la déconvolution ou la suppression (voir Annexe C).

Un désavantage dans le code SAC dans la fonction *TRANSFER*, est que l'utilisateur n'a aucune idée sur les relations mathématiques incluses dans l'algorithme pour la suppression de la réponse instrumentale. Pour confirmer la bonne utilisation des deux options de cette fonction, nous avons effectué plusieurs essais en faisant des comparaisons entre les enregistrements ayant subis la suppression de la réponse instrumentale convertis en [m/s] depuis le [count] pour obtenir la vitesse du mouvement du sol. Pour ce test, nous avons considéré les stations ALCP et ABZH de type différent du réseau ADSN installées dans le site du CRRAG à Bouzaréah (Alger). Sur le Tableau 1, nous présentons leurs chaînes d'acquisition sismologique. Les capteurs DS-4A et STS2 sont caractérisés par leurs fonctions de transfert normalisées illustrées sur la Figure 1. Nous avons comparé les signaux sismiques du même événement dans le domaine temporaire et fréquentiel enregistré par ces deux stations. Les deux stations, ALCP et ABZH disposent des fichiers RESP pour les trois composantes, EW, NS et Z servant à l'option *EVALRSP* (ANNEXE C). Nous avons commencé d'abord par l'utilisation de l'option *EVALRESP*. Dans le même répertoire nous mettons les fichiers « .sac » du signal sismique des trois composantes enregistré par les deux stations ALCP et ABZH, avec les fichiers RESP correspondant : « *RESP.3.DZ.ABZH..HHE, RESP.3.DZ.ABZH..HHN, RESP.3.DZ.ABZH..HHZ* » et « *RESP. DZ.AALCP.00.SHE, RESP. DZ.AALCP.00.SHN, RESP. DZ.AALCP.00.SHZ* ». L'application de l'option *EVALRESP* est automatique, c'est-à-dire tous les éléments nécessaires pour la suppression de la réponse instrumentale existent dans le fichier RESP. Dans ce qui suit, seule la composante EW de la station ABZH est sélectionnée pour cette démonstration. Le suivant script est appliqué sur tous les fichiers « .sac » :

r file.sac

lh idep

FILE: file.sac - 1

idep = VELOCITY (NM/SEC)

rmean

rtrend

taper

trans from evalresp fname RESP.3.DZ.ABZH..HHE to none freq 0.05 0.10 25 50

w file_eval_none.sac % le résultat est un fichier contenant le déplacement du sol en [nm] et
il s'est divisé par la constante $(A_0/S_T)*10^{-9}$ automatiquement.

r file_eval_none.sac

lh idep

FILE: file_eval_none.sac - 1

idep = DISPLACEMENT (NM)

dif % dérivé.

w file_eval_none_dif.sac % le résultat est un fichier contenant la vitesse du sol en [nm/sac].

r file_eval_none_dif.sac

lh idep

FILE: file_eval_none_dif.sac - 1

idep = VELOCITY (NM/SEC)

r file_eval_none_dif.sac

ch lovrok true

mul 1e-9

w over % le résultat est un fichier contenant la vitesse du sol [m/sac]

r file.sac

rmean

rtrend

taper

trans from evalresp fname RESP.3.DZ.ABZH..HHE to vel freq 0.05 0.10 25 50

w file_eval_vel.sac % le résultat est un fichier contenant la vitesse du sol en [nm/sac]

r file_eval_vel.sac

ch lovrok true

mul 1e-9

w over % le résultat est un fichier contenant la vitesse du sol [m/sac]

r file.sac

rmean

rtrend

taper

mul 1.59e-9 % facteur de calibration donné en [m.s-1/count] de la station ABZH.

w file_St.sac % le résultat est un fichier contenant la vitesse du sol en [m/sac] mais avec la réponse instrumentale.

r file_St.sac file_eval_dif.sac file_eval_vel.sac

taper

color in inc

p2 % le résultat est ploté sur la Figure 2-a '1,2'.

L'objectif de ce traitement de signal est de comprendre le fonctionnement de la fonction TRANS utilisant l'option EVALRESP. Les fichiers «*file_eval_none_dif.sac*» et «*file_eval_vel.sac*» sont identiques. Nous avons complété notre traitement par l'utilisation de

l'option POLEZERO. Nous avons créé d'abord un fichier « *file_polezero.txt* » contient les mêmes pôles et zéros du capteur STS2 qui se trouvent dans le fichier RESP de la station ABZH (6 zéros et 11 pôles), et une constante égale à A_0/S_T , sous le format exigé par le code SAC. Le script suivant était appliqué sous les mêmes fichiers « .sac » originaux, c'est-à-dire avant de supprimer la réponse instrumentale, en [count] :

r file.sac

lh idep

FILE: file.sac - 1

idep = VELOCITY (NM/SEC)

rmean

rtrend

taper

trans from polezero s file_polezero to none freq 0.05 0.10 25 50

w file_pz_none.sac % le résultat est un fichier contenant la vitesse du sol en [m/s] mais le type de la variable affiché est un déplacement en [nm]

r file_pz_none.sac

lh idep

FILE: file_eval_none.sac - 1

idep = DISPLACEMENT (NM)

Dans le traitement suivant de signal, nous avons pris le même fichier « *file_polezero.txt* » du capteur STS2, mais nous avons rajouté un zéro nul, c'est-à-dire dans le fichier « *file_polezero.txt* » nous avons maintenant 7 zéros et 11 pôles. Nous avons suivi le même script au-dessus :

r file.sac

lh idep

FILE: file.sac - 1

idep = VELOCITY (NM/SEC)

rmean

rtrend

taper

trans from polezero s file_polezero to none freq 0.05 0.10 25 50

w file_pz_none__plus_z0.sac

r file_pz_none__plus_z0.sac

dif

w file_pz_none__plus_z0_dif.sac % le résultat est un fichier contenant la vitesse du sol en
[m/sac].

lh idep

FILE: file_eval_none__plus_z0_dif.sac - 1

idep = DISPLACEMENT (NM/SEC)

r file.sac

lh idep

FILE: file.sac - 1

idep = VELOCITY (NM/SEC)

rmean

rtrend

taper

trans from polezero s file_polezero to vel freq 0.05 0.10 25 50

w file_pz_vel__plus_z0.sac % le résultat est un fichier contenant la vitesse du sol en [m/sac]
identique à *file_eval_none__plus_z0_dif.sac*, *file_eval_dif.sac*
file_eval_vel.sac.

r file_pz_vel__plus_z0.sac file_eval_none__plus_z0_dif.sac

color in inc

p2 % les résultats sont plotés sur la Figure 2-b '1,2'.

Pour obtenir des résultats identiques de la vitesse du mouvement du sol en [m/s] enregistré par un sismomètre, par l'utilisation des deux options EVALRESP et POLEZERO, il faut que le fichier des pôles et zéros de l'option POLEZERO contient un zéro nul supplémentaire par rapport à celui du fichier RESP. Pour aller vite, nous conseillons d'utiliser les deux instructions suivantes :

trans from polezero s file_polezero to vel freq 0.05 0.10 25 50

trans from evalresp fname RESP.3.DZ.ABZH..HHE to vel freq 0.05 0.10 25 50

Tableau 1 : Type et paramètre du capteur et digitaliseur des stations ALCP et ABZH.

Station	Capteur	T_0	S_c [V.s/m]	Digitaliseur	Bit de résolution	Pas d'échantillonnage (Hz)	S_d [V/count]
ALCP	DS-4A ¹	1s	2000	EDAS-24IP	24	100	1.5890e-6
ABZH	STS2 ²	120 s	1500	Q330	24	100	2.3841e-6

¹ ou FFS3

² Le STS2 utilisé dans notre manipulation est un capteur 3^{ème} génération

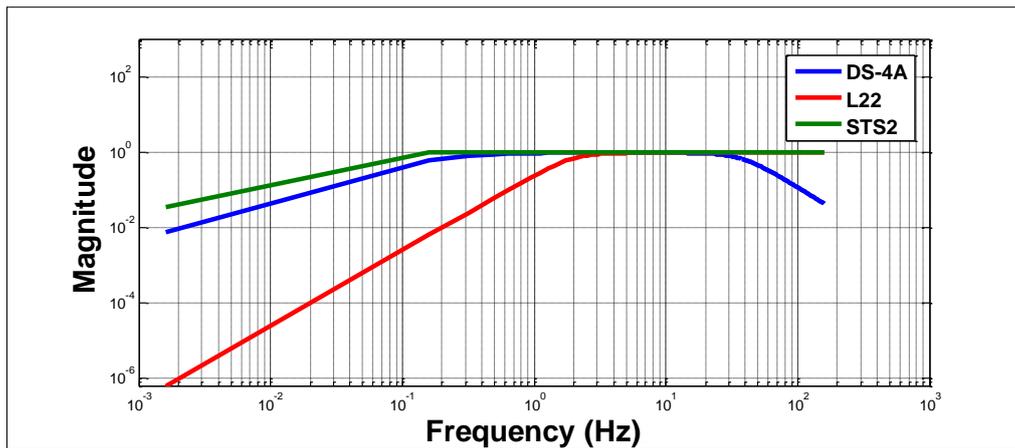


Figure 1 : Les fonctions de transfert normalisées des capteurs L22, DS-4A et STS2.

Nous citons par occasion aussi le code Matlab GISMO qui sert à la correction instrumentale, téléchargeable à partir du lien suivant:

http://volcanoes.usgs.gov/misc/haney/causal_instrument_corrections_final.zip.

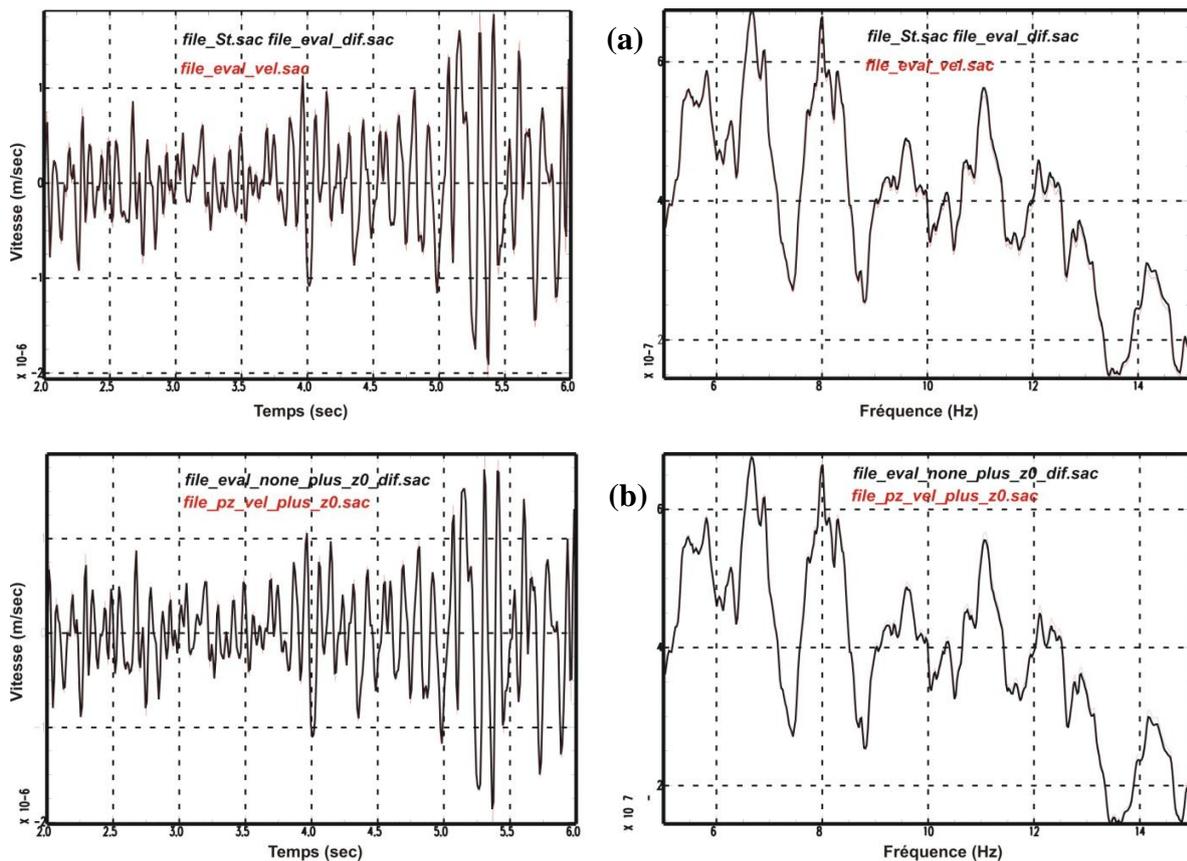


Figure 2 : Comparaison entre les signaux sismiques (droite) résultant après la suppression de la réponse instrumentale du signal sismique enregistré sur la composante EW de la station ABZH, et leurs amplitudes spectrales correspondantes (gauches) après la suppression de la réponse instrumentale par l'option EVALRESP (a) et POLEZERO (b).

Dans le même cadre de comparaison du mouvement du sol enregistré par deux différentes stations de différent matériel sismologique, après la suppression de la réponse instrumentale, pour montré le désavantage d'utiliser un réseau hétérogène dans la méthode SSR. Nous avons effectué une comparaison entre la station ALCP et ABZH. Pour les deux stations nous avons procédé de la même façon :

r file_ABZH.sac % aussi pour ALCP.

rmean

rtrend

taper

trans from polezero s PZ_ABZH to vel freq 0.05 0.10 30.25 30.50 % aussi pour ALCP

mul 1e-9 % pour convertir du [nm/sec] au [m/sec].

w file_ABZH_vitesse.sac % aussi pour ALCP.

r file_ABZH_vitesse.sac file_ALCP_vitesse.sac

taper

fft

writesp am % sauvegarde des amplitudes spectrales

Nous avons donc comparé sur la Figure 3 les résultats obtenus dans le domaine temporaire et fréquentiel des signaux sismiques enregistrés par les stations ABZH et ALCP. Sur la Figure 3-a, les 2 signaux sismiques plotés ne présentent pas une similitude absolue. Sur les Figure 3-b, -c, -d, -e et -f nous détaillons cette comparaison. Concernant les amplitudes spectrales, pour les fréquences inférieures à 1.5 Hz approximativement, les amplitudes spectrales sont complètement différentes. Entre cette fréquence et 15 Hz, les amplitudes sont quasiment-identiques (Figure 3-b), puis elles perdent encore la similitude, en valeur, mais elles ont pratiquement la même forme (Figure 3-c). Pour le déphasage, sur les Figure 3-d, -e et -f nous avons choisi de travailler sur 3 bandes de fréquence, entre 0.10-0.20 Hz, 6.10-6.20 Hz et 21.10-20.20 Hz, après avoir visualisé les deux variations de phase des deux signaux dans tout le domaine spectrale, 0-50 Hz. Cette segmentation permet de mieux convertir les signaux sismiques multi-fréquentiels en des signaux périodiques. Pour les basses fréquences, le signal sismique enregistré par ALCP et ABZH est différent en amplitude et en phase ; ils sont

déphasés approximativement d'un angle de $\frac{5\pi}{11}$. Pour le domaine de fréquence compris entre 2.5 et 7.2, les deux signaux sont en phase (Figure 3-e) avec des amplitudes identiques. Pour le dernier cas, les deux signaux sont déphasés d'un angle égal à π (Figure 3-f). De cette présente comparaison, on peut affirmer que la correction instrumentale par une déconvolution théorique de la fonction de transfert ne sert pas toujours à remonter au mouvement du sol réel, cela semble lié directement aux valeurs des pôles et zéros. Après la suppression de la réponse instrumentale, dans le domaine fréquentiel de la fonction de transfert unité (Figure 1), nous trouvons que les capteurs enregistrent la même vibration du sol, en dehors de ce plateau, le mouvement du sol est influencé par la réponse du capteur.

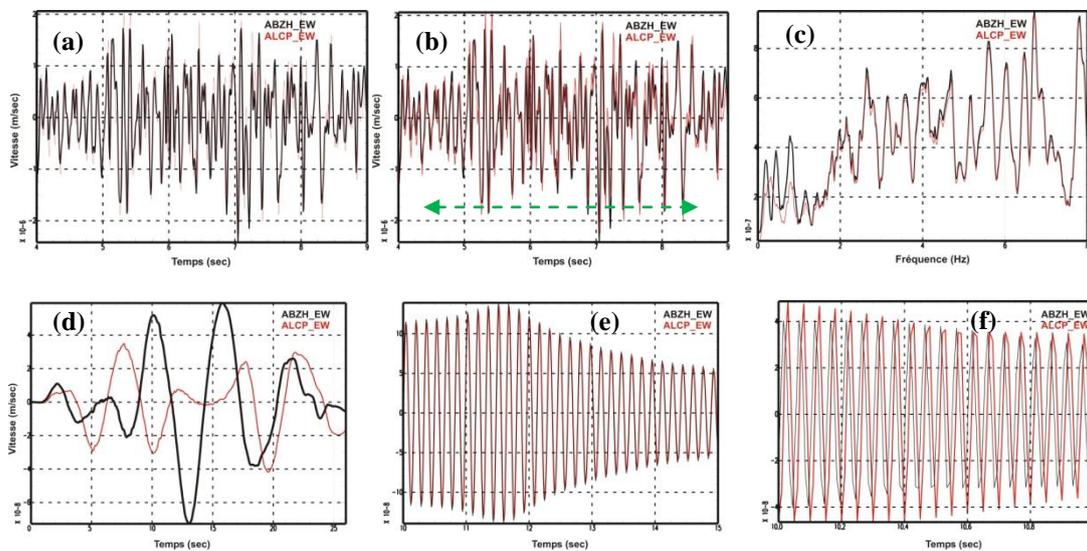


Figure 3 : Comparaison entre la vitesse du mouvement du sol de la composante EW enregistrée par les stations ABZH et ALCP, dans domaine temporelle et fréquentielle. (a) : le signal sismique enregistré par les deux stations, vu entre 4-9 sec après la suppression de réponse instrumentale. (b) et (c) : les amplitudes spectrales des deux stations vues entre 0-15Hz et 15-50 Hz, respectivement, la double flèche verte montre le domaine de similitude. (d), (e) et (f) : illustration du déphasage dans le signal sismique enregistré par les deux stations, subit un filtrage passe-bande de 0.1-0.2 Hz, 6.1-6.2 Hz et 20.1-20.2 Hz respectivement.